

УДК 550.385

## ИОНОСФЕРНЫЙ ОТКЛИК НА ПОДВОДНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ЯПОНИИ 11.03.2011 г. ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СО СПУТНИКОВ GPS

© 2011 г. М.Б. Гохберг, Г.М. Стеблов, С.Л. Шалимов, В.А. Вейс, Е.А. Грехова

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

По доступным станциям российской и международной сети GPS исследован отклик ионосферы на подводное землетрясение магнитудой  $M=8.9$  в Японии, произошедшее на северо-восточном побережье о. Хонсю 11 марта 2011 г. как вблизи, так и вдали от эпицентра (до расстояний порядка 2000 км). В области над эпицентром через 8.7 мин после события обнаружен характерный сигнал вариаций полного электронного содержания (Total Electron Content – TEC), состоящий из фазы сжатия и разряжения, разделенных линейной зоной перехода, т.е. имеющий форму  $N$ -волны с резким передним фронтом, свидетельствующим о быстром вертикальном движении водной поверхности и, соответственно, дна океана. Форма сигнала может быть использована в службе раннего оповещения о генерации цунами, т.е. может указывать на цунамигенность подводного землетрясения. Прослежена дальнейшая эволюция ионосферного отклика на расстояния до 2000 км от эпицентра. Показано, что, наряду с известной формой ионосферного отклика на землетрясение в виде  $N$ -волны, наблюдается отклик в виде инвертированной  $N$ -волны как вблизи, так и вдали от эпицентра. Вдали от эпицентра обнаружены еще два типа ионосферного отклика: в виде уединенной волны и внутренней гравитационной волны. Дана интерпретация обнаруженных сигналов.

*Ключевые слова:* землетрясение, ионосфера, атмосферные волны, вариации TEC.

### Введение

Использование спутников Global Positioning System (GPS) для исследования ионосферного отклика на сейсмические события началось сравнительно недавно и теперь представляет собой быстро развивающееся направление в науках о Земле. В последнее время именно благодаря этим исследованиям получена определенная информация о различных типах отклика ионосферы на сейсмические события, генерирующие атмосферные акустико-гравитационные волны (АГВ), которые могут распространяться до

высот ионосферы, где посредством столкновений нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму. Поскольку плотность атмосферы экспоненциально уменьшается с высотой, сохранение энергии возмущения приводит к тому, что амплитуда волны растет по мере ее распространения вверх. Для поверхностного источника коэффициент усиления достигает  $10^4$  на ионосферных высотах. Это позволяет понять, почему в ионосфере можно зарегистрировать атмосферные возмущения, которые едва различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое.

Регистрируемые радиофизическими методами ионосферные возмущения, в таких ситуациях, свидетельствуют о переносе энергии и импульса от литосферного источника (землетрясения) на ионосферные высоты [Афраймович, Перевалова, 2006; Гохберг, Шалимов, 2008].

Среди различных типов откликов на сейсмические события выделяется отклик ионосферы на приходящую ударную акустическую волну, регистрируемую в ионосфере вблизи эпицентра и распространяющуюся приблизительно со скоростью звука (~ 800-1000 м/с для высот ионосферной F-области). Отклик имеет форму волны N типа, состоящую из фазы сжатия и разряжения, разделенных линейной зоной перехода. Параметры отклика такого типа по наблюдениям полного электронного содержания (Total Electron Content – TEC) со спутников GPS были описаны в работах [Calais, Minster, 1995, 1998; Afraimovich et al., 2001, 2006; Heki, Ping, 2005; Heki et al., 2006; Astafyeva et al., 2009; Гохберг и др., 2011].

Был зарегистрирован также ионосферный отклик, обусловленный поверхностной сейсмической волной Рэлея. Здесь наблюдения осуществлялись как посредством GPS [Ducic et al., 2003; Garcia et al., 2005], так и с помощью доплеровского зондирования ионосферы [Artru et al., 2004; Liu et al., 2006a]. Возмущения в ионосфере при этом распространялись со скоростью около 3.3 км/с и наблюдались достаточно далеко от эпицентра. Так, с помощью плотной сети японских станций GPS (GEONET) был зарегистрирован отклик ионосферы после подводного Курильского землетрясения в октябре 1994 г. [Astafyeva et al., 2009]. Было обнаружено интересное явление расщепления ионосферного отклика на две моды по мере распространения возмущения от области над эпицентром. Скорости этих мод в ионосфере соответствовали распространению волн Рэлея (около 3 км/с) и акустической волны (около 1 км/с), пришедшей из эпицентра на ионосферные высоты. Таким образом, было показано, что по ионосферному отклику в TEC можно уверенно выделять сейсмическую волну Рэлея.

Необходимо упомянуть еще один тип атмосферных возмущений, зарегистрированных после землетрясения, – так называемые сейсмические воздушные волны [Bolt, 1964]. Предполагают, что они обусловлены вертикальными движениями в эпицентре, после чего распространяются в атмосфере со скоростью около 300 м/с, однако их ионосферные проявления остаются дискуссионными.

В отличие от континентальных землетрясений, когда энергия литосферного возмущения передатся в ионосферу посредством акустических волн, генерируемых непосредственно в эпицентре, а также сейсмическими волнами Рэлея, воздействие на ионосферу от подводных событий может осуществляться посредством АГВ, источником которых выступает возмущенная поверхность океана.

В начальный момент возмущение поверхности океана над эпицентром, по-видимому, генерирует акустическую волну (АВ), а уже релаксация этого возмущения, приводит к формированию волн цунами, которые генерируют атмосферные внутренние волны (т.е. внутренние гравитационные волны – ВГВ [Голицын, Кляцкин, 1967]). В результате от подводных землетрясений можно ожидать в ионосфере отклики двух типов:

обусловленные приходом АВ и ВГВ. При этом АВ достигает F-слоя приблизительно через 10 мин, тогда как для прихода ВГВ на те же высоты потребуется время порядка 1-2 ч. Зарегистрированный ионосферный отклик на волну цунами показал [Liu et al., 2006b; Artru et al., 2005], что ионосферные возмущения распространяются с кажущейся скоростью около 190 м/с (близкой к скорости волны цунами).

Следует отметить, что кажущиеся горизонтальные скорости распространения ионосферных возмущений (порядка 1 км/с), регистрируемые практически во всех предыдущих исследованиях ионосферного отклика на континентальные землетрясения, в несколько раз превышают скорости собственно волн цунами, которые составляют первые сотни метров в секунду. Это обстоятельство открывает новые возможности в службе раннего оповещения о генерации подводным землетрясением цунами, на что впервые было обращено внимание в работе [Гохберг и др., 2011].

В настоящей работе исследован ионосферный отклик на одно из сильнейших подводных землетрясений последнего времени – землетрясение с  $M=8.9$ , происшедшее в Японии 11.03.2011 г. Для этого использовано максимальное число доступных нам станций GPS, включая российские, китайские, корейские и японские станции. Показано, что, наряду с приходом на ионосферные высоты акустической волны, был зарегистрирован приход ВГВ, источником которой могло стать разрушительное цунами.

### Принципы и метод измерений

Для детектирования ионосферных возмущений обычно используют стандартные радиофизические методы, которые позволяют исследовать ионосферу ниже максимума F-слоя. В отличие от них, с помощью спутников GPS можно непосредственно регистрировать вариации TEC. К преимуществам GPS относится возможность одновременной регистрации возмущений по разным направлениям, на большой площади и длительных временных интервалах.

GPS включает не менее 24 спутников на шести 12-часовых круговых орбитах (высота 20200 км) с наклоном  $55^\circ$ ; по крайней мере сигналы четырех спутников можно принимать из любой точки на земной поверхности. Спутники передают высокостабильные когерентные сигналы на частотах  $f_1=1575.42$  МГц (L1) и  $f_2=1227.60$  МГц (L2) [Hofmann-Wellenhof et al., 1992].

Зависимость показателя преломления ионосферной плазмы  $n(f)$  от частоты радиоволны  $f$  и плазменной частоты  $f_p = \omega_e / 2\pi = \sqrt{N(s)e^2 / \pi m_e}$  можно аппроксимировать формулой

$$n(f) = 1 - \frac{f_p^2}{2f^2} = 1 - \frac{N(s)e^2}{2\pi m_e f^2}.$$

Типичная величина плазменной частоты в ионосфере – порядка 10–20 МГц, так что  $f_1, f_2 \gg f_p$ . При распространении сигнала через ионосферу со скоростью  $v(s)=c/n(f)$ , где  $c$  – скорость света в вакууме, задержка сигнала  $\Delta t(s)$ , или изменение фазы  $\Delta P(f) = c\Delta t$ , определится по формуле

$$\Delta P(f) = \int_{rec}^{sat} (n(f) - 1) ds \approx -\frac{40.35}{f^2} \int_{rec}^{sat} N(s) ds = -\frac{40.35 \cdot IEC}{f^2}. \quad (1)$$

Здесь  $IEC$  – полное электронное содержание на пути распространения сигнала от передатчика до приемника. Для получения полного электронного содержания, не зависящего от положения спутника (т.е. TEC), величину  $IEC$  соответствующим образом нормализуют [Mannucci et al., 1998].

Ионосфера – крайне изменчивая в пространстве и во времени среда (из-за влияния солнечной, геомагнитной, метеорологической и сейсмической активности). Электронная плотность может изменяться в сотни и тысячи раз на масштабах от десятков сантиметров до сотен километров. Это соответствует изменениям фазового пути в десятки метров на частотах GPS. Например, типичная величина TEC дневной ионосферы – 50 единиц TEC (TECU,  $TECU=10^{16} \text{ м}^{-2}$ ). В результате ионосфера изменяет фазовый путь на величину порядка 10 м.

Если отвлечься от геометрии распространения сигнала, то возмущение TEC, обусловленное акустической волной, можно оценить как

$$\delta \text{TEC} = \int_{rec}^{sat} \delta N(s) ds. \quad (2)$$

Типичными величинами возмущений электронной концентрации, зарегистрированными в предыдущих исследованиях после землетрясений и наземных взрывов были 1–3 % [Гохберг, Шалимов, 2008]. В дневной ионосфере с электронной плотностью  $10^{12} \text{ м}^{-3}$  ( $F$ -слой) возмущения амплитудой 2 % на масштабе интегрирования 50 км приведут к  $\delta \text{TEC} = 0.1 \cdot \text{TECU}$ .

Для компенсации значительных искажений в спутниковых геодезических измерениях используют уравнение относительно TEC, вытекающее из (1):

$$P(f_1) - P(f_2) + P_0 = (-40.35) \text{TEC} \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right), \quad (3)$$

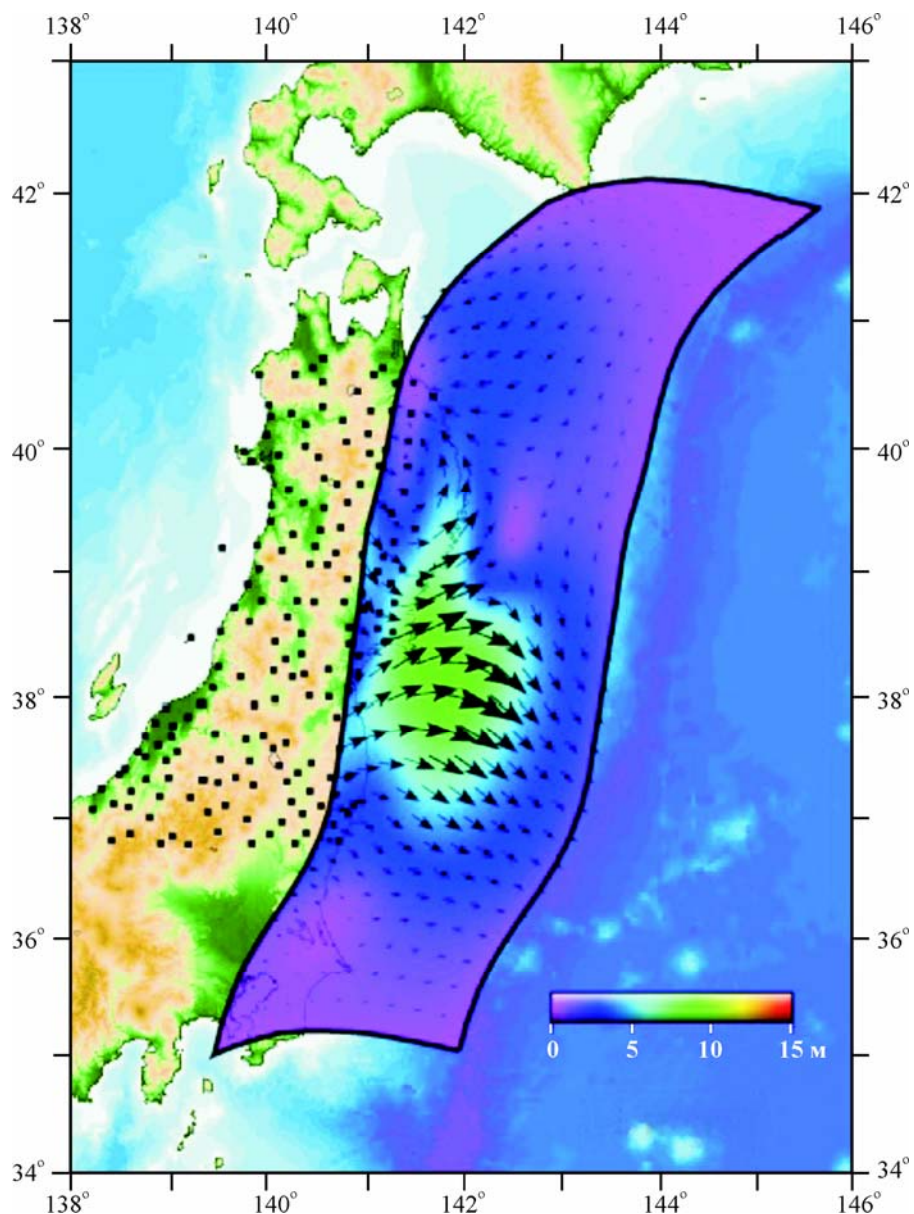
где  $P(f_1)$ ,  $P(f_2)$  – наземные измерения фаз сигнала от спутника на частотах  $f_1$ ,  $f_2$ ;  $P_0$  – неизвестный инструментальный сдвиг фазы между частотами, который постоянен для каждой пары спутник–приемник.

### Результаты измерений

Подводное землетрясение с  $M=8.9$  произошло 11.03.2011 г. в 05:46:24 UT, с координатами эпицентра  $38.32^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $142.37^\circ \text{ в.д.}$  (западное побережье о. Хонсю, в 350 км от г. Токио). Гипоцентр располагался на глубине 24.4 км. Следует отметить большую протяженность очага: он простирался от  $42^\circ$  до  $35^\circ \text{ с.ш.}$  вдоль побережья о. Хонсю, т.е. приблизительно на 700 км (рис. 1).

Прежде чем описать ионосферный отклик на это землетрясение, отметим, что геомагнитная обстановка, которая влияет на состояние ионосферы, была возмущенной. По данным сайта IAGA ([http://www-app3.gfz-potsdam.de/kp\\_index/index.html](http://www-app3.gfz-potsdam.de/kp_index/index.html)) 10 и 11 марта суммарный индекс  $K_p$  был равен 32 и 38 соответственно.

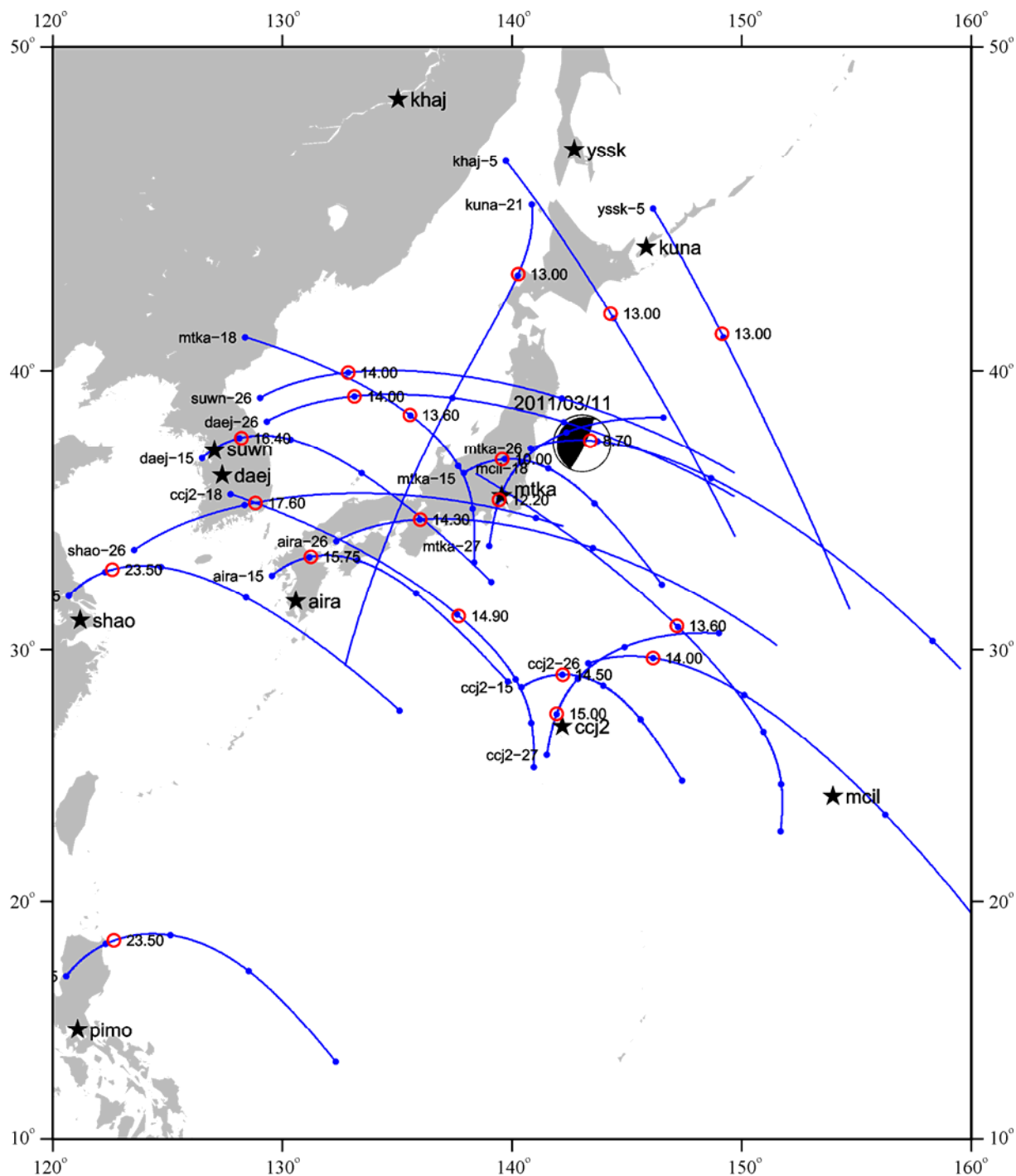
На рис. 2 показаны проекции траекторий спутников, по которым определялся отклик ионосферы в ближней зоне (до 1000 км) от эпицентра, а на рис. 3 представлены вариации TEC, зарегистрированные после события на этих траекториях (места регистрации сигналов на трассах обозначены кружками).



**Рис. 1.** Распределение сдвиговой деформации в очаге землетрясения, построенное по данным GPS (<http://supersites.earthobservations.org/honshu.php#Fri10>); черные квадраты – станции.

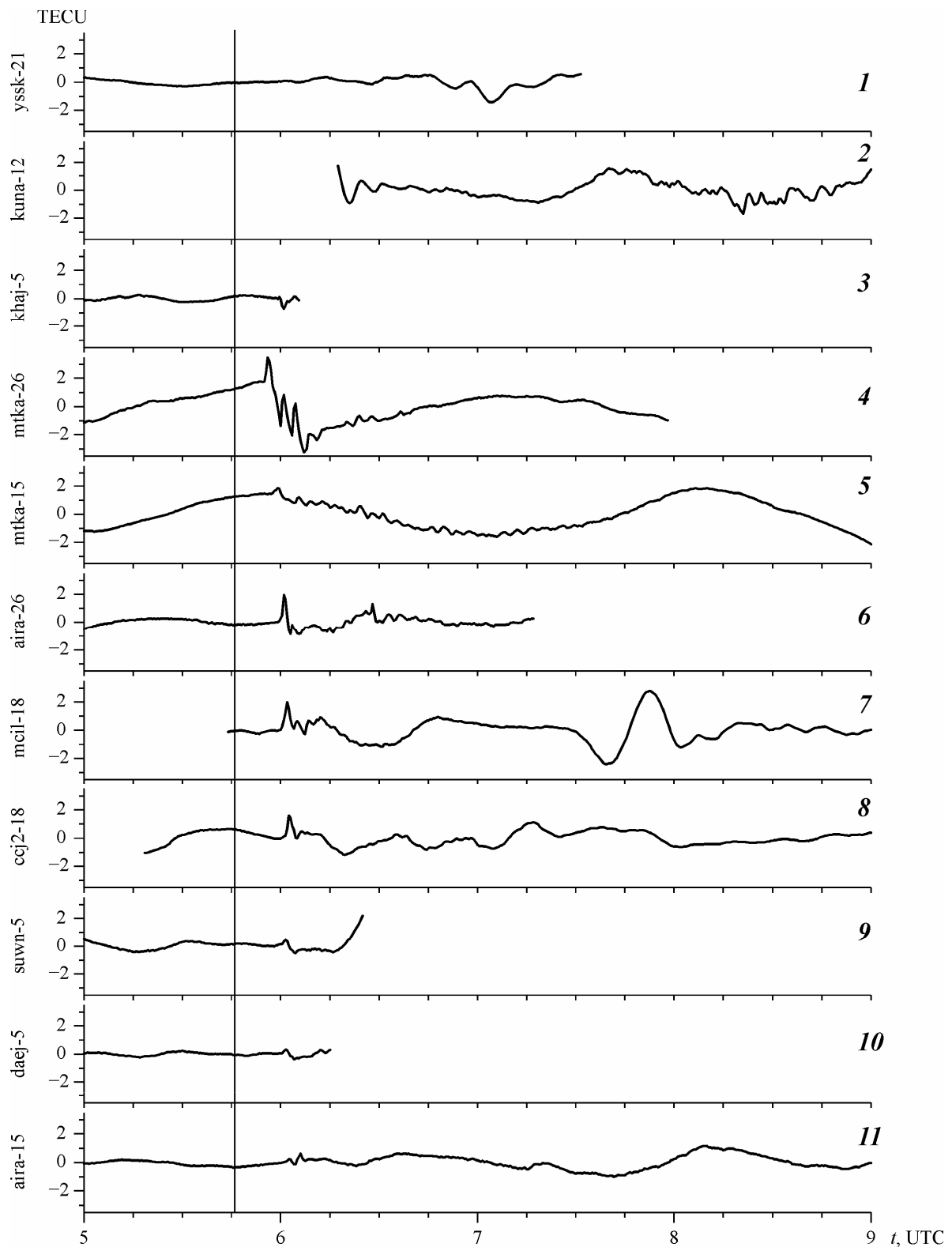
Видно, что самое раннее из зарегистрированных возмущений в ионосфере начинается через 8.7 мин после события (четвертая панель сверху, mtk-a-26). Амплитуда сигнала имеет резкий передний фронт порядка нескольких TECU, что в несколько раз превышает амплитуды соответствующих импульсных сигналов ТЕС после континентальных землетрясений. Такая особенность сигнала от подводного землетрясения может быть связана с тем, что плотность воды приблизительно в 3 раза меньше плотности земной коры.

Используя вариации ТЕС, показанные на рис. 3, можно достаточно надежно проследить распространение возмущения от области начального возмущения в ионосфере на ЮЗ в форме *N*-волны нормальной полярности с преобладающей положительной фазой и с убывающей (с ростом расстояния



**Рис. 2.** Карта расположения станций GPS (звездочки), по которым был исследован отклик ионосферы в ближней зоне. Также показаны проекции трасс спутников на ионосферу (с указанием номера спутника и станции) и места регистрации сигналов на трассах (кружки)

от эпицентра) амплитудой. Отчетливые сигналы такой формы видны, например, на графиках с 6 по 11. Нам удалось проследить характерный сигнал до расстояний около 2000 км: наиболее удаленный сигнал (не показанный на рис. 3) зарегистрирован с использованием станции pimo (см. рис. 2).



**Рис. 3.** Графики вариаций ТЕС (со снятым трендом) в ближней зоне для рассматриваемого события; момент землетрясения указан вертикальной линией

Кажущаяся скорость  $N$ -волны меняется от 3 км/с вблизи области начального возмущения до 1 км/с вдали от нее (вдоль цепочки станций в юго-западном направлении). Не характерная для акустического возмущения большая кажущаяся скорость обусловлена, по-видимому, тем, что очаг землетрясения не точечный, а имеет конечную протяженность подолготе и широте (см. рис. 1). Этим же, скорее всего, обусловлена и большая амплитуда сигнала на значительном удалении от эпицентра в юго-восточном направлении (ага-26). В то же время сравнительно небольшая амплитуда сигнала вблизи эпицентра (mtka-15) может быть

связана с зависимостью амплитуды акустического импульса от угла выхода луча (для высот ионосферного  $F$ -слоя).

Как следует из рис. 3, на СВ-СЗ возмущение от области над эпицентром распространяется в виде инвертированной  $N$ -волны (графики 1-3: knaj-5, kuna-12, yssk-21). Амплитуда сигнала здесь меньше из-за удаленности от области эпицентра ионосферных точек, в которых фиксируют сигнал.

Общее свойство всех сигналов ближней зоны – достаточно резкий фронт, что, по-видимому, свидетельствует о быстром вертикальном смещении водной поверхности и соответствующем смещении дна океана. Именно такие подвижки дна океана приводят к генерации цунами, поэтому этот признак возмущенного ТЕС можно использовать как прогностический, показывающий, что данное подводное землетрясение является цунамигенным.

На рис. 4 показано расположение станций GPS и соответствующие ионосферные проекции траекторий спутников на значительном удалении (более 1500 км) от эпицентра. Последнее обстоятельство позволяет изучать дальний отклик ионосферы на подводное землетрясение, если таковой вообще возникает.

Результаты этих наблюдений для рассматриваемого события показаны на рис. 5. Из этого рисунка следует, что на дальних станциях после события регистрируются два типа длиннопериодных возмущений: 1) приблизительно через 1 ч после землетрясения отмечено появление возмущения ТЕС в виде уединенной волны, имеющей положительную фазу и длительность около 1 ч (по измерениям на станциях smtg, guug) и отрицательную фазу с длительностью около 30 мин (по измерениям на станциях msil, kuna), причем (если не учитывать наблюдения на станции kuna, расположенную по другую сторону от эпицентра), области разной фазы разделены расстоянием приблизительно 500 км, 2) через 2 ч после события появляются отчетливые колебания с периодом около 30 мин, что соответствует распространяющимся ВГВ.

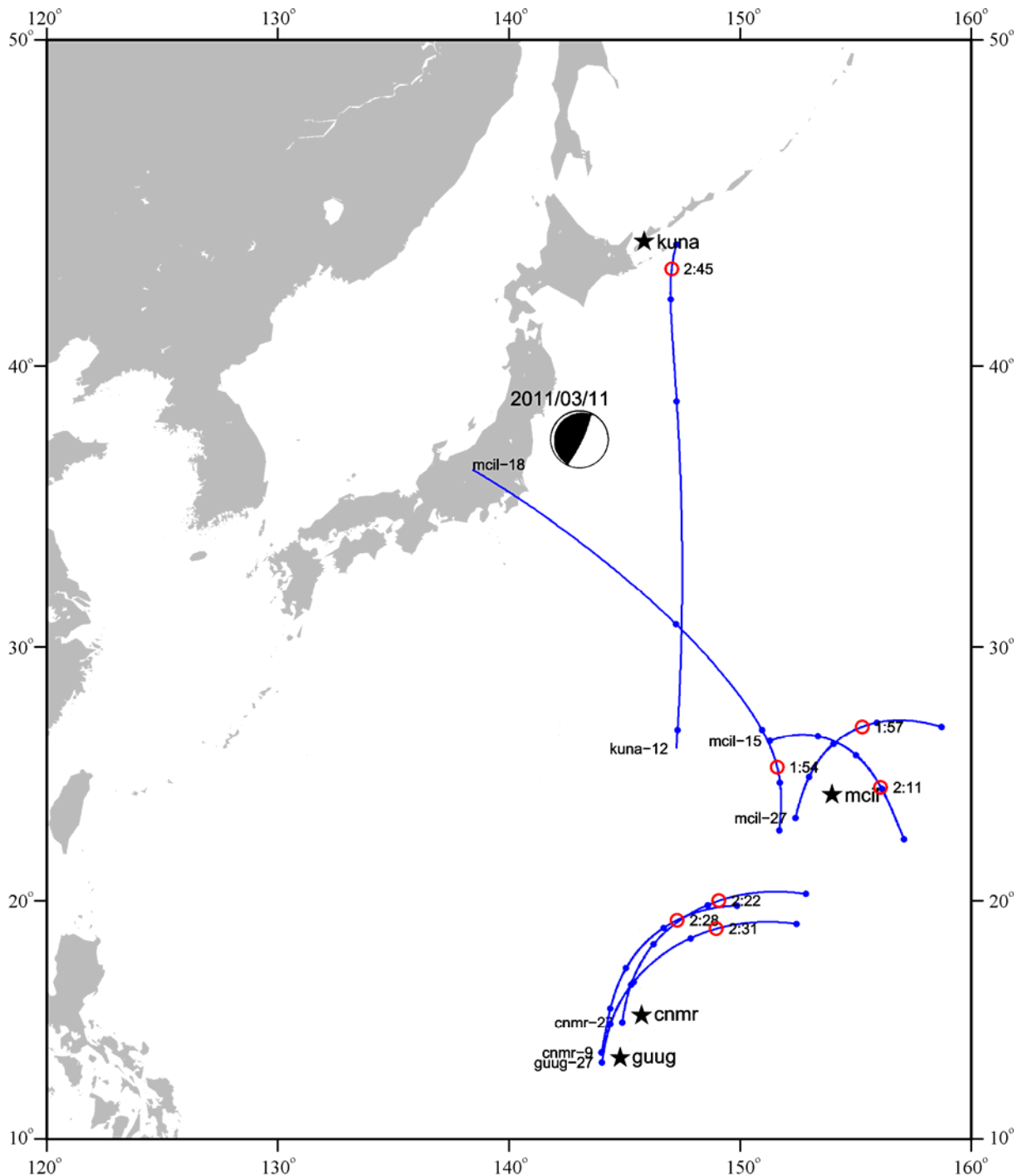
Вывод о распространяющейся ВГВ подтверждается, во-первых, результатами оценки скорости распространения сигнала между ионосферными точками регистрации возмущения (см. кружки на рис. 4 и рис. 5), которая оказывается около 300 м/с; во-вторых, из дисперсионного соотношения для незатухающих ВГВ имеем:

$$k_z^2 = k_x^2 (\omega_B^2 / \omega^2 - 1),$$

и при условии  $k_z \gg k_x$  получим, что групповая скорость направлена почти горизонтально. Волна, распространяющаяся от земной поверхности на горизонтальное расстояние  $L_\perp$ , достигнет ионосферной высоты  $h$ , когда

$$v_{g\perp} / v_{gz} \approx T / T_B = L_\perp / h.$$

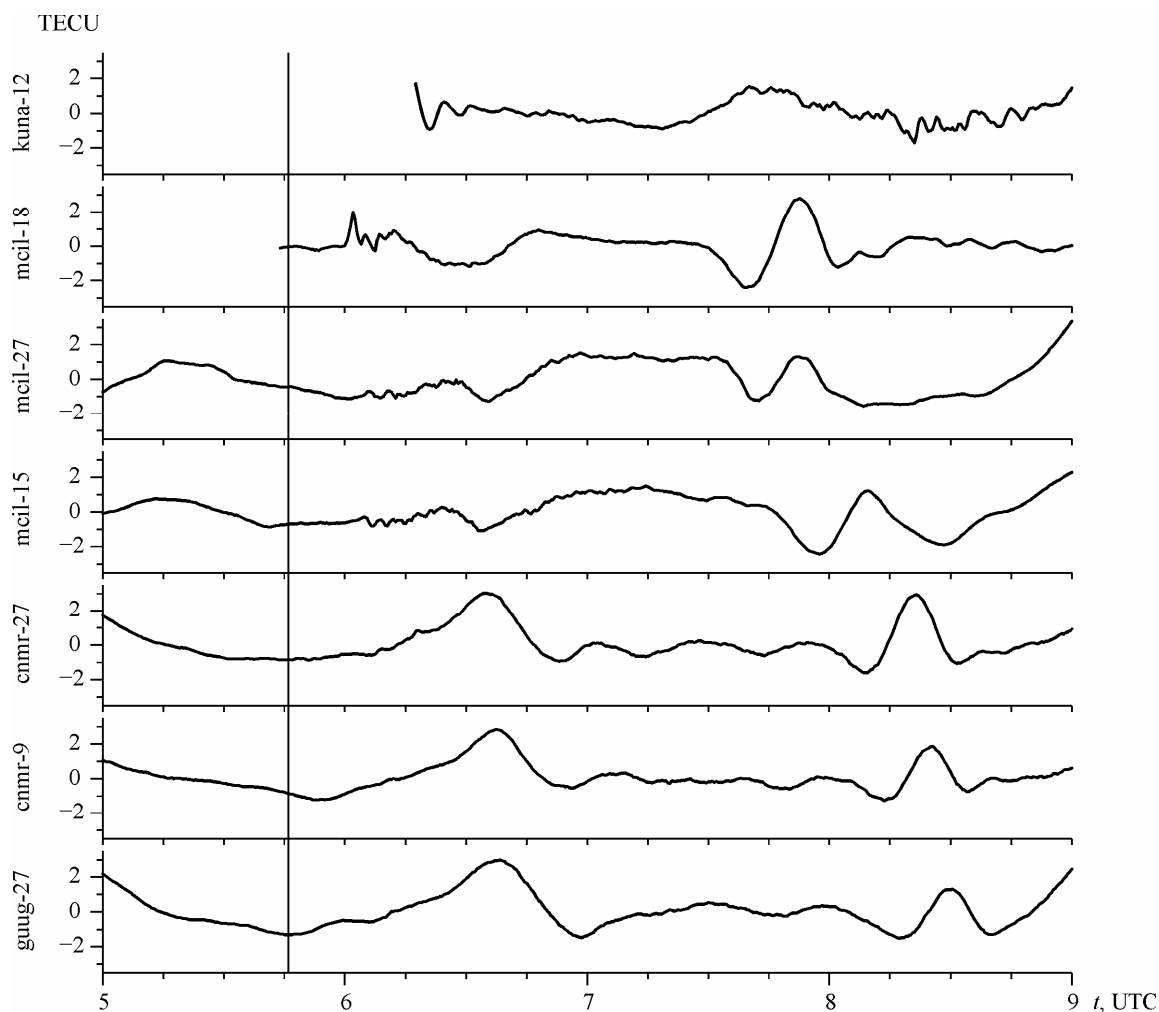




**Рис. 4.** Карта расположения станций GPS (звездочки), по которым был исследован отклик ионосферы в дальней зоне. Обозначения те же, что на рис. 2

Если  $h \sim 300$  км, а расстояние по горизонтали, на котором обнаруживаются ионосферные эффекты,  $L_{\perp} \sim 1500$  км, то из последнего соотношения находим  $T \approx 30$  мин в соответствии с экспериментом.

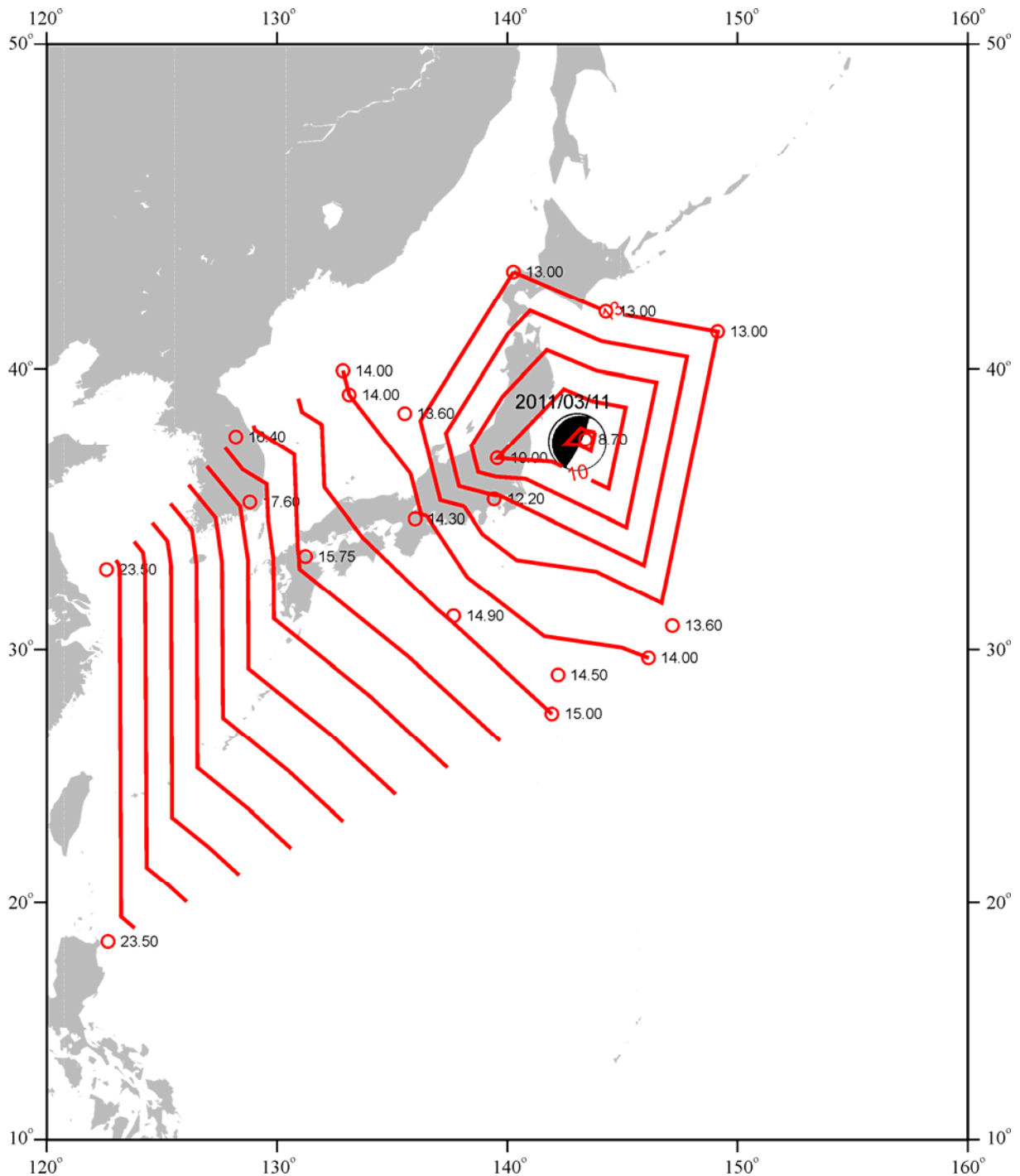
Природа уединенного возмущения не вполне ясна. Следует отметить, что возмущение ТЕС, обусловленное акустическим импульсом от подводного землетрясения, прослеживается на удалениях более 1800 км от эпицентра [Astafyeva, Heki, 2009]. Аналогичный вывод следует из результатов численного моделирования [Куницын и др., 2007]. Однако в данном случае периоды возмущений заметно больше акустических.



**Рис. 5.** Графики вариаций ТЕС (со снятым трендом) в дальней зоне для рассматриваемого землетрясения; момент которого указан вертикальной линией

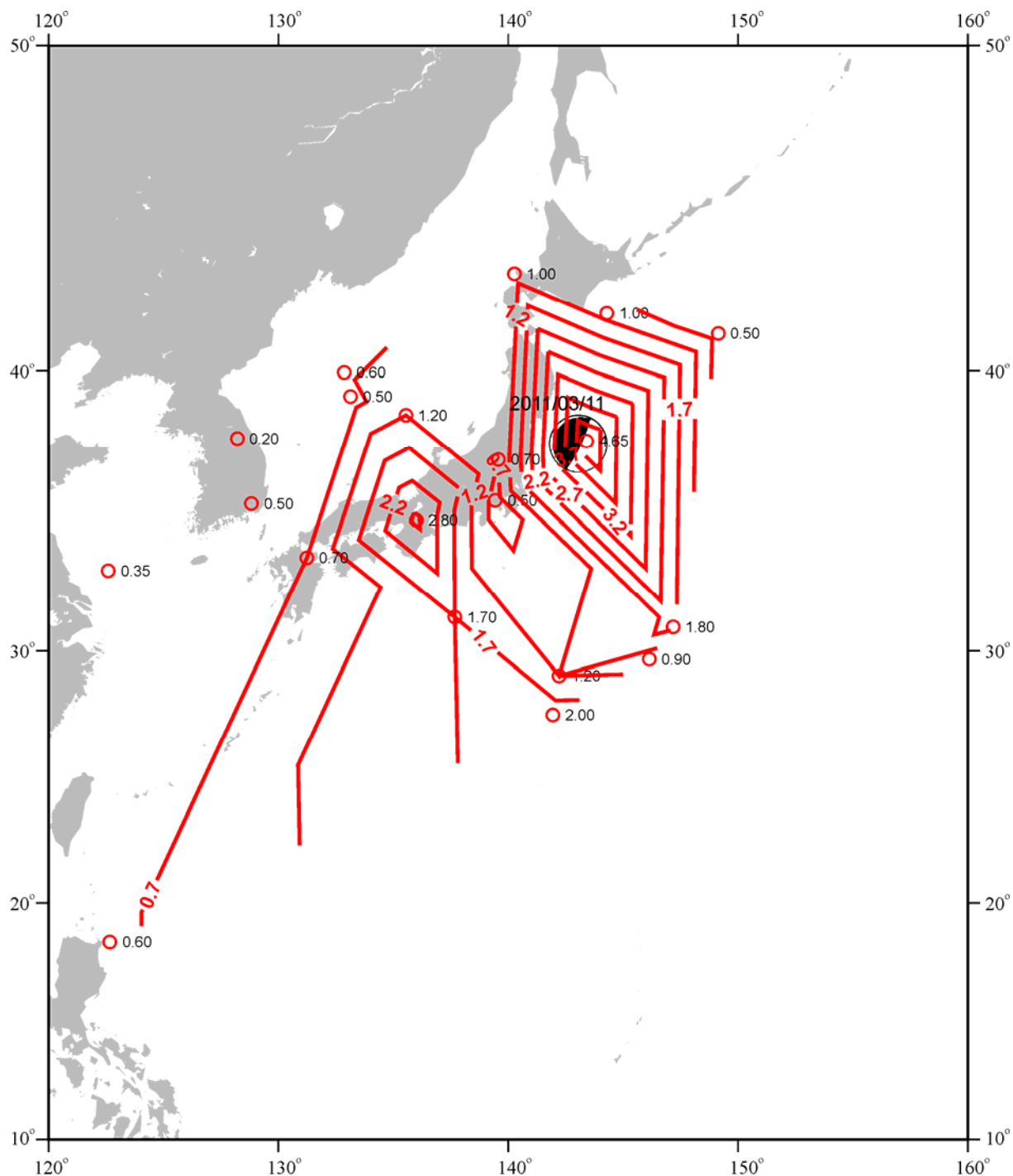
Отметим также, что достаточно удачные траектории спутников (mcil-18, kuna-12) позволили зарегистрировать, кроме указанных выше возмущений в дальней от эпицентра зоне, ещё и возмущение в ближней зоне, обусловленное приходом акустического импульса из эпицентра землетрясения в моменты, когда проекции траекторий спутников проходили вблизи эпицентральной зоны (см. два верхних графика на рис. 5).

На рис. 6 дана двухмерная картина распространения фазы ионосферного отклика на акустический импульс от рассматриваемого сейсмического события, построенная по всем использованным станциям GPS. Цифры около кружков обозначают время (в минутах) от момента землетрясения до первого вступления соответствующего ионосферного возмущения. Видно, что сигнал распространяется неизотропно: наиболее быстрое распространение фазы наблюдается приблизительно вдоль направления ЮЗ–СВ и перпендикулярно к нему. Недостаток информации пока не позволяет сделать вывод о том, чем вызвана такая анизотропия: разным наклоном геомагнитного поля, тем, что эпицентральная зона имеет значительную протяженность и ширину или особенностями распределения барических полей в атмосфере в момент землетрясения.



**Рис. 6.** Карта изолиний времени запаздывания возмущений ТЕС в ионосфере для рассматриваемого события; цифры около кружков соответствуют времени (в минутах) от момента землетрясения

На рис. 7 приведено двухмерное распределение амплитуд сигналов (в единицах ТЕС). Цифры около кружков обозначают амплитуду сигнала в TECU. Можно отметить, что здесь, как и на рис. 3, при распространении возмущения на юго-запад амплитуда сигнала сначала уменьшается, затем снова немного возрастает и далее уменьшается.



**Рис. 7.** Карта изолиний амплитуды возмущений ТЕС в ионосфере для рассматриваемого события; цифры около кружков соответствуют амплитуде сигнала, измеряемой в TECU

### Обсуждение результатов

Полученные в предыдущем разделе результаты позволяют сделать вывод о том, что посредством спутников GPS после достаточно сильного подводного землетрясения в ионосфере удалось зарегистрировать по меньшей мере три типа возмущений.

В ближней зоне возмущение обусловлено приходом АВ из эпицентра (через 8.7 мин); в дальней зоне имеют место возмущения двух типов – через 1 ч в форме уединенной волны (предположительно обусловленной АВ), а через 2 ч – внутренней гравитационной волны.

Вариации ТЕС, обусловленные приходом АВ из эпицентра, имеют следующие особенности. Во-первых, сигнал вариаций ТЕС в виде *N*-волны с резким передним фронтом может свидетельствовать о быстром вертикальном движении водной поверхности и, соответственно, дна океана. Поскольку землетрясение сопровождалось разрушительным цунами, то форму сигнала можно использовать в службе раннего оповещения о моменте генерации цунами, т.е. цунамигенности подводного землетрясения. Во-вторых, наряду с известной формой ионосферного отклика на землетрясения в виде *N*-волны, наблюдается отклик в виде инвертированной *N*-волны как вблизи, так и вдали от эпицентра, причем распространение возмущения к полюсу происходит с инвертированной фазой, а к экватору – в виде нормальной *N*-волны. Такая закономерность распространения сигнала с разными фазами к полюсу и к экватору от области над эпицентром землетрясения была установлена для всех сильнейших подводных событий последнего времени [Gokhberg et al., 2011]. Данное землетрясение подтверждает эту закономерность.

Известно, что далеко не все подводные землетрясения приводят к цунами [Левин, Носов, 2005]. Здесь еще много нерешенных вопросов. Например, в отношении возмущения поверхности океана в области выхода акустического импульса (после его распространения в толще океана) обычно предполагается относительно быстрая релаксация возмущения к равновесию с последующим формированием цунами [Okada, 1985]. Такое упрощенное развитие процессов, вообще говоря, может не иметь места, если учесть, что во вращающейся жидкости с исчезновением возмущающей силы происходит процесс геострофической адаптации [Обухов, 1949], при котором часть энергии первоначального возмущения уносится гравитационными волнами, а другая часть остается локализованной в области первоначального возмущения и ее окрестностях. Соответственно, в месте начального возмущения поверхности океана должны существовать долгоживущие локализованные вихри, исчезающие под влиянием сравнительно медленных диссипативных процессов. Вопрос о формировании такого вихревого возмущения и его влиянии на ионосферу (посредством генерации акустико-гравитационных волн) пока остается нерешенным.

Поскольку не все подводные землетрясения цунамигенны, можно ожидать, что последние имеют специфическую форму возмущений на поверхности океана. Чтобы ответить на вопрос, сможет ли эта особенность формы источника транслироваться на ионосферные высоты, необходима оценка распространения возмущений (атмосферных волн), вызванных как поршневыми, так и вихревыми движениями поверхности океана, до ионосферных высот.

В случае цунамигенного землетрясения для оценки возможности генерации атмосферных волн морским волнением можно применить линейный механизм [Эккарт, 2004; Голицын, Кляцкин, 1967; Мурти, 1981].

Из дисперсионного соотношения для поверхностных гравитационных волн на слое воды с глубиной  $D$ :

$$\omega^2 = gk \cdot th(kD)$$

можно оценить фазовую скорость этих атмосферных волн и число Маха. При этом для  $D = H/2 \approx 4$  км (это соответствует средней глубине океана) оказывается, что возможно

возбуждение длинных гравитационных волн в атмосфере волнами на поверхности океана (в области, где отношение фазовых скоростей волн в атмосфере (при  $k_z=0$ ) к скорости звука больше скорости поверхностной волны на слое воды) лишь при  $k < 3/4H$ , т.е. при длинах океанических волн  $\lambda > 8H \approx 60$  км. Интенсивность таких длинных волн становится заметной лишь после цунамигенных возмущений океана.

В рассмотренном нами событии источником ВГВ в равной степени могут быть как эпицентральная зона (поршневые или вихревые движения поверхности океана), так и волна цунами. Для более определенного ответа на вопрос об источнике необходимы дальнейшие исследования.

Имея вертикальную компоненту скорости, внутренние гравитационные волны, излучаемые цунами, способны достичь ионосферы (хотя и со значительной задержкой – порядка нескольких часов) и привести к характерным вариациям плотности ионосферной плазмы с периодами более 10 мин. Однако из-за достаточно медленного распространения внутренних гравитационных волн до ионосферы они вряд ли могут быть использованы в службе предупреждения о генерации или приближении цунами, тогда как вариации плотности плазмы, обусловленные акустическим воздействием и появляющиеся в ионосфере через 8-10 мин, можно использовать для тех же целей. Ионосферные измерения с помощью GPS здесь имеют бесспорное преимущество: вариации полного электронного содержания (которые определяются возмущением  $F$ -слоя), могут быть зарегистрированы приемниками GPS, расположенными вдоль береговой линии, на расстояниях в несколько сотен километров от берега.

### Заключение

Таким образом, по измерениям вариаций ТЕС на сети станций GPS рассмотрено воздействие на ионосферу подводного землетрясения с  $M=8.9$  в Японии, происшедшего на северо-восточном побережье о. Хонсю 11 марта 2011 г. По доступным станциям российской и международной сети GPS исследован отклик ионосферы на это землетрясение как вблизи, так и вдали от эпицентра (до расстояний порядка 2000 км). Вблизи области над эпицентром через 8.7 мин после события обнаружен характерный сигнал вариаций ТЕС в виде  $N$ -волны с резким передним фронтом, свидетельствующий о быстром вертикальном движении водной поверхности и, соответственно, дна океана. Прослежена дальнейшая эволюция ионосферного отклика вблизи и вдали от эпицентра. Показано, что, наряду с известной формой ионосферного отклика на землетрясения в виде  $N$ -волны, наблюдается отклик в виде инвертированной  $N$ -волны как вблизи, так и вдали от эпицентра. Вдали от эпицентра зарегистрированы еще два типа ионосферного отклика: в виде уединенной волны и внутренней гравитационной волны.

Поскольку подводное землетрясение 11 марта 2011 г. сопровождалось разрушительным цунами, форма возникшего после события сигнала в ионосфере может быть использована в службе раннего оповещения о генерации цунами. Это определяет важное практическое значение полученных результатов для предупреждения о цунами населения Тихоокеанского побережья России, где существует высокий уровень опасности возникновения цунами [Левин, Носов, 2005; Кофф и др., 2010]. Так, в результате цунами 5 ноября 1952 г. был практически полностью разрушен г. Северо-Курильск, а количество жертв превысило 5 тыс. человек. Высота заплеска цунами при Монеронском

1971 г., Шикотанском 1994 г. и Невельском 2007 г. землетрясениях достигала нескольких метров [Никонов, Сидорин, 2007].

В настоящее время в системе предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России [Чебров и др., 2009, 2010; Чебров, Гусев, 2010] внимание сконцентрировано в основном на развитии магнитудно-географического критерия оперативного прогноза цунами [Поплавский и др., 2009; Гусяков, 2010], при котором тревога объявляется в том случае, когда в зоне возможного возникновения цунамигенных землетрясений происходит событие, магнитуда которого больше заранее выбранного порогового уровня. Понятно, что при этом велико количество ложных тревог. Применение прямых методов заблаговременного обнаружения возникших цунами, к которым следует отнести и рассматриваемый в настоящей работе, может обеспечить значительное снижение их количества.

### Литература

- Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск, 2006. 480 с.
- Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызываемые движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. 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.
- Гохберг М.Б., Стеблов Г.М., Лапшин В.М., Шалимов С.Л. Ионосферный отклик на подводные Курильские землетрясения по наблюдениям со спутников GPS // Исследования Земли из космоса. 2011. № 1. С. 30–38.
- Гусяков В.К. Магнитудно-географический критерий прогнозирования цунами: анализ практики применения за 1958–2009 гг. // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 5–21.
- Кофф Г.Л., Чеснокова И.В., Колесников А.В., Павленко О.В., Башкиров С.Г., Ташматов М.А. Природные предпосылки риска цунами на побережьях Хабаровского края и Приморья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37, № 4. С. 37–50.
- Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р. Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере при различных поверхностных источниках // Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика, Астрономия. 2007. № 2. С. 59–63.
- Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами. М.: Янус-К, 2005. 360 с.
- Мурти С.Т. Сейсмические морские волны цунами. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 447 с.
- Никонов А.А., Сидорин А.Я. (Сост.) Российский сейсмологический иллюстрированный календарь 2008–2009 гг. М.: ИФЗ РАН, 2007. 26 с.
- Обухов А.М. К вопросу о геострофическом ветре // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. 1949. Т.13, № 4. С. 281–306.
- Поплавский А.А., Поплавская Л.Н., Спиринов А.И., Пермикин Ю.Ю., Нагорных Т.В.. Совершенствование магнитудно-географического критерия цунамиопасности // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 65–74.
- Чебров Д.В., А.А. Гусев А.А. Автоматическое определение параметров цунамигенных землетрясений на Дальнем Востоке России в режиме реального времени: алгоритмы и программное обеспечение // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 35–57.
- Чебров В.Н., Гусев А.А., Гусяков В.К., Мишаткин В.Н., Поплавский А.А. Концепция развития системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 4. С. 41–57.

- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Захарченко Н.З., Мишаткин В.Н., Сергеев В.А., Синицын В.И., Шевченко Ю.В. Опорная сейсмическая станция Петропавловск для службы предупреждения о цунами // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 1. С. 5–15.
- Эккарт К. Гидродинамика океана и атмосферы. М.: РХД, 2004. 328 с.
- Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Plotnikov A.V., Uralov A.M. The shock-acoustic waves generated by the earthquakes // Ann. Geophys. 2001. V. 19, N 4. P. 395–409.
- Afraimovich E.L., Astafieva E.I., Kirushkin V.V. Localization of the source of ionospheric disturbance generated during an earthquake // International Journal of Geomagnetism and Aeronomy. 2006. V. 6, N 2. doi:10.1029/2004GI000092.
- Artru J., Farges T., Lognonne P. Acoustic waves generated from seismic surface waves: propagation properties determined from Doppler sounding observations and normal-mode modeling // Geophys. J. Int. 2004. V. 158, N 6. P. 1067–1077.
- Artru J., Lognonné P., Occhipinti G., Crespon F., Garcia R., Jeansou E., Murakami M. Tsunami detection in the ionosphere // Space Res. Today. 2005. N 163. P. 23–27.
- Astafyeva E., Heki K., Kiryushkin V., Afraimovich E., Shalimov S. Two-mode long-distance propagation of coseismic ionosphere disturbances // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. A10307. doi: 10.1029/2008.JA013853.
- Astafyeva E., Heki K. Dependence of waveform of near-field coseismic ionospheric disturbances on focal mechanisms // EPS. 2009. N 61. P. 939–943.
- Calais E., Minster J.B. GPS detection of ionospheric perturbations following the January 17, 1994, Northridge earthquake // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22, N 9. P. 1045–1048.
- Calais E., Minster J.B. GPS, earthquakes, the ionosphere, and the Space Shuttle // Physics Earth and Planet. Inter. 1998. N 105. P. 167–181.
- Bolt B. A. Seismic air waves from the great 1964 Alaskan earthquake // Nature. 1964. N 202. P. 1094–1095.
- Ducic V., Artru J., Lognonne P. Ionospheric remote sensing of the Denali earthquake Rayleigh surface waves // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30, N 18. P. 1951–1954. doi:10.1029/2003GL017812.
- Garcia R., Crespon F., Ducic V., Lognonne P. Three-dimensional ionospheric tomography of post-seismic perturbations produced by the Denali earthquake from GPS data // Geophys. J. Int. 2005. N 163. P. 1049–1064.
- Gokhberg M.B., Grekhova E.A., Shalimov S.L., Steblov G.M., Veys V.A. Undersea earthquake action upon the ionosphere // IUGG Meeting, Melbourne, Abstracts, 2011 (accepted).
- Heki K., Ping J. Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense GPS array // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. N 236. P. 845–855.
- Heki K., Otsuka Y., Choosakul N., Hemmakorn N., Komolmis T., Maruyama T. Detection of ruptures of Andaman fault segments in the 2004 great Sumatra earthquake with coseismic ionospheric disturbances // J. Geophys. Res. 2006. N 111. doi:10.1029/2005JB004202.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. Global Positioning System: Theory and Practice, Wien. New York: SpringerVerlag, 1992. 327 p.
- Liu J.Y., Tsai Y.B., Chen S.W., Lee C.P., Chen Y.C., Yen H.Y., Chang W.Y., Liu C. Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake on 26 December 2004 // Geophys. Res. Lett. 2006a. N 33. L02103. doi:10.1029/2005GL023963.
- 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. 2006b. N 111. A05303. doi:10.1029/2005JA011200.
- Mannucci A.J., Ho C.M., Lindqwister U.J. A global mapping technique for GPS-driven ionospheric TEC measurements // Radio Sci. 1998. V. 33. P. 565–582.
- Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1985. 75(4). P. 1135–1154.



*Сведения об авторах*

**ГОХБЕРГ Михаил Борисович** – доктор физико-математических наук, профессор, заведующий отделением «Физические поля Земли». Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (499) 254-61-34. E-mail: gmb@ifz.ru

**СТЕБЛОВ Григорий Михайлович** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (499) 254-91-50. E-mail: steblov@ifz.ru

**ШАЛИМОВ Сергей Львович** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (499) 254-91-50. E-mail: pmsk7@mail.ru

**ВЕЙС Валерия Алексеевна** – инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10.

**ГРЕХОВА Екатерина Алексеевна** – инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, г. Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10.

## **IONOSPHERIC DISTURBANCES TRIGGERED BY THE UNDERSEA EARTHQUAKE IN JAPAN OF MARCH 11, 2011 AND OBSERVED BY USING GPS SATELLITES**

**M.B. Gokhberg, G.M. Steblov, S.L. Shalimov, V.A. Veis, E.A. Grekhova**

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

**Abstract.** Using available Russian and international GPS data the ionospheric density response of the great undersea tsunamigenic earthquake has been considered. The event occurred in Japan on March 11, 2011 off the east coast of Honshu with  $M=8.9$  both near and far from the epicenter (up to 2000 km away) has been considered. In the area around the epicenter the earliest ionospheric response has been recorded 8.7 minutes after the event as a signal of TEC variations with compression and rarefaction phase and linear transition zone in between, i.e. in the form of  $N$ -wave with a sharp leading edge. Such a typical shape of the signal indicates fast vertical motion of the ocean surface and floor and can be used as tsunami warning, i.e. as an evidence of undersea tsunamigenic earthquake. We trace subsequent evolution of the ionospheric disturbances propagating at the distances more than 2000 km away from the epicenter. Along with the known type of the ionospheric response in the form of  $N$ -wave we also observed the inverse  $N$ -wave both close to and far from the epicenter. We discovered two more types of the ionospheric response far from the epicenter: solitary-type wave and internal gravity wave. The interpretation of the ionospheric response has been suggested.

*Keywords:* earthquake, ionosphere, atmospheric waves, TEC variations.