

EFFECTOS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA IONOSFERA, CARACTERÍSTICAS Y POSIBLES APLICACIONES

MIGUEL HERRAIZ SARACHAGA

*Universidad Complutense. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I,
Facultad de Ciencias Físicas. Ciudad Universitaria s/n. 28040, Madrid, España.
Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), José Antonio Novais, 2, 28040, Madrid, España
mherraiz@ucm.es*

FRANCISCO SÁNCHEZ-DULCET

*Universidad Complutense. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I,
Facultad de Ciencias Físicas. Ciudad Universitaria s/n. 28040, Madrid, España.
fjsanche@ucm.es*

En los últimos años el estudio de las perturbaciones ionosféricas vinculadas con la actividad sísmica ha experimentado un gran desarrollo debido, en gran medida, a la utilización de datos obtenidos a partir de los retrasos ionosféricos registrados en estaciones GPS y de observaciones realizadas *in situ* por satélites diseñados para este objetivo. Estos datos han permitido establecer de una manera sólida que la actividad sísmica afecta a la ionosfera. Aunque las perturbaciones resultantes de esta influencia no pueden ser utilizadas todavía para la predicción de terremotos y queda mucho trabajo por hacer, los resultados obtenidos permiten ser optimistas respecto de su incorporación a sistemas de alerta, especialmente para el caso de tsunamis. Este artículo describe algunos rasgos de la investigación que ha llevado a la detección de este fenómeno, sus características y su encuadre en el campo de la predicción sísmica.

Keywords: Predicción sísmica, ionosfera, TEC, efectos ionosféricos, STID

1. Introducción

A pesar de los grandes avances científicos y tecnológicos que caracterizan nuestra vida en el Siglo XXI, los terremotos continúan siendo un fenómeno natural que nos recuerda nuestra debilidad ante la naturaleza. Su imprevista aparición en distintas zonas de nuestro planeta origina cada año un elevado número de pérdidas humanas y gigantescos daños económicos capaces de arruinar un país. La frecuente coincidencia en muchas zonas de una elevada sismicidad y un bajo nivel de desarrollo aumenta la gravedad del problema. Todo ello constituye un acicate para la investigación sísmica que, poco a poco, va aumentando la comprensión teórica del fenómeno, su vinculación con procesos físicos y geológicos y su expresión en términos matemáticos. Sin embargo, los conocimientos actuales son incapaces de responder al mayor reto de la sismología: saber con precisión dónde y cuándo tendrá lugar un terremoto y cuál será su tamaño concreto. Este viejo sueño ha estado acompañado siempre de la búsqueda de fenómenos observables que pudieran anunciar la ocurrencia de los terremotos, de forma que la historia de la predicción sísmica se confunde, sobre todo para el caso de la predicción a corto plazo, con la de la búsqueda de precursores. Con este término aludimos a las señales

observables antes de un terremoto que indican con alta probabilidad su localización, tiempo origen y magnitud. Milne^{1,2}, ya en sus trabajos de 1880 y 1911, planteaba el desafío de la predicción y consideraba las condiciones meteorológicas, el comportamiento anómalo de los animales y algunos efectos eléctricos como ámbitos en los que podían encontrarse fenómenos anunciadores de los terremotos. Otros observables considerados desde entonces han tenido en cuenta aspectos del propio fenómeno sísmico como la velocidad de las ondas, o del entorno como la conductividad eléctrica o la temperatura en las proximidades de la falla generadora del terremoto, y las variaciones electromagnéticas en la superficie y cerca de ella. Lógicamente, los procesos estudiados han ido evolucionando a medida que mejoraban los medios de observación y como era previsible, el empleo de satélites está abriendo nuevas perspectivas en este campo. Aquí es donde se sitúan las perturbaciones ionosféricas que serán descritas en este trabajo.

Sin duda, la aceptación de nuevos fenómenos observables como posibles precursores no ha sido, ni es, fácil. De hecho, en sismología se considera que una anomalía observada en un fenómeno físico vinculado temporal o espacialmente con un terremoto debe cumplir cuatro condiciones para que pueda ser considerada como precursor sísmico: (1) tener relación con la deformación, el esfuerzo o algún mecanismo tectónico que conduzca al terremoto; (2) ser observada al mismo tiempo en dos o más instrumentos o en dos o más lugares; (3) poseer una amplitud que guarde relación con la distancia al posible terremoto y (4) definir una zona de peligro cuyo tamaño relativo respecto al del área estudiada cumpla unos criterios concretos que dependen del fenómeno observado.^{3,4}

Estas exigencias hacen que el número de fenómenos aceptados oficialmente como precursores sísmicos sea muy reducido. Concretamente, sólo 5 de los 40 fenómenos propuestos como precursores fueron admitidos por la IASPEI (*International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*) en la evaluación realizada en la década de los 90 y éstos se centraban en fenómenos relacionados con la sismicidad de la zona, el aumento de nivel de las aguas subterráneas o la variación de gas radón disuelto en ellas. Esta selección de precursores estuvo acompañada de una fuerte polémica^{5,6} sobre la posibilidad de predecir los terremotos fruto, en gran medida, de la decepción generada por algunas predicciones erróneas. En la actualidad se puede afirmar con suficiente consenso que es posible conocer con precisión dónde se producirá un terremoto y cuál será su magnitud máxima, pero no existen criterios fiables para determinar cuándo tendrá lugar. Sobre este último aspecto que, sin duda, es crucial, cabe aceptar la visión optimista sobre el resultado a largo plazo de los estudios sobre predicción, que dio título a un comentario de Wyss publicado en Nature, en Febrero de 1999, como parte de la polémica mencionada anteriormente: “*Not yet, but eventually*”. Hoy día la predicción continúa siendo un tema polémico como se ha puesto de manifiesto recientemente⁷ a raíz de las decisiones penales sobre la intervención de expertos previa al terremoto de L'Aquila (Italia) de 2009. También es importante subrayar que, sin abandonar este tema, en las dos últimas décadas se han intensificado los esfuerzos encaminados tanto a establecer sistemas de alerta basados en la probabilidad de que en una zona determinada puedan producirse terremotos de una magnitud dada en un tiempo concreto, (lo que supone una

predicción a largo plazo), como a prever los daños que puedan producirse. El avance en estas dos líneas de trabajo se ha mostrado muy eficaz para la protección de personas y bienes.

Las consideraciones anteriores permiten situar en su contexto el tema que nos ocupa en este artículo: los efectos de los terremotos en la ionosfera y su posible uso como precursor sísmico. Para abordarlo empezaremos describiendo brevemente la ionosfera y recordando la evolución histórica de las observaciones.

2. La Ionosfera

Con este nombre se conoce la zona de la atmósfera débilmente ionizada que se localiza por encima de los 70-80 km, en la que los electrones libres y los iones forman un plasma. La ionización se genera, fundamentalmente, por la radiación solar en el rango de los rayos X y ultravioleta extremo por lo que las características de la ionosfera dependen estrechamente de la actividad solar, la época del año, la latitud del lugar y la hora de observación.

La distribución de la densidad electrónica en altura (“perfil ionosférico”) permite diferenciar 4 regiones en la ionosfera denominadas D, E, F1 y F2 (Figura 1).

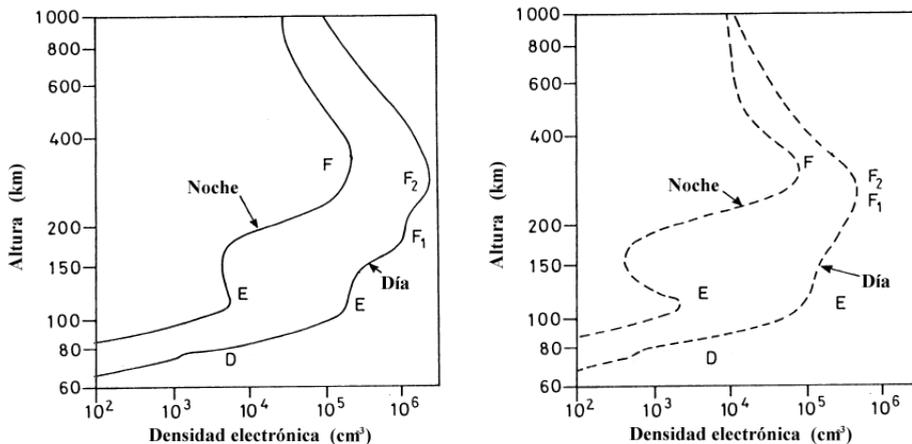


Fig. 1. Perfil vertical típico de la densidad de electrones en latitudes medias para periodos de máxima (izquierda) y mínima (derecha) actividad solar. Adaptado de Ref. 8.

Estas regiones dan lugar a capas que se caracterizan por su densidad máxima N_m , su altura máxima h_m , y en el caso de las tres últimas, además por su frecuencia máxima de plasma, f_o , también llamada frecuencia crítica. Estas cuatro regiones tienen comportamientos temporales muy distintos siendo sólo la capa F2 la que permanece día y noche, aunque con fuertes variaciones. Es fácil comprender que esta extraordinaria variabilidad espacial y temporal de la ionosfera supone un grave inconveniente para la detección de anomalías que puedan vincularse a la ocurrencia de un terremoto.

Debido a ser un plasma no homogéneo situado en el campo magnético de la Tierra, la ionosfera ejerce numerosos efectos sobre las ondas electromagnéticas que se mueven en ella. La magnitud de las perturbaciones depende de la frecuencia de la señal. Entre estos fenómenos destacan: reflexión, refracción, absorción, esparcimiento, birrefringencia y disminución de la velocidad de grupo. En algunos casos el efecto puede considerarse positivo, como sucede con el fenómeno de la reflexión de las ondas que permite el uso de la ionosfera como espejo para la transmisión de ondas de HF a grandes distancias. En otros, como en los Sistemas de Navegación y Posicionamiento por Satélites (*Global Navigation Satellite System*, GNSS), el efecto tiene aspectos negativos ya que los retrasos introducidos pueden originar importantes errores en la localización proporcionada por el sistema. En contrapartida, como estos retrasos son proporcionales al Contenido Total de Electrones (TEC), aportan una valiosa información sobre el estado de la ionosfera y sus posibles anomalías.

El TEC se define por la Eq. (1) donde N es la densidad electrónica y dh el diferencial de camino recorrido por el rayo.

$$TEC = \int Ndh \quad (1)$$

Si la integral se extiende desde el emisor al receptor se llama TEC oblicuo, *slant* TEC, y se representa por sTEC. Si se considera su proyección sobre un camino vertical que incluye el punto de cruce (*pierce point*) de la trayectoria del rayo con la ionosfera que se supone concentrada en una capa a 400 km de altura, se habla de TEC vertical, vTEC, (Figura 2). La unidad de TEC es el TECu que equivale a 10^{16} electrones/m².

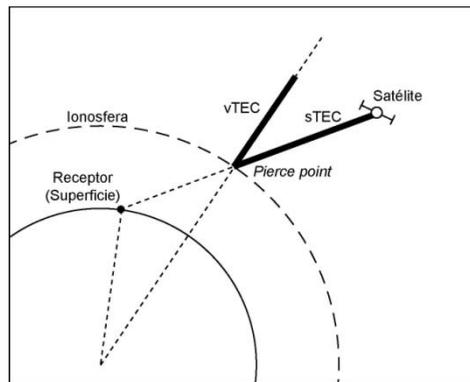


Fig. 2. Representación esquemática de los conceptos TEC oblicuo (sTEC), TEC vertical (vTEC) y *pierce point*.

Para una aproximación de primer orden, la relación entre los retrasos de la señal obtenidos en el receptor GNSS, δt , y el TEC viene dada por la Eq. (2), donde e es la carga del electrón y m su masa, ϵ_0 la permitividad del vacío, f la frecuencia de la onda y c la velocidad de la luz.

$$\delta t = \frac{1}{2} \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m c f^2} sTEC = \frac{40.28}{cf^2} sTEC \quad (2)$$

Esta relación permite conocer el estado de la ionosfera a partir del análisis de este tipo de datos. Como los Sistemas de Navegación (especialmente GPS, GLONASS y más recientemente GALILEO) ofrecen cobertura mundial y continua, se han convertido en una de las mejores fuentes de información para el análisis de la ionosfera y en particular para la evaluación de las perturbaciones que pueden ser consideradas como precursores sísmicos.

La complejidad de la ionosfera hace que sea un sistema físico muy sensible a fenómenos externos por lo que parece razonable esperar que algunas perturbaciones ionosféricas coincidentes en el tiempo con dichos fenómenos puedan servir para su análisis. Esta es la filosofía que sustenta las investigaciones en curso que buscan un posible efecto de terremotos y tsunamis en la ionosfera.⁹

La detección de anomalías ionosféricas vinculadas con terremotos se ha enriquecido extraordinariamente gracias a la puesta en servicio de satélites especialmente diseñados para este objetivo, como el microsatélite DEMETER puesto en órbita en 2004.

3. Efectos de terremotos y tsunamis en la Ionosfera

La influencia de los terremotos en la ionosfera constituye un tema importante y controvertido en el que están presentes fenómenos físicos muy distintos: variación de campos eléctricos y magnéticos y aparición de anomalías térmicas cerca de la fuente sísmica, cambios en las corrientes telúricas, emisiones de ondas electromagnéticas de baja y muy baja frecuencia antes del terremoto, generación de ondas acústicas y gravitatorias durante su desarrollo, etc. Estos diferentes procesos físicos dan lugar a variaciones de la distribución vertical del contenido de electrones (TEC), la altura y la frecuencia crítica de las capas E, F1 y, sobre todo, F2. Estas anomalías se ponen de manifiesto después de eliminar todas las demás influencias que alejan una situación concreta de las condiciones consideradas como normales. Este proceso requiere un tratamiento de los datos extremadamente cuidadoso que permita revelar las anomalías que pueden achacarse a la actividad sísmica.

Una vez detectadas se debe probar su vinculación con el terremoto con el que coincide espacial y temporalmente y, por último, explicar esta relación en el marco de un acoplamiento entre la litosfera, la atmósfera y la ionosfera.

Después del escepticismo inicial sobre el tema que se prolongó hasta la pasada década, la investigación ha puesto de relieve de manera clara que, al menos en algunas ocasiones, los terremotos de magnitud superior a 7 y los tsunamis originan en la ionosfera efectos como los señalados anteriormente. Sin embargo, no se ha demostrado todavía que estos efectos puedan ser utilizados en la predicción de terremotos.

Para ello es necesario que se identifiquen con suficiente antelación al evento sísmico, estén bien definidos geográficamente, sean distinguibles de señales análogas generadas por fuentes no sísmicas y sucedan con frecuencia antes de un terremoto.

En cuanto al acoplamiento litosfera-atmosfera-ionosfera que explicaría la relación física entre los fenómenos observados en la ionosfera y el terremoto que parece originarlos, existen numerosas teorías que dependen, en gran medida, del tipo de fenómeno que se considera. Más adelante se describe brevemente el proceso que explica la aparición de perturbaciones ondulatorias en la ionosfera, pero la teoría más completa sobre este punto ha sido desarrollada por Pulinets y Ouzounov.¹⁰

De acuerdo con ella, la principal fuente de anomalías en la ionosfera situada sobre zonas sísmicamente activas son las variaciones de la electricidad atmosférica originadas por la ionización del aire y la formación de núcleos de condensación de agua en la zona próxima a la falla, debido al gas radón liberado en el proceso sísmico. Las anomalías de conductividad creadas en la superficie se trasladan a la ionosfera mediante el Circuito Eléctrico Global que es un sistema cuasi-estacionario de corrientes eléctricas entre la superficie y la ionosfera regido por la actividad global de tormentas.

La primera observación del efecto de un terremoto en la ionosfera se produjo con motivo del sismo de Alaska ocurrido en marzo de 1964, que alcanzó una magnitud de 9.2. Se realizó mediante la comparación de sismogramas con ionogramas (registros de la altura de las capas ionosféricas en función de la frecuencia en las ondas reflejadas, ver Figura 3) en los que el efecto Doppler revelaba desplazamientos verticales anómalos de la ionosfera antes y después del terremoto.^{11,12}

En una primera etapa la atención de los investigadores se centró sobre todo en anomalías observadas en los parámetros de las diferentes capas, sirviéndose para ello de registros obtenidos en tierra, mediante ionosondas y radares, o *in situ*, mediante satélites. La disponibilidad de este último tipo de datos aumentó en torno a 1991, cuando el fin de la guerra fría permitió tanto el empleo de datos obtenidos por satélites espías que sobrevolaban zonas con alto interés político en las que además existía una importante actividad sísmica, como la publicación de los resultados alcanzados. La evolución de esta primera etapa puede consultarse en las Refs. 13, 14, 15 y 16.

A partir de comienzos de nuestro siglo la orientación de los estudios sobre precursores ionosféricos cambió radicalmente gracias a la incorporación de datos de TEC obtenidos a partir del retraso en las señales electromagnéticas registrado en estaciones GNSS. Como se verá a continuación, estos datos permiten detectar cambios en la ionosfera con una fiabilidad y una cobertura espacial y temporal muy elevadas. Ello permitió descubrir que los tsunamis también generan una huella en la ionosfera.

La primera vez que se observó este fenómeno fue al realizar el estudio de los efectos en la ionosfera sobre Japón creados por el tsunami originado por el terremoto de Perú de junio de 2001. El análisis del TEC puso de manifiesto¹⁷ la presencia de una anomalía relacionada claramente con el tsunami. Este mismo efecto ha sido observado también en los tsunamis que acompañaron, entre otros, a los sismos de Sumatra¹⁸, de diciembre de 2004 y de Chile⁹, de enero 2010.

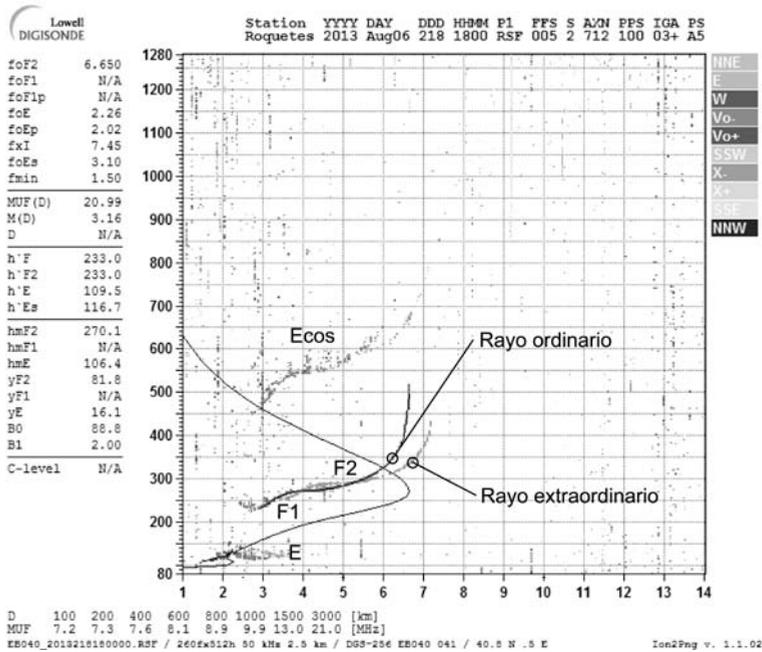


Fig. 3. Ionograma obtenido en el Observatorio del Ebro correspondiente a las 18h del 6 de agosto de 2013. En abscisas se representa la frecuencia en MHz y en ordenadas la altura en kilómetros. Puede observarse el perfil de la densidad ionosférica (trazo continuo) y la localización de las capas E, F1 y F2. También pueden verse los rayos extraordinarios resultantes de la birrefringencia de la ionosfera y el eco de las capas F1 y F2.

3.1. Variaciones de TEC previas a la ocurrencia de terremotos

Entre las primeras técnicas empleadas para detectar posibles anomalías ionosféricas de origen sísmico a partir de registros de GNSS, se encuentran las de correlación de las series temporales de ν TEC registradas en estaciones situadas dentro y fuera de la denominada área de preparación del terremoto¹⁹, cuyo radio en kilómetros viene dado por la Eq. (3), donde M es la magnitud del terremoto.²⁰

$$R(km) = 10^{0.43 \cdot M} \quad (3)$$

Dado que la autocorrelación de la serie temporal registrada en una determinada estación refleja la variabilidad de los valores correspondientes a un día concreto con respecto a los días anteriores, cuando se producen eventos geomagnéticos de carácter global, como las tormentas geomagnéticas, el índice de autocorrelación disminuye notablemente en estaciones situadas tanto dentro (estaciones “sensor”) como fuera (estaciones “de control”) del área de preparación. Sin embargo, dado el carácter local de las perturbaciones provocadas por la actividad sísmica, en los días previos a la ocurrencia

de terremotos el índice solo disminuye en las estaciones situadas dentro del área de preparación, sin que resulten afectadas las estaciones localizadas fuera de ella.

Por otra parte, cuando se calcula la correlación cruzada entre series registradas durante tormentas geomagnéticas en estaciones situadas dentro y fuera del área de preparación, el índice de correlación se mantiene en valores próximos a la unidad. Por el contrario, este índice disminuye notablemente durante los días previos a un terremoto, reflejando el diferente comportamiento del $vTEC$ en función de la localización de la estación.

Esta metodología, que puede resultar especialmente útil cuando no existe una red de estaciones suficientemente densa, no siempre proporciona resultados positivos debido a que, en general, las anomalías en la ionosfera aparecen desplazadas hacia el ecuador con respecto a la proyección vertical del epicentro, de manera que estaciones próximas a él (en principio las más adecuadas para su empleo como estaciones “sensor”) pueden no ser las más idóneas para detectar este fenómeno.

Para paliar éste y otros puntos débiles de la aplicación práctica de las técnicas de correlación se ha propuesto el empleo del denominado “índice de variabilidad regional” definido como la diferencia entre el valor máximo y mínimo de $vTEC$ registrado en un conjunto de estaciones situadas en torno al epicentro, sin otras consideraciones con respecto a la distancia.²¹

Es importante señalar que este parámetro no refleja la variabilidad de la ionosfera en un sentido usual, sino las diferencias en el comportamiento de la ionosfera entre distintas estaciones. En efecto, este índice resulta poco sensible durante eventos geomagnéticos de carácter global que afectan de forma similar a un conjunto de estaciones relativamente próximas, mientras que es muy sensible a las variaciones de origen sísmico que únicamente afectan a ciertas estaciones “sensor”.

Sin embargo, cuando la ventana temporal se amplía sustancialmente, en algunos casos se han encontrado, antes y después del terremoto, unas pautas de comportamiento del índice comentado muy similares, en amplitud y duración, a las que en un primer momento se habían considerado como posiblemente provocadas por la actividad sísmica. Ello pone en cuestión la validez de este indicador.²²

Con todo, los mapas de anomalías de $vTEC$, definidas por la diferencia del valor observado en un instante dado con respecto al comportamiento observado a la misma hora durante los días previos, han demostrado ser, hasta el momento, una de las mejores herramientas para el estudio del fenómeno comentado. Como ejemplo, el mapa de la figura 4 muestra la diferencia del $vTEC$ observado menos el promedio obtenido para los 15 días previos, a lo largo del día antes del terremoto de Grecia del 8 de enero de 2006, de magnitud 6.7. Puede apreciarse con claridad la evolución de una anomalía muy significativa.²³

Se han propuesto distintos criterios a la hora de establecer el valor de referencia. Por ejemplo, para el mapa de la figura 5 que muestra la evolución temporal de la anomalía tres días antes del terremoto de Honshu, Japón, del 11 de marzo de 2011, de magnitud

9.0, dicho valor de referencia está establecido en el doble de la desviación estándar de la serie observada durante los 10 días previos.²⁴

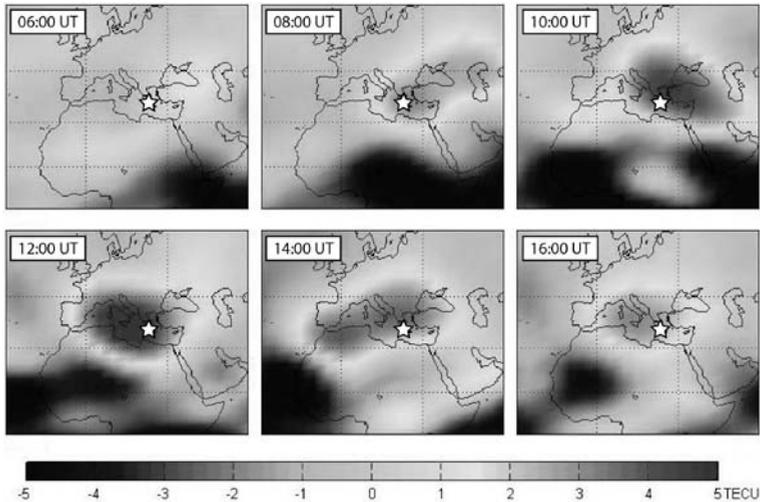


Fig. 4. Evolución en el tiempo de la anomalía de vTEC observada un día antes del terremoto de Grecia del 8 de enero de 2006, de magnitud 6.7. La estrella señala el epicentro del terremoto. Adaptado de Ref. 23.

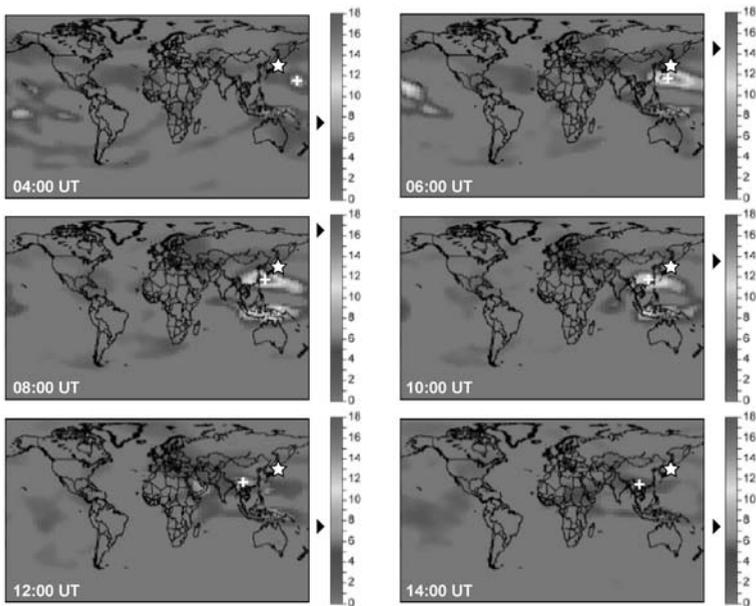


Fig. 5. Evolución en el tiempo de la anomalía de vTEC observada tres días antes del terremoto de Honshu, Japón, del 11 de marzo de 2011, de magnitud 9.0. La escala de las variaciones en TECu se muestra a la derecha de las imágenes. Puede observarse la evolución de una anomalía situada al sur del epicentro del terremoto, que aparece marcado con una estrella. La anomalía duró cerca de 6 horas y llegó a alcanzar 17.3 TECu. Adaptado de Ref. 24.

Con independencia de las diferencias de criterio entre distintos autores, es preciso señalar el hecho de que en buena parte de los casos analizados se han obtenido resultados positivos (ver, por ejemplo, Refs. 25 y 26) lo que abre posibilidades realistas para el empleo de las anomalías de $vTEC$ como indicadores de actividad sísmica a corto plazo, sin perder de vista que todavía falta mucho camino por recorrer. En este sentido es importante insistir, por ejemplo, en los resultados derivados del análisis de las posibles anomalías asociadas a los siete terremotos de magnitud 7 o superior ocurridos en el año 2010. Aunque no se observaron en relación con los terremotos de Chile del 27 de febrero, de magnitud 8.8, ni de México del 4 de abril, de magnitud 7.2, sí fue posible detectar perturbaciones ionosféricas en los otros 5 casos.²⁷

3.2. *Perturbaciones sismo-ionosféricas viajeras, STID*

Un fenómeno íntimamente relacionado con lo presentado hasta este punto, al menos en su aspecto observacional, son las denominadas perturbaciones sismo-ionosféricas viajeras (*Seismo Travelling Ionospheric Disturbances, STID*), si bien es cierto que, como se expone a continuación, su origen es muy diferente.

Durante terremotos fuertes, el movimiento vertical de la superficie del terreno provoca en la atmósfera perturbaciones ondulatorias (*Acoustic Gravity Waves, AGW*) que se propagan verticalmente hasta alcanzