

УДК 551.551;551.596;550.385

ВОЗДЕЙСТВИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЦУНАМИ НА ИОНОСФЕРУ

© 2019 г. С. Л. Шалимов^{1,2*}, А. А. Рожной¹, М. С. Соловьева¹, Е. В. Ольшанская¹

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

²Институт космических исследований РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: pmsk7@inbox.ru

Поступила в редакцию 02.06.2018 г.

Принята в печать 15.08.2018 г.

Диагностика внешних оболочек Земли, осуществляемая посредством глобальных навигационных спутниковых систем и не менее глобальной сети наземных приемников и передатчиков в сверхдлинноволновом радиодиапазоне, позволяют исследовать достаточно сложные процессы литосферно-ионосферных связей, примерами которых служат воздействия землетрясений и цунами на ионосферу. Дан краткий обзор современных достижений в изучении этих процессов.

Ключевые слова: ионосфера, цунами, волны Рэлея, акустические волны, внутренние гравитационные волны

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-333720191199-213>

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время дистанционная диагностика внешних оболочек Земли, осуществляемая посредством глобальных навигационных спутниковых систем GPS/ГЛОНАСС вместе с широко разветвленной сетью их наземных приемных станций (около 2500 пунктов, и сеть постоянно развивается), а также не менее глобальная сеть наземных приемников и передатчиков в сверхдлинноволновом (СДВ) радиодиапазоне, позволяют исследовать достаточно сложные процессы взаимного влияния указанных оболочек. Такая диагностика применяется и в исследованиях литосферно-ионосферных связей.

Ярким примером подобного применения служит выявление воздействия землетрясений и цунами на ионосферу. В соответствии с этим нас будут интересовать сейсмические поверхностные волны, включающие вертикальные движения на границе земной поверхности и атмосферы (волны Рэлея) и на границе поверхности океана и атмосферы (цунами).

Длины поверхностных волн Рэлея, возбуждаемых при землетрясениях, занимают интервал от десятков до сотен километров, их фазовая скорость – от 3 до 4 км/с, вертикальные смещения почвы достигают нескольких сантиметров. Как волны Рэлея, так и подвижки по разлому земной

коры в эпицентре землетрясения приводят к непосредственному воздействию на атмосферу и излучению атмосферных волн.

В отличие от землетрясений с эпицентром на суше, события с очагом на дне океана имеют особенность: они вызывают сейсмические волны не только в земной коре, но и в толще океана, включая разрушительные по воздействиям на инфраструктуру цунами. Эти длинные волны относят к гравитационным поверхностным волнам. Характерная длительность цунами (их период) составляет несколько десятков минут, длины этих волн – несколько сотен километров, скорость распространения – порядка 200 м/с, высота волн достигает нескольких метров в океане и несколько десятков метров по мере приближения к берегу.

Простая модель, предложенная еще в 1967 г. [Голицын, Кляцкин, 1967], позволяет установить возможные частоты атмосферных волн (акустических и внутренних гравитационных), которые возбуждаются сейсмическими возмущениями, распространяющимися вдоль земной и океанической поверхности, а также условия излучения атмосферных волн.

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 заряженной частицей, движущейся со скоростью больше фазовой скорости света в среде (эффект Вавилова–Черенкова). Угол, под которым при этом излучается атмосферная волна, оценивается из дисперсионного уравнения для атмосферных волн соотношением $\cos\varphi \sim 1/M$, где M – число Маха (равное отношению скорости сейсмической волны к скорости звука).

Морские же волны излучать акустические волны не могут, так как скорость первых гораздо меньше скорости последних. Однако для возбуждения атмосферных внутренних волн необходимо, чтобы их горизонтальная фазовая скорость превышала скорость волн на поверхности раздела. Это имеет место только в пределе длинных поверхностных гравитационных волн, к которым относят цунами. Частота атмосферных внутренних волн ω может изменяться от близкой к нулю, когда волновой вектор близок к вертикальному, до ω_g , называемой частотой Брента–Вяйсяля, когда волновой вектор почти горизонтален. Поскольку групповая скорость в этих волнах перпендикулярна фазовой, то энергия волн распространяется под прямым углом к направлению распространения волнового фронта. Самую быструю групповую скорость имеют низкочастотные волны ($\omega \approx 0$ и волновой вектор почти вертикален), причем она направлена практически горизонтально. Таким образом, горизонтальные структуры практически не осциллируют, но очень эффективны в распространении энергии по горизонтали.

После генерации в атмосфере акустико-гравитационные волны могут распространяться 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 волн растет по мере ее распространения вверх. Для поверхностного источника коэффициент усиления амплитуды достигает 10^3 на ионосферных высотах. Это позволяет понять, почему в ионосфере можно зарегистрировать атмосферные возмущения, которые едва различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое.

Ниже подведены некоторые итоги исследований, проводимых в последние годы, прежде всего в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта

(ИФЗ) РАН, с использованием существующих плотных сетей СДВ-радиопросвечивания и приемников ГНСС, и посвященные проблеме литосферно-ионосферных связей, обусловленных воздействием на ионосферу со стороны сильных землетрясений и цунами.

ИОНОСФЕРА НАД ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В настоящей работе использованы данные по двум самым плотным в мире сетям приемных станций GPS (Японии и США), которые позволяют реконструировать отклик ионосферы достаточно подробно.

Именно вблизи самой плотной в мире японской сети приемных станций GPS (около 1200 станций) произошло событие, которое самым сильным образом повлияло на представления о возможностях ионосферной сейсмологии.

Землетрясение, произошедшее 11 марта 2011 г. восточнее японского острова Хонсю (с координатами эпицентра в океане $38,32^\circ$ с.ш., $142,37^\circ$ в.д.), имело магнитуду, равную 9,0 (сейсмический момент соответствовал $3,9 \cdot 10^{22}$ Дж, согласно данным Геологической службе США). После этого землетрясения, получившего название события в Тохоку-оки, возникло цунами, достигшее вблизи побережья высоты в несколько десятков метров, которое привело к аварии на атомной станции Фукусима-1 и трагедии национального масштаба. Это землетрясение относят к классу мега-событий, то есть имеющему глобальное влияние (с 1900 г. произошло только 5 подобных событий).

Американская группировка GPS включает не менее 24 спутников «Навстар», расположенных на шести 12-ти часовых круговых орбитах высотой около 20 тыс. км и наклоном 55° ; сигналы четырех спутников можно принимать из любой точки на земной поверхности. Спутники передают высокостабильные когерентные сигналы на частотах 1575,42 и 1227,6 МГц. Для зондирования ионосферы используют измеряемые фазы радиосигналов, распространяющихся от спутника до наземного приемника. Фазовые данные позволяют вычислить полное электронное содержание ТЕС (total electron content) – интеграл от плотности электронной концентрации вдоль луча, соединяющего передатчик и приемник, а также его вариации [Афраймович, Первалова, 2006].

Японская сеть насчитывает около 1200 GPS-приемников, каждый из которых регистрирует

одновременно сигналы около 10 спутников «Навстар». Такая сеть GPS-приемников позволяет получать пространственно-временные распределения электронной концентрации с разрешением, достаточным для выявления картины волновых движений. Для анализа отклика ионосферы на сейсмические возмущения производилось разделение «фоновой» (медленно меняющейся) и «волновой» (быстро меняющейся) компонент распределения электронной концентрации. В результате совместной работы исследователей из МГУ и ИФЗ РАН, предпринятой сразу после события в Тохоку-оки, были созданы двумерные карты вариаций вертикального ТЕС, измеряемого в единицах TECU ($1 \text{ TECU} = 10^{16}$ электронов/ м^3), с интервалом 2 мин и пространственным разрешением 18,5 км для региона Японских

островов ($25\text{--}50^\circ$ с.ш., $125\text{--}155^\circ$ в.д.) на протяжении нескольких дней, приуроченных к указанному землетрясению [Куницын и др., 2011]. Поскольку ионосфера не полностью «просвечивается» радиосигналами, существуют области ионосферы, которые не пересекаются лучами спутник – приемник, отсюда возникает мозаичность изображений.

Возмущение ионосферы после рассматриваемого землетрясения в Тохоку-оки начинается с резкого увеличения ТЕС (порядка 3 TECU) в области с радиусом около 50 км (сдвинутой восточнее на 200 км от проекции эпицентра на ионосферу) на 6-й минуте после землетрясения, что даже быстрее времени распространения акустической ударной волны (рис. 1). К 10-й минуте радиус области повышенного

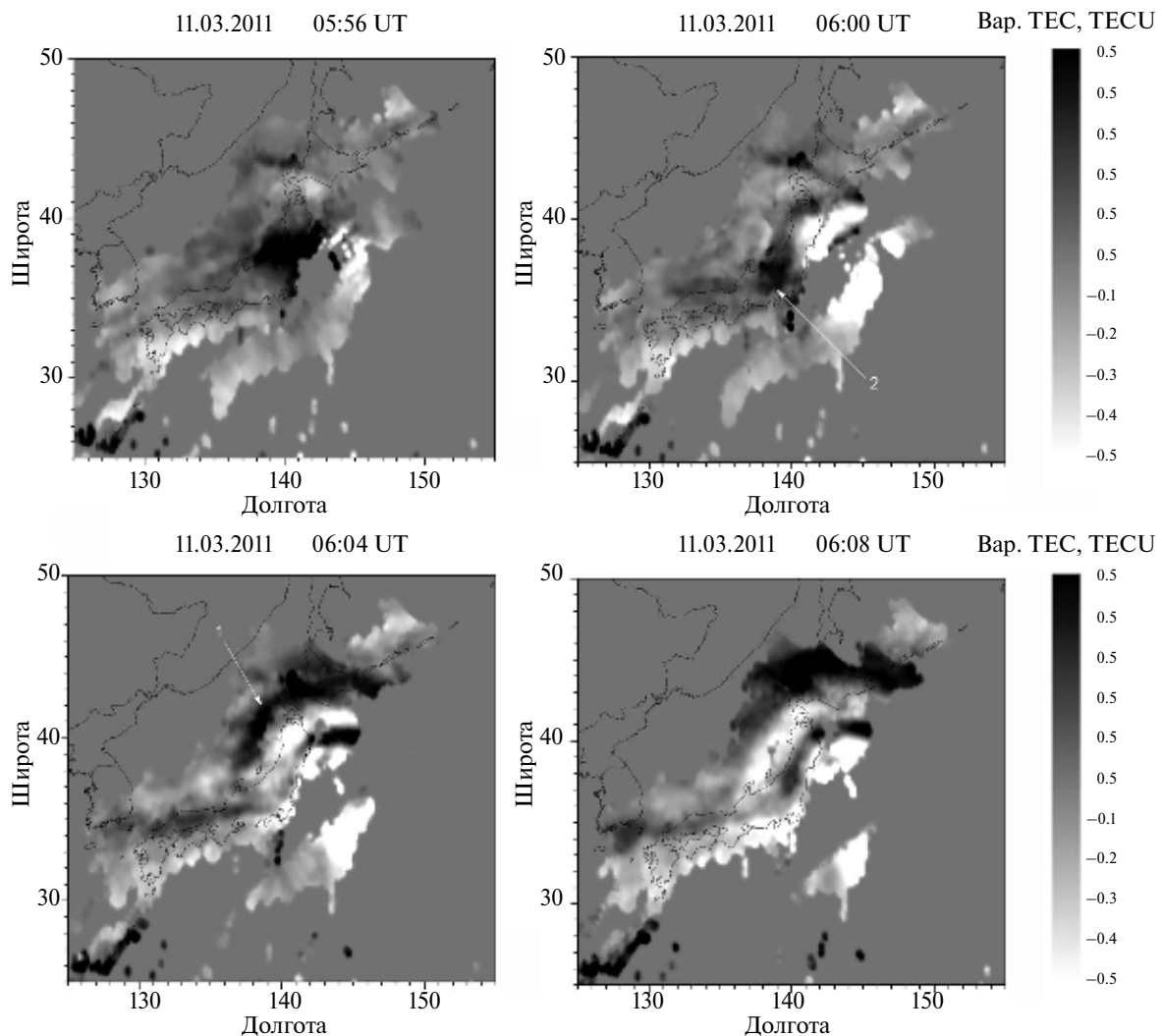


Рис. 1. Начало генерации ионосферных возмущений акустическими волнами от землетрясения (показано стрелкой 1) и сейсмической волны Релея (показано стрелкой 2). Для каждого фрагмента двумерной карты (а), (б), (в), (г) по вертикальной и горизонтальной осям отложены широта и долгота соответственно, сверху каждого фрагмента указано число и универсальное время (UT). Справа показана шкала вариаций ТЕС [Куницын и др., 2011].

ТЕС достигает несколько сотен километров, а за фазой сжатия начинает развиваться фаза разряжения. В результате профиль ТЕС приобретает характерную для ударной акустической волны, генерируемой в эпицентре в момент землетрясения, форму буквы N [Astafyeva et al., 2013]. Отметим, что резкий фронт возмущения ТЕС в начальный момент свидетельствует о быстром и значительном поднятии поверхности океана и, следовательно, о возникновении цунами. Информация об этом в ТЕС зарегистрирована менее, чем через 10 минут после события, тогда как разрушительной волне цунами (учитывая ее скорость 200 м/с) потребовалось от 20 минут до получаса, чтобы достичь побережья. Эта временная разница может быть использована в службе раннего предупреждения о цунами.

От области в верхней ионосфере, где прошла акустическая волна, начинают распространяться два типа возмущений: вдоль суши на юго-запад и на север со скоростью около 3 км/с и в виде кольцевого сегмента (на северо-запад) со скоростью около 1 км/с. Скорости возмущений соответствуют сейсмической волне Рэля и акустико-гравитационной волне в верхней атмосфере.

Далее, от места входа первоначального акустического импульса в ионосферу распространяется отчетливое ионосферное возмущение в виде концентрических кругов (рис. 2), длина волны, амплитуда и скорость которого уменьшаются с течением времени от 1 км/с до 200 м/с, что соответствует скоростям акустико-гравитационных волн на этих высотах. Наблюдения показали, что такое возмущение длится несколько часов (в данном случае около 3-х часов), что

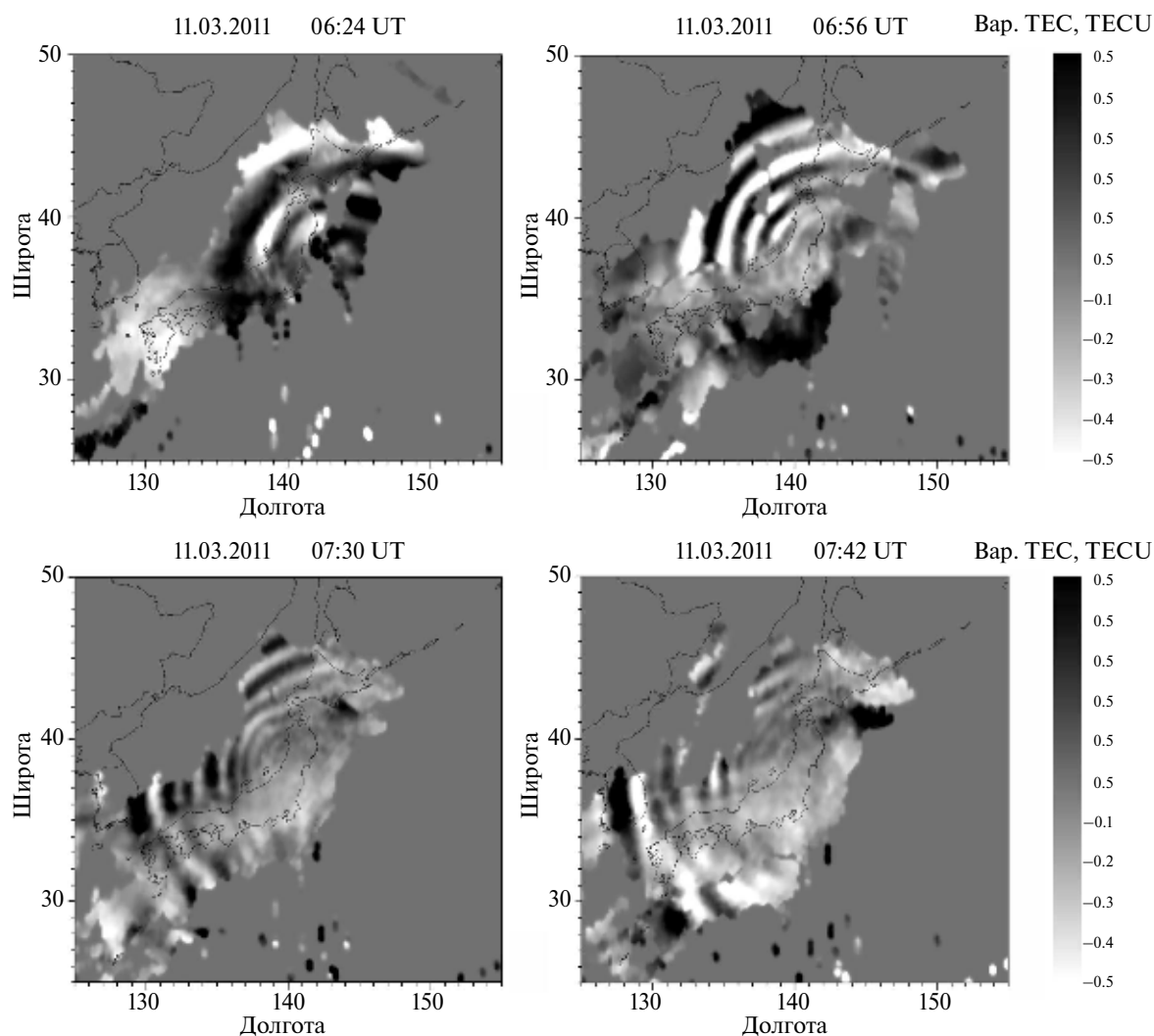


Рис. 2. Ионосферные возмущения в последующие моменты времени (обозначения те же, что на рис. 1): эволюция и затухание расходящегося кольцевого возмущения, обусловленного акустико-гравитационными волнами, порождаемыми землетрясением. Справа показана шкала вариаций ТЕС [Куницын и др., 2011].

трудно объяснить, если предполагать относительно быструю релаксацию возмущенной поверхности океана к равновесию с последующим формированием цунами после подводного землетрясения. Такое упрощенное развитие процесса может не иметь места, если учесть, что во вращающейся жидкости или атмосфере с исчезновением возмущающей силы происходит процесс геострофической адаптации, обнаруженный еще в 1941 г. А.М. Обуховым [Обухов, 1941], при котором часть энергии первоначального возмущения уносится акустико-гравитационными волнами, а другая часть остается локализованной в области первоначального возмущения. Соответственно, в месте начального возмущения могут существовать долгоживущие локализованные вихри, исчезающие под влиянием сравнительно медленных диссипативных процессов. При этом источник может находиться как на поверхности океана (в области выхода акустического импульса после его распространения в толще океана), так и в атмосфере. Подобные явления наблюдались в ионосфере после наземных взрывов [Андреева и др., 2001].

Данная интерпретация принципиально отличается от той, что дана в работе [Galvan et al., 2012], где происхождение внутренних гравитационных волн (ВГВ) в ионосфере вблизи эпицентра ассоциировалось с цунами. Поскольку речь шла о регистрации ВГВ через полчаса после события, то цунами никак не могли быть источником ВГВ, так как иначе потребовалось бы приписать ВГВ нереальную вертикальную скорость порядка 100 м/с для достижения верхней ионосферы за этот интервал времени (аналогичная ошибка сделана в работе [Liu et al., 2006] при анализе цунами после землетрясения на Суматре 26.12.2004).

GPS-сигналы, регистрируемые как ионосферный отклик на прохождение акустических волн после ряда сильнейших (с магнитудой более 8,2) подводных землетрясений, как оказалось, могут содержать информацию о размерах эпицентра землетрясения и об энергетических характеристиках сейсмических событий. В ИФЗ проведены оценки сейсмической энергии таких событий по форме характерного возмущения полного электронного содержания ионосферы (длительности фазы сжатия ударной волны), которые согласуются с оценками по сейсмическим данным [Ольшанская, Шалимов, 2015]. Важно отметить, что информация об энергии источника может быть получена на интервале менее 15 минут после события, что позволя-

ет заблаговременно информировать население о возможности возникновения цунами.

Для оценки размера эпицентра землетрясения по ионосферным данным необходима достаточно плотная сеть приемников GPS. В работе [Gokhberg et al., 2011a] по измерениям вариаций TEC ионосферы на сети российских станций GPS рассмотрено воздействие на ионосферу двух подводных землетрясений, произошедших в районе Курильских островов 15.10.2006 г. и 13.01.2007 г. и замечено, что решение обратной задачи по регистрируемым короткопериодным *P*-волнам [Lay et al., 2009] для обоих событий указывает на максимум выделенной сейсмической энергии северо-восточнее эпицентра на расстояниях около 150 км от него. Этот вывод согласовывался с полученным распределением амплитуд вариаций TEC GPS-сигналов. Однако недостаточная плотность сети GPS-приемников не позволила четко очертить зону максимальных амплитуд – «ионосферный образ» эпицентра. Важный шаг на пути решения этой задачи был сделан на примере землетрясения 11.03.2011 в Тохоку [Astafyeva et al., 2013]. Результат показан на рис. 3 Как видно из рисунка, область первых

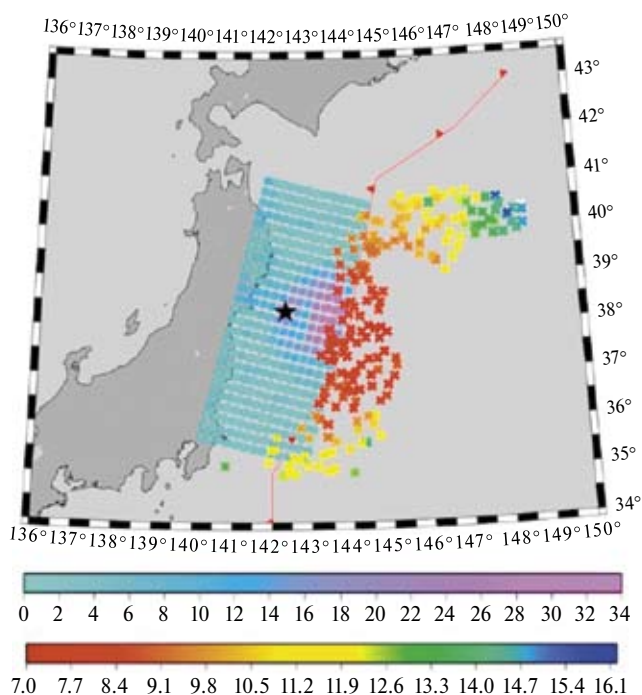


Рис. 3. Ионосферная область первых вступлений вариаций TEC (спутник prn05) и размеры зоны, разрыв по данным USGS (<http://earthquake.usgs.gov>). Красная линия с треугольниками – Японская впадина. Верхняя цветная шкала соответствует смещениям земной коры (м), нижняя – времени после землетрясения (мин). Модифицированный рисунок из работы [Astafyeva et al., 2013].

вступлений возмущений ТЕС достаточно хорошо соответствуют области максимального поднятия поверхности океана восточнее эпицентра. Существенно, что такая информация о землетрясении может быть получена за первые 15 минут после события.

ИОНОСФЕРА В ДАЛЬНОЙ ЗОНЕ ОТ ЭПИЦЕНТРА

В одной из первых работ, где с использованием японской сети приемников GPS изучали отклик ионосферы на Курильское землетрясение 04.10.1994 (уже тогда в Японии была достаточно плотная сеть станций), была экспериментально изучена эволюция ионосферного возмущения с расстоянием от эпицентра [Astafyeva et al., 2009]. Геометрия GPS-измерений и формы отклика показаны на рис. 4. В первые 10–15 мин после события посредством ближайших к эпицентру GPS-приемников в ТЕС была зарегистрирована типичная *N*-волна с амплитудой 0.6 TECU. На расстояниях 450–500 км от эпицентра амплитуда

отклика достигла максимума (порядка 1 TECU), а затем постепенно уменьшалась с расстоянием до величины 0.2–0.4 TECU. Кроме этого, видно, что на расстоянии 650–700 км от эпицентра возмущение расщепилось на два, причем с разными динамическими характеристиками: одно возмущение продолжало распространяться, слабо меняя амплитуду, а другое быстро затухало, и было уже едва различимым на расстоянии 1800 км от эпицентра.

Дополнительную информацию дает построение для эволюционирующих возмущений диаграммы дальность – время (рис. 5), где эффект расщепления мод становится наглядным, причем определяются и скорости возмущений: после расщепления моды имеют следующие скорости – около 3 км/с и 600 м/с. Эти величины приблизительно соответствуют скоростям поверхностной волны Рэля и акустической волны на высоте *F*-слоя.

Таким образом, возникает следующая схема эволюции ионосферного возмущения: вблизи

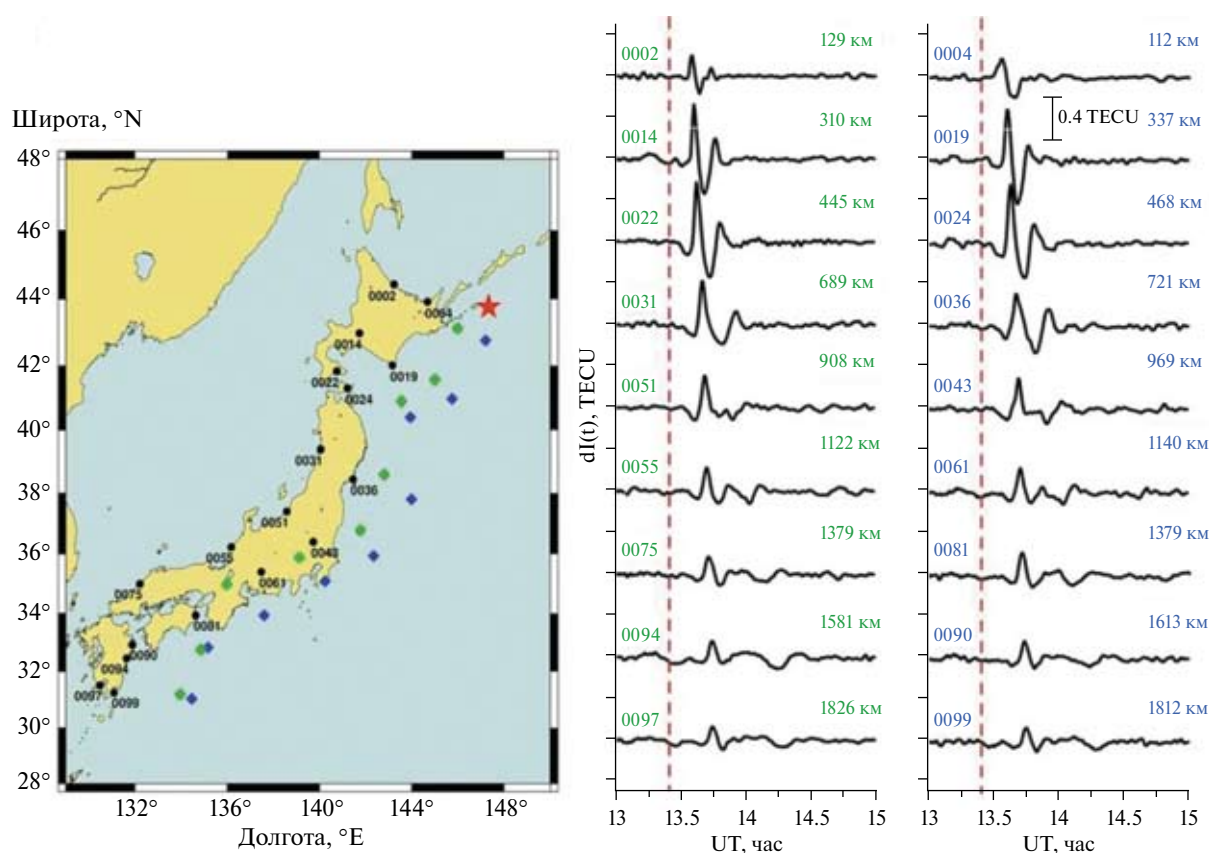


Рис. 4. Расположение GPS-приемников и вариации ТЕС после события 04.10.1994, зарегистрированные посредством спутника *gn06*. Красная звезда – эпицентр землетрясения; GPS-приемники с соответствующей нумерацией показаны черными точками; ромбы отмечают места максимального возмущения ТЕС для цепочек станций западного (зеленые) и восточного (синие) побережья. Штриховой линией отмечен момент землетрясения, указано также расстояние от эпицентра (км) [Astafyeva et al., 2009].

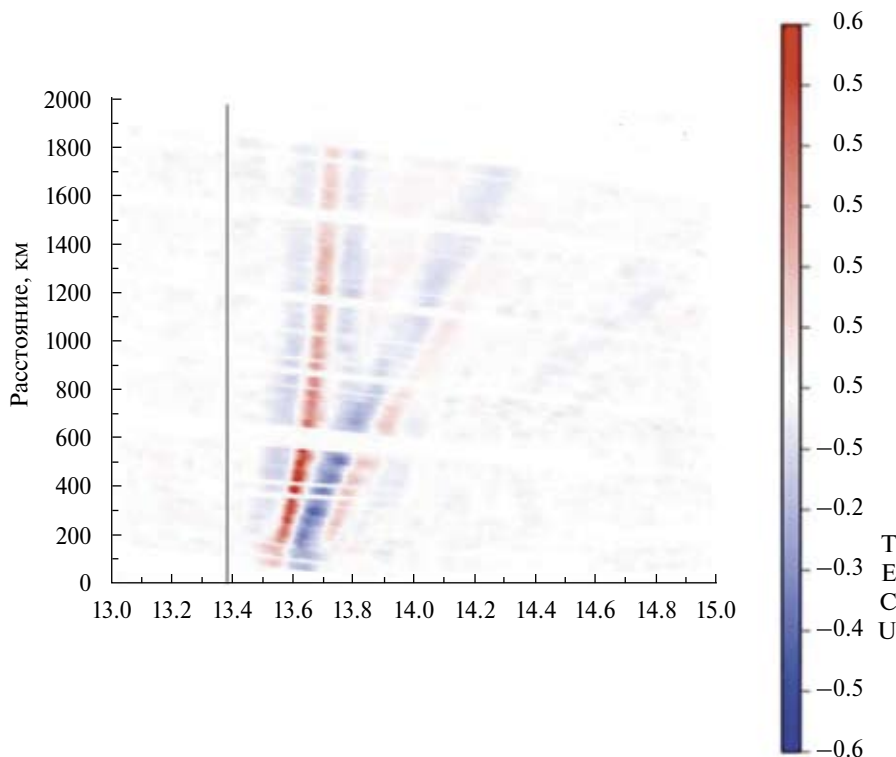


Рис. 5. Диаграмма «расстояние—время» построенная по измерениям посредством спутника 06 с использованием всех станций сети GEONET. Каждая кривая соответствует одной приемной станции. Оттенки цвета показывают амплитуду возмущения. Момент землетрясения показан вертикальной линией. Модифицированный рисунок из работы [Astafyeva et al., 2009].

эпицентра в ионосфере зарегистрировано чисто акустическое возмущение, обусловленное подвижками по разлому земной коры в эпицентре землетрясения; на расстояниях порядка длины волны Рэлея в ионосферу приходят акустические возмущения (точнее, ударные волны) как от самой волны Рэлея, так и из эпицентра. В результате действия такого сложного источника может происходить слияние ударных волн [Гохберг, Шалимов, 2008], что обуславливает регистрируемое усиление сигнала в ионосфере. На расстояниях 700 км от эпицентра из-за разных скоростей компонент происходит расщепление сигнала.

Рассмотрим теперь отклик ионосферы вдали от эпицентра с другой точки зрения. Поскольку после землетрясения в Тохоку-оки возникла мощная волна цунами, естественно рассматривать ее как источник атмосферных волн, причем на значительном расстоянии от эпицентра, где фронт возмущения поверхности океана уже сформировался. Такие условия складываются при распространении цунами на восток через Тихий океан. В частности, Гавайские острова расположены на расстоянии около 2/3 между Японией и Южной Калифорнией — местом, где сосредоточена еще одна плотная сеть станций

GPS. С использованием данных этой сети (вместе с данными приемников на Гавайских островах), был реконструирован отклик ионосферы на землетрясение в Тохоку-оки в дальней от эпицентра зоне [Шалимов и др., 2017].

Из анализа сигнала на Гавайском GPS-приемнике (рис. 6) следует, что волновые возмущения в ионосфере опережают цунами приблизительно на 1 час, что подтвердила регистрация цунами системой DART (буй № 51407 станции NOAA) вблизи о. Big Island, Гавайи (19,6 с.ш., 203,5° в.д.). Кроме того, вариации плотности ионосферы занимают диапазон от 10 до 20 минут, что соответствует диапазону внутренних гравитационных волн, а низкочастотная часть возмущения приходит раньше, как и ожидалось.

Отклик верхней атмосферы на цунами после землетрясения 11 марта 2011 г. был обнаружен в дальней зоне от эпицентра и в красной линии свечения атомного кислорода, концентрация которого пропорциональна плотности ионосферных электронов [Makela et al., 2011]. Измерения осуществлялись широкоугольной камерой, расположенной на вулкане Халикала (Haleakala) о. Мауи (Гавайи), и показали наличие волновых возмущений, распространяющихся на высотах

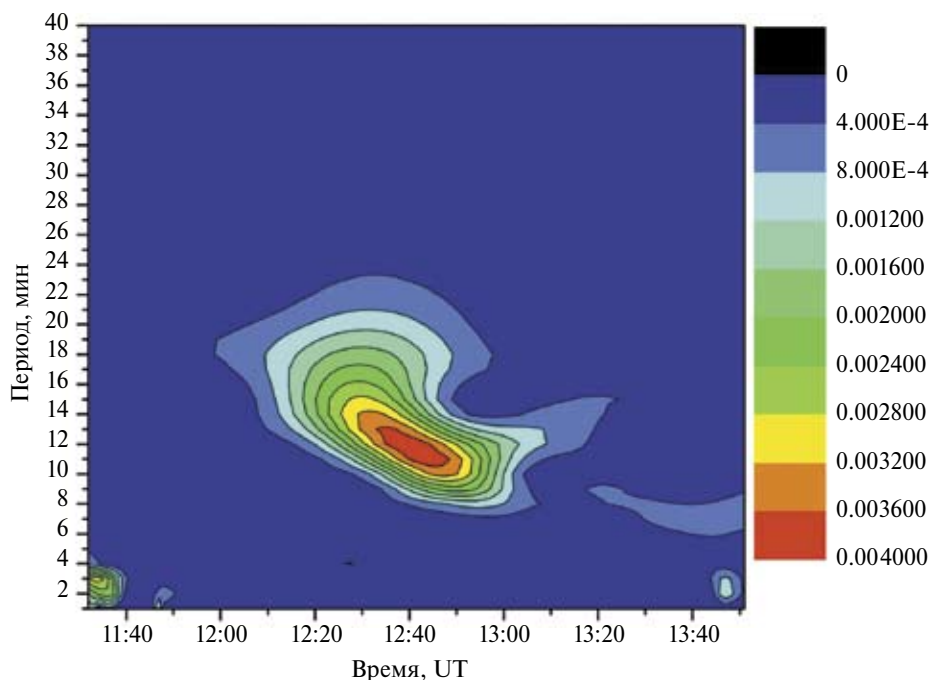


Рис. 6. Отклик ионосферы на землетрясение в Тохоку-оки: вейвлет Морли вариаций. Оттенки вейвлета соответствуют разной интенсивности гармоник в сигнале [Шалимов и др., 2017].

около 250 км в сторону от эпицентра со скоростями, которые соответствовали скоростям цунами (рис. 7). Это заключение было основано на совпадении времени появления волн свечения, их направления и скорости распространения с теми же характеристиками цунами. Однако сообщалось также и о появлении волновых возмущений за 1 час до прихода цунами с вариациями интенсивности свечения в диапазонах фильтров 0,3–1,7 мГц (диапазон внутренних гравитационных волн). Правда, авторы [Makela et al., 2011] предположили, что эти более ранние волны обусловлены неким сейсмическим источником, который сработал еще до основного удара, но не был отмечен USGS. Такое странное предположение представляется маловероятным. Интерпретация же авторов [Makela et al., 2011], была основана на ошибочных результатах численного моделирования [Occhipinti et al., 2006; 2008], где эффект опережения ВГВ порождающей ее цунами был пропущен (см. подробнее [Шалимов, 2013]). Из рис. 7 видно, что отклик ионосферы состоит из двух групп волн – опережающих цунами и отстающих от нее. При этом отстающими оказываются более высокочастотные волны, так что имеет место хорошее совпадение картины возмущений, наблюдаемой в вариациях интенсивности свечения, а также полного электронного содержания (см. рис. 6).

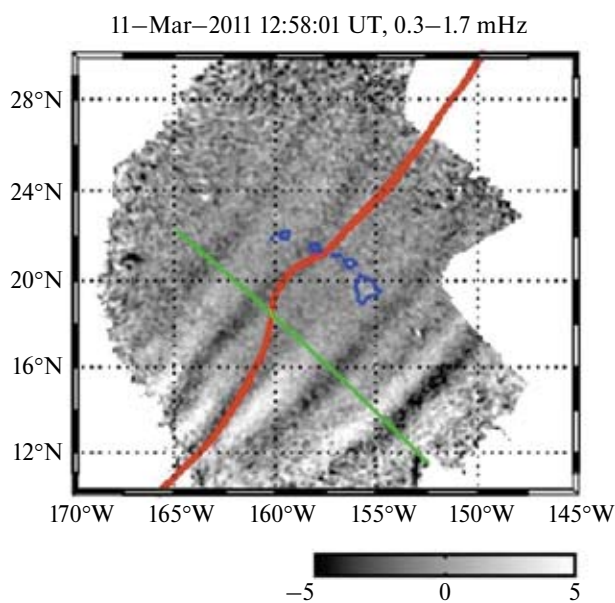


Рис. 7. Двумерная карта распределения вариаций свечения атмосферы в линии 630.0 нм над районом Гавайских островов в диапазоне 0.3–1.7 мГц после землетрясения в Тохоку-оки. Толстая красная линия соответствует местоположению цунами, синие контуры – Гавайские острова, прямая зеленая линия – направление распространения цунами. Черно-белая шкала внизу – интенсивность возмущений (в процентах). Адаптированный рисунок из работы [Makela et al., 2011].

Далее рассмотрим ионосферный отклик, используя данные плотной сети GPS-станций на западном побережье Северной Америки. Ионосферные волновые возмущения наблюдают в этом регионе и вне связи с сейсмическими событиями. Они могут включать ночные среднemasштабные перемещающиеся возмущения (medium-scale traveling ionospheric disturbances, MSTIDs), которые распространяются на юго-запад, имеют длину волны 200–500 км и протяженность по фронту – 2000 км, а также дневные MSTIDs, обычно наблюдаемые зимой и в равноденствие с длиной волны 300–1000 км и распространяющиеся на юго-восток

до полудня и на юго-запад после полудня. В промежуточные часы наблюдается переход от одного режима распространения к другому, в результате чего хорошо организованные фронтальные структуры исчезают из-за суперпозиции MSTIDs, распространяющихся в разных направлениях.

Хорошо организованное волновое возмущение, зарегистрированное в ионосфере над западным побережьем Северной Америки, появилось после 15:10 UT 11 марта 2011 г. и наблюдалось в течение почти четырех часов (рис. 8). Направление распространения показанных волновых цугов не вполне соответствует характерным для

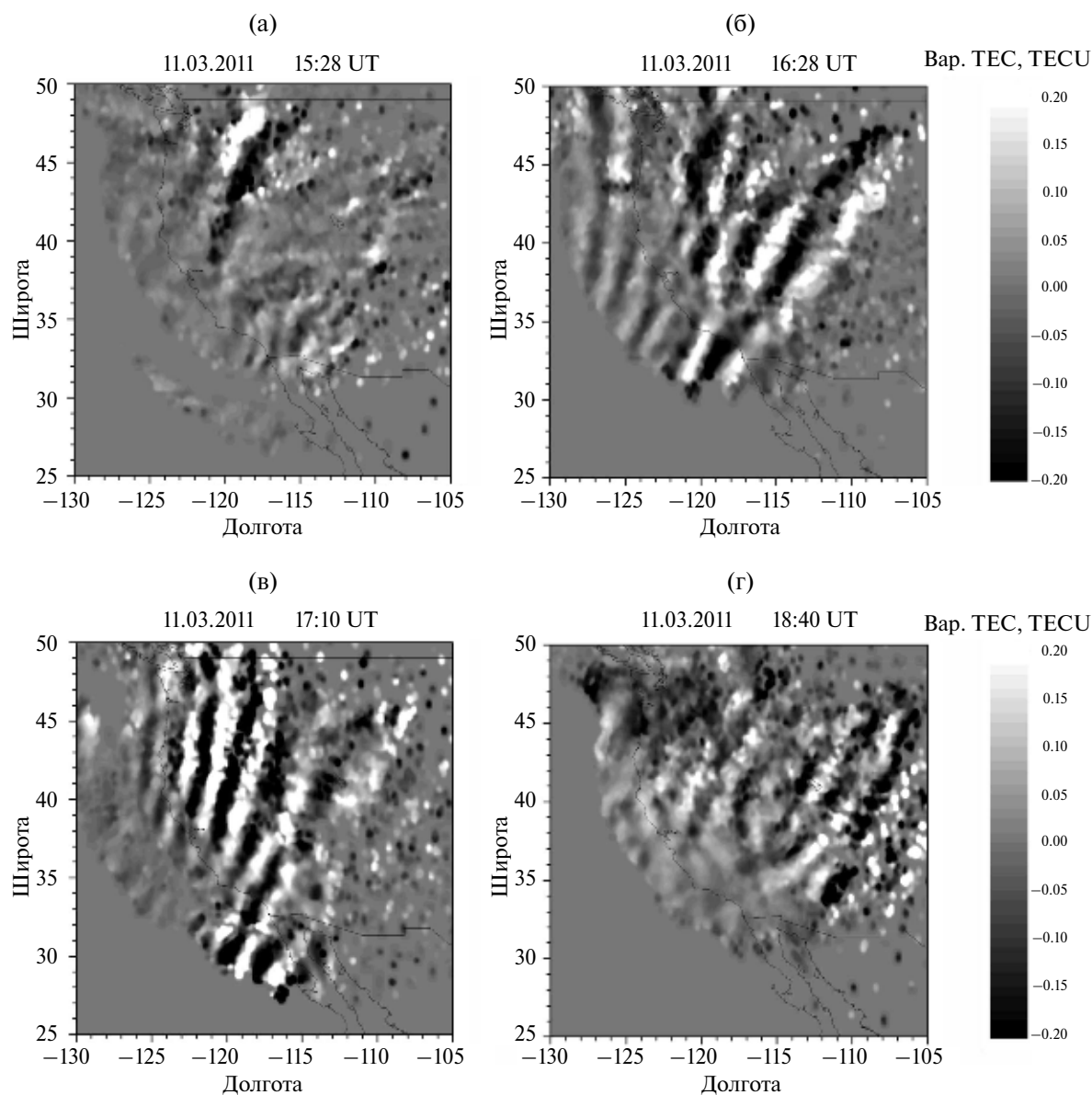


Рис. 8. Двумерные карты вариаций GPS-ТЕС над западным побережьем Северной Америки после землетрясения в Тохоку-оки: фрагменты в моменты времени: (а) – в 15 ч 28 мин, (б) – 16 ч 28 мин, (в) – 17 ч 10 мин, (г) – 18 ч 40 мин [Шалимов и др., 2017].

этого региона и упомянутым выше фоновым до-полуденным волновым возмущениям, отличаясь от них по времени появления (зима и равноде-нствие), длительностью и структурой – волны низкой частоты сменяются высокочастотными. Оцениваемая из данных скорость распростра-нения волн в атмосфере – около 300 м/с. Они опережают предполагаемый источник (цуна-ми) приблизительно на час, поскольку по дан-ным Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) цуна-ми достигла западного побережья США через 10–11 часов после землетрясения в Тохоку-оки.

Отметим, что такой же вывод о возникнове-нии волновых возмущений над западным побе-режьем Северной Америки после землетрясе-ния в Тохоку был сделан и в работе [Azeem et al., 2017]. Однако авторы считают, что их источни-ком является цунами вблизи береговой линии, и не анализируют возможность появления ВГВ, опережающих приход цунами.

Итак, с использованием данных плотных се-тей приемных GPS-станций в Японии и Север-ной Америке, были получены двумерные рас-пределения полного электронного содержания ионосферы как в ближней, так и в дальней зоне от эпицентра подводного землетрясения в Япо-нии 11 марта 2011 г. Основным результатом стало обнаружение в верхней атмосфере вдали от эпи-центра волновых цугов, которые соответствуют атмосферным гравитационным волнам, генери-руемым цунами. Установлено, что атмосферные волны при распространении могут заметно опе-режать цунами: этот эффект может быть исполь-зован в службе раннего предупреждения о цуна-ми. Наличие у цунами предвестника в виде ат-мосферных внутренних гравитационных волн подтверждено нами численным расчетом и ана-лизом дисперсионного соотношения для волн в атмосфере [Шалимов и др., 2017].

Следует отметить, что вывод об опережении внутренними волнами порождающей их цунами на основе экспериментальных данных делают и авторы работы [Bagiya et al., 2017], рассматри-вающие возмущения ионосферы после земле-трясения на Суматре 23.12.2004 ($M=9.1$).

НИЖНЯЯ ИОНОСФЕРА НАД ЦУНАМИ

До появления ключевых по данному вопросу работ [Rozhnoi et al., 2012; 2014] было известно лишь о наблюдаемом отклике верхней ионосфе-ры (F -область) на прохождение цунами (см. пер-вые наблюдения [Artru et al., 2005] и последующие [Gokhberg et al., 2011b; Makela et al., 2011; Galvan

et al., 2011]), моделировании отклика верхней (F -область) [Oschipinti et al., 2006; 2008; Mai, Kiang, 2009], а также ряде теоретических работ по эффек-там цунами в верхней ионосфере [Lee et al., 2008; Hickey et al., 2009; 2010; Шалимов, 2013]. Кроме того, моделировался отклик нижней ионосферы (E -область) для будущих наблюдений посредством загоризонтных радаров [Coisson et al., 2011].

При распространении внутренних гравитаци-онных волн, генерируемых цунами, в верхнюю ионосферу эти атмосферные волны проходят через нижнюю ионосферу, что также должно иметь свои последствия, никем ранее не отмечаемые.

Специфика эксперимента, предпринятого для проверки этого обстоятельства исследовате-лями в ИФЗ [Rozhnoi et al., 2012], заключалась в использовании удобного метода дистанци-онного исследования воздействий на ионосферу – регистрации амплитудно-фазовых характе-ристик сигналов длинных и сверхдлинных волн ра-диостанций. Частоты этих сигналов (3–30 кГц) таковы, что они способны распространяться на тысячи километров от передатчика до прием-ника со слабым затуханием (~ 2 дБ на 1000 км) в естественном волноводе Земля – ионосфера. Отражение от верхней стенки волновода – ио-носферы, происходит на высотах около 60 км днем и около 85 км ночью. Амплитуда и фаза сигналов является чувствительным индикатором состояния ионосферы.

Конечно, при таком методе исследования неиз-вестно, в какой именно точке трассы имело место возмущение радиосигнала сверхдлинных волн. Ясно только, что оно могло быть где-то в зоне чувствительности между приемником и пере-датчиком. Несмотря на такой недостаток мето-да СДВ-радиопросвечивания, вполне возможен мониторинг состояния нижней ионосферы над всем Тихоокеанским регионом. В данном слу-чае, исследовали распространение сверхдлинных волн от передатчика к приемнику между океаном и нижней ионосферой, возмущенной атмосфер-ной внутренней гравитационной волной, которая имеет источником цунами (рис. 9).

Используемые нами приемные станции (рис. 10) находятся в Петропавловске-Камчат-ском, Южно-Сахалинске и Мошири (Япония). Приемники измеряют одновременно амплитуду и фазу сигналов на трассах от нескольких передат-чиков: JJY (40 кГц) и JJI (22,2 кГц) в Японии, NWC (19,8 кГц) в Австралии и NPM (21,4 кГц) на Гавай-ских островах с шагом дискретизации 20 секунд. В зависимости от направления распространения цунами, некоторые трассы могут быть контроль-ными. Для анализа сигналов сверхдлинных волн

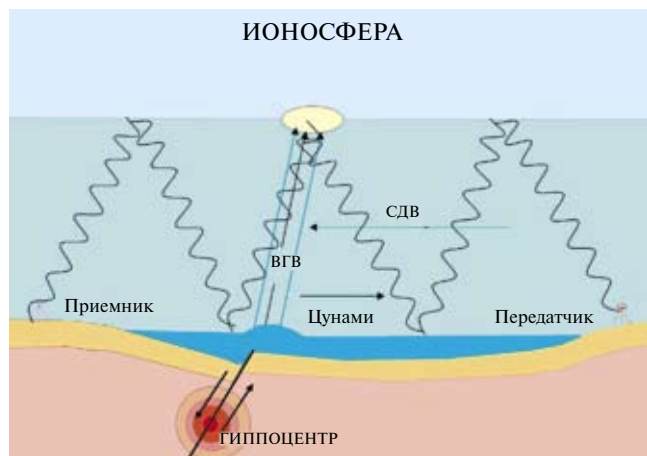


Рис. 9. Общая схема распространения сверхдлинных волн от передатчика к приемнику между океаном и нижней ионосферой, возмущенной атмосферной внутренней гравитационной волной, которая имеет источником цунами.

выбрано ночное время, когда ионосфера наиболее чувствительна к внешним воздействиям.

Чтобы представить, как выглядят возмущения амплитуды и фазы волн на ночных трассах, рассмотрим пример землетрясения 11 марта 2011 г. в Тохоку-оки. Согласно расчетам по программе ТТТ (Tsunami Travel Time, http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_travel_time.shtml),

распространение цунами после этого события было направлено приблизительно вдоль трассы, соединяющей передатчик на Гавайях (NPM) и приемник в Южно-Сахалинске (YSH), остальные трассы были контрольными. На рис. 11 хорошо видно аномальное уменьшение амплитуды порядка 10 Дб и вариации (отклонения) фазы до 50° по сравнению с невозмущенным периодом.

Приход цунами на глубоководную станцию DART-21413 зарегистрирован через 1 ч 13 мин после землетрясения (при этом цунами распространилось в юго-восточном направлении на 1224 км со средней скоростью 284 м/с). Приблизительная одновременность регистрации ВГВ в ионосфере и цунами в океане указывает на более раннюю генерацию ВГВ и опережение атмосферной волной порождающую ее цунами (атмосферной волне требуется около часа для достижения нижней ионосферы). Кроме того, необходимо около 30 минут для перераспределения нейтральных частиц и их ионизации рассеянным излучением Солнца в линии Лайман- α (основной источник ионизации ночной нижней ионосферы). Резкий подъем высоты ионосферы при прохождении вечернего терминатора, по-видимому, временно маскирует развитие возмущения. Отметим практически идентичный спектральный состав цунами и ВГВ в нижней ионосфере – 8–30 мин. Таким образом,

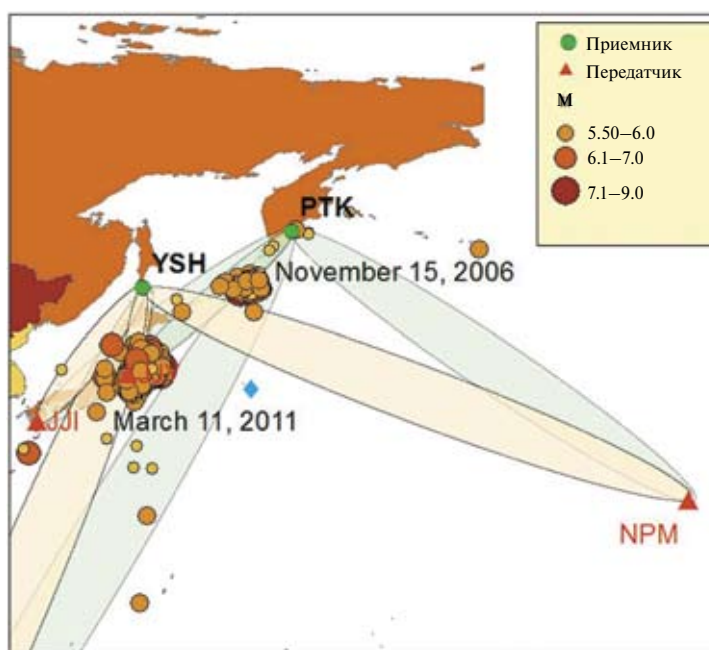


Рис. 10. Схема взаимного расположения СДВ-приемников и передатчиков, а также эпицентров двух землетрясений (Японского, 11 марта 2011 г. и Курильского, 15 ноября 2006 г.) и положение DART и GPS-станций в исследуемом регионе. Кружки обозначают эпицентры землетрясений разной магнитуды M за периоды ноябрь 2006 г. и март 2011 г. (по данным USGS/NEIC). Эллипсы соответствуют зонам наиболее высокой чувствительности сверхдлинноволновых трасс. Разным цветом показаны трассы, соединяющие приемники в Петропавловске-Камчатском (PTK) и Южно-Сахалинске (YSH) с перечисленными выше передатчиками, синий ромб – DART 21413.

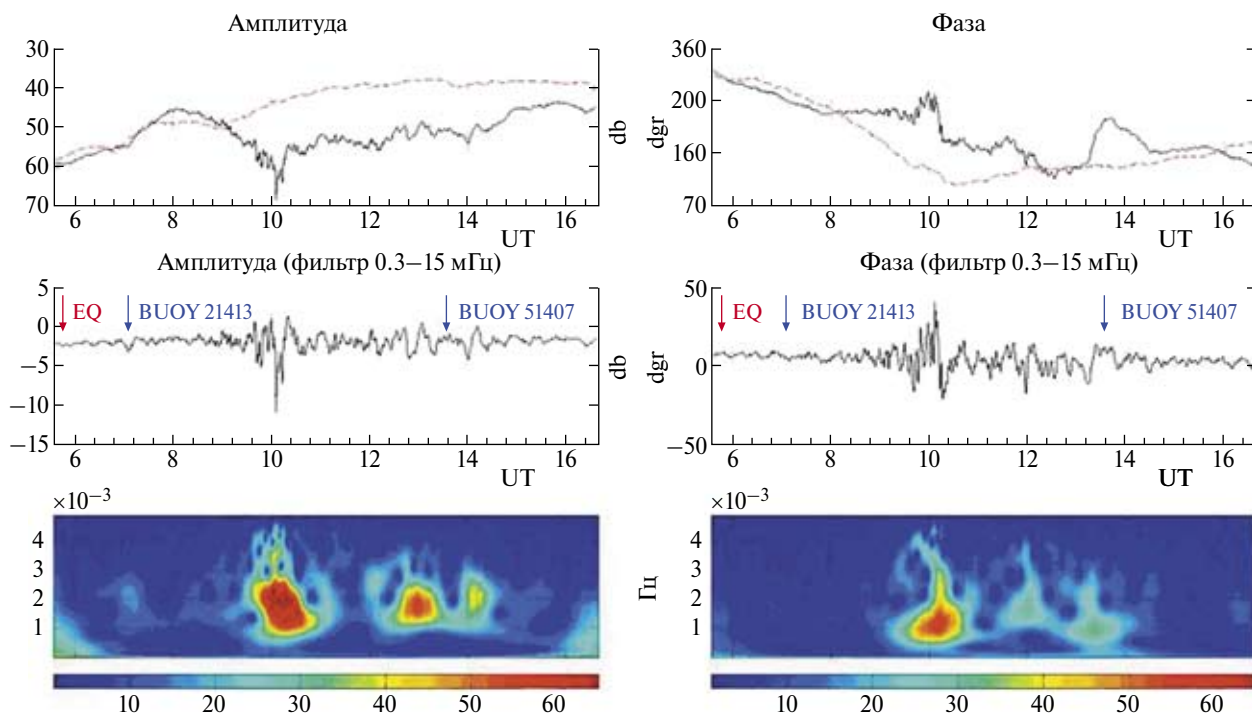


Рис. 11. Графики амплитуд и фаз сигнала передатчика NPM (21,4 кГц), зарегистрированного в Южно-Сахалинске 11 марта 2011 г.: верхняя панель – исходный сигнал, средняя панель – отфильтрованный. Красный пунктир – усредненный сигнал (фон), красные и голубые стрелки показывают момент землетрясения и регистрацию прихода цунами на станциях DART, соответственно. Нижняя панель – вейвлеты показывают спектр отфильтрованного сигнала. Цветовые шкалы внизу показывают интенсивности сигнала: красный цвет соответствует наибольшей интенсивности [Rozhnoi et al., 2012].

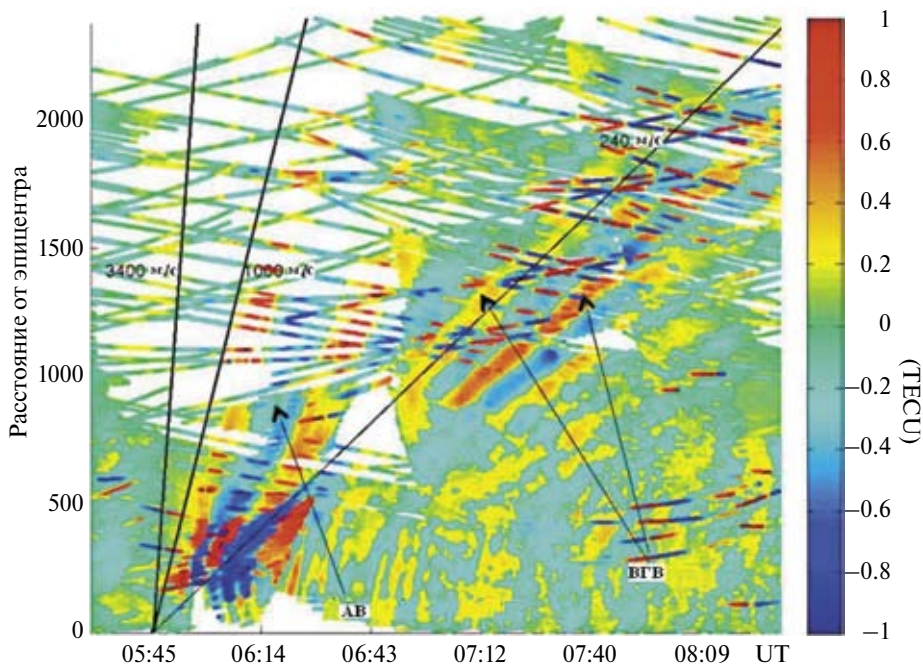


Рис. 12. Отфильтрованные данные вариаций ТЕС по всем доступным станциям GEONET (угол восхождения больше 300) в координатах расстояние–время для события 11.03.2011. Прямые – референтные линии постоянных скоростей для рэлеевских, акустических и внутренних гравитационных волн, соответственно [Galvan et al., 2012].

предположение о цунами как об источнике ВГВ, находит подтверждение.

Наконец, на рис. 12 [Galvan et al., 2012], для построения которого были использованы все доступные данные приемников (1198 станций GEONET) и спутников GPS, дана сводная картина возмущений, зарегистрированных в верхней ионосфере в координатах расстояние–время и распространяющихся в сторону Тихого океана (на юго-восток) после землетрясения в Тохоку. Хорошо видно, что кроме акустико-гравитационных волн вблизи эпицентра, присутствуют акустические и внутренние гравитационные волны, регистрируемые в дальней зоне от эпицентра. Ранее для подводного землетрясения на Курилах 04.10.1994 было показано, что возмущение ТЕС, обусловленное акустическим импульсом от подводного землетрясения, прослеживается на расстояниях более 1800 км от эпицентра [Astafyeva et al., 2009]. Кроме того, на рисунке повсеместно присутствуют фоновые перемещающиеся ионосферные возмущения.

Что касается ВГВ, то, как видно из рис. 12, их уверенная регистрация начинается через 1 час 15 мин после землетрясения на расстояниях порядка 1000 км и далее не прерывается по меньшей мере несколько часов. При вертикальных скоростях порядка 45 м/с за это время волны достигнут нижней части F -слоя, где плазма замагничена, так что волновые движения могут отразиться в вариациях ТЕС. Сравнивая графики движения цунами и рассматриваемых ВГВ, авторы [Galvan et al., 2012] приходят к выводу об их совпадении, так что источником ВГВ могут быть цунами, зародившиеся после события. Напомним, что изложенные выше измерения возмущений в нижней ионосфере [Rozhnoi et al., 2012] также указывают на появление аномалий фазы и амплитуды СДВ сигнала приближительно через час после события. Причем ВГВ, обуславливающие эти аномалии, как было показано, должны опережать порождающие их цунами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, данные экспериментов по регистрации возмущений, производимых океаническими цунами во внешних оболочках Земли (атмосфере, ионосфере), позволяют получить вполне согласованную картину (в частности, на примере хорошо изученного подводного землетрясения в Тохоку).

Вблизи эпицентра подводного землетрясения источником ионосферных возмущений может быть только главный толчок и волны Рэлея. Вторичный источник может возникнуть в месте

вхождения ударной волны в ионосферу, и, благодаря геострофической адаптации, возможна генерация акустико-гравитационных волн, распространяющихся в ионосфере. Однако эти вопросы требуют специального анализа (в частности, возможна генерация электромагнитных сигналов, обусловленных движением жидкости вблизи эпицентра) и в настоящем обзоре не рассматривались.

Вдали от эпицентра, над океаном, основные ионосферные возмущения обусловлены акустическим импульсом из эпицентра (этот импульс распространяется на далекие расстояния порядка 1800 км) и внутренними гравитационными волнами, происхождение которых обусловлено цунами. В последнем случае, после формирования цунами происходит генерация атмосферных ВГВ, которые распространяются в ионосферу, опережая цунами. Эксперименты показывают, что менее, чем через час после землетрясения, ВГВ достигают нижней ионосферы, где под воздействием ВГВ происходит перераспределение нейтральных составляющих, а через 1 час 15 мин ВГВ оказываются в нижней части F -слоя, и возможны вариации ТЕС и свечения. Существенно, что эти ионосферные возмущения приблизительно на час опережают приход волны цунами (регистрируемой станциями DART), и это обстоятельство можно использовать в системах раннего предупреждения о цунами. Проверить этот сценарий развития событий по ионосферным возмущениям предстоит в последующих экспериментах.

Изложенные примеры дают наглядное представление о возможностях глобальных сетей наблюдения, но далеко не исчерпывают их. Достаточно перспективными направлениями исследований в ближайшее время станет реализация идеи ионосферного сейсмометра, когда зондирование ионосферы позволит изучать сигнал (возмущение ионосферной плотности), обусловленный прохождением сейсмической волны Рэлея, и соответствующую ему дисперсию групповой скорости, по которой можно восстанавливать модуль упругости литосферы в точке под ионосферой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева Е.С., Гохберг М.Б., Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Худукон Б.З., Шалимов С.Л. Радиотомографическая регистрация возмущений ионосферы от наземных взрывов // Космические исследования. 2001. Т. 39. № 1. С. 13.
- Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Институт солнечно-земной физики СО РАН. 2006. 480 с.

- Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания земной атмосферы, вызываемые движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044–1052.
- Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 296 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.
- Обухов А.М. К вопросу о геострофическом ветре // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. 1949. Т. 13. № 4. С. 281.
- 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.
- Шалимов С.Л. Ионосфера над цунами // НТР. 2013. Т. 92. № 4. С. 3–18.
- Шалимов С.Л., Нестеров И.А., Воронцов А.М. О возмущениях ионосферы, регистрируемых посредством GPS после землетрясения и цунами в Тохоку 11.03.2011 // Физика Земли. 2017. № 2. С. 1–12.
- Artru J., Ducic V., Kanamori H., Lognonne P., Murakami M. Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. P. 840–848. doi: 10.1111/j.1365–246X.2005.02552.x
- Astafyeva E., Heki K., Kiryushkin V., Afraimovich E., Shalimov S. Two mode long distance propagation of coseismic ionospheric disturbances // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. A10307. doi: 10.1029/2008JA013853
- Astafyeva E., Rolland L., Lognonné P., Khelifi K., Yahagi T. Parameters of seismic source as deduced from 1Hz ionospheric GPS data: case-study of the 2011 Tohoku-oki event // J. Geophys. Res. Space Physics. 2013. V. 118. № 9. P. 5942–5950. doi:10.1002/jgra50556
- Astafyeva E., Shalimov S., Olshanskaya E., Lognonne P., Ionospheric response to submarine earthquakes of different magnitudes: larger quakes perturb the ionosphere stronger and longer // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1675–1681. doi:10.1002/grl.50398
- Azeem I., Vadas S.L., Crowley G., Makela J.J. Traveling ionospheric disturbances over the United States induced by gravity waves from the 2011 Tohoku tsunami and comparison with gravity wave dissipative theory // J. Geophys. Res. Space Physics. 2017. V. 122. P. 3430–3447. doi:10.1002/2016JA023659
- Bagiya M.S., Kherani E.A., Sunil P.S., Sunil A.S., Sunda S., Ramesh D.S. Origin of the ahead of tsunami traveling ionospheric disturbances during Sumatra tsunami and offshore forecasting // J. Geophys. Res. Space Physics. 2017. V. 22. P. 7742–7749. doi:10.1002/2017JA023971
- Coisson P., Occhipinti G., Lognonné P., Rolland L.M. Tsunami signature in the ionosphere: the innovative role of OTH radar // Radio Sci. 2011. V. 46. RS0D20. doi: 10.1029/2010RS004603
- Galvan D.A., Komjathy A., Hickey M. P., Mannucci A.J. The 2009 Samoa and 2010 Chile tsunamis as observed in the ionosphere using GPS total electron content // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. A06318. doi:10.1029/2010JA016204
- Galvan D.A., Komjathy A., Hickey M.P., Stephens P., Snively J., Song Y.T., Butala M.D., Mannucci A.J., Ionospheric signatures of Tohoku–Oki tsunami of March 11, 2011: Model comparisons near the epicenter // Radio Sci. 2012. V. 47. 4003. doi: 10.1029/2012RS005023
- Gokhberg M., Lapshin V., Steblov G., Shalimov S. Ionospheric response to Kuril undersea earthquakes according to GPS satellite data // Izvestiya, Atm. and Ocean. Phys. 2011a. V. 47(9). P. 1019–1027.
- Gokhberg M., Steblov G., Shalimov S., Veis V., Grekhova E. Ionospheric Response to Submarine Earthquake of March 3, 2011, in Japan according to GPS Observations // Izvestiya, Atm. and Ocean. Phys. 2011b. V. 468. P. 929–940.
- Hickey M.P., Schubert G., Walterscheid R.L. Atmospheric airglow fluctuations due to a tsunami-driven gravity wave disturbance // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. A06308. doi: 10.1029/2009JA014977
- Hickey M.P., Schubert G., Walterscheid R.L. The Propagation of Tsunami Driven Gravity Waves into the Thermosphere and Ionosphere // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. A08304. doi: 10.1029/2009JA014105
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L. The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. N. B11308. doi: 10.1029/2008JB006280
- Lee M.C., Pradipta R., Burke W.J., Labno A., Burton L.M., Cohen J.A., Dorfman S.E., Coster A.J., Sulzer M.P., Kuo S.P. Did tsunami-launched gravity waves trigger ionospheric turbulence over Arecibo? // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. A01302. doi: 10.1029/2007JA012615
- Liu J.-Y., Chen C.-H., Lin C.-H., Tsai H.-F., Chen C.-H., Kamogawa M. Ionospheric disturbances triggered by the 11 March 2011 M9.0 Tohoku earthquake // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. A06319, doi: 10.1029/2011JA016761
- Liu J.Y., Tsai Y.B., Ma K.F., Chen Y.I., Tsai H.F., Lin C.H., Kamogawa M., Lee C.P. Ionospheric GPS total electron content (TEC) disturbances triggered by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami // J. Geophys. Res. 2006. № 111. A05303. doi: 10.1029/2005JA011200
- Mai C.-L., Kiang J.-F. Modeling of ionospheric perturbation by 2004 Sumatra tsunami // Radio Sci. 2009. V. 44. RS3011. doi: 10.1029/2008RS004060
- Makela J., Lognonne P., Hebert H., Gehrels T., Rolland L., Allgeyer S., Kherani A., Occhipinti G., Astafyeva E., Coisson P., Loevenbruck A., Clevede E., Kelley M.C., Lamouroux J. Imaging and modeling the ionospheric airglow response over Hawaii to the tsunami generated by the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L00G02. doi: 10.1029/2011GL047860
- Occhipinti G., Kherani A., Lognonné P. Geomagnetic dependence of ionospheric disturbances induced by tsunamigenic internal gravity waves // Geophys. J. Int. 2008. V. 173. № 3. P. 753–765. doi: 10.1111/j.1365–246X.2008.03760.x

Occhipinti G., Lognonné P., Kherani E.A., Hébert H., Three dimensional waveform modeling of ionospheric signature induced by the 2004 Sumatra tsunami // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L20104. doi: 10.1029/2006GL026865

Rozhnoi, A., Shalimov S., Solovieva M., Levin B., Shevchenko G., Hayakawa M., Hobara Y., Walker S.N., Fedun V. Detection of tsunami-driven phase and amplitude perturba-

tions of subionospheric VLF signals following the 2010 Chile earthquake // *J. Geophys. Res. Space Physics.* 2014. V. 119. P. 5012–5019. doi: 10.1002/2014JA019766

Rozhnoi A., Shalimov S., Solovieva M., Levin B.W., Hayakawa M., Walker S.N. Tsunami-induced phase and amplitude perturbations of subionospheric VLF signals // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. A09313. doi: 10.1029/2012JA017761

Impact of Earthquakes and Tsunamis on the Ionosphere

S. L. Shalimov^{a,b,*}, A. A. Rozhnoi^a, M. S. Solov'eva^a, and E. V. Ol'shanskaya^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^{*}*E-mail: pmsk7@inbox.ru*

Received June 2, 2018

Fairly complex processes of lithosphere–ionosphere interactions can be explored by diagnosing the outer envelopes of the Earth with the use of global satellite navigational systems and equally global network of ground receivers and very-low-frequency transmitters. The earthquake and tsunami impacts on the ionosphere are the example of these processes. The current advances in the studies of these processes are briefly outlined.

Keywords: ionosphere, tsunami, Rayleigh waves, acoustic waves, internal gravity waves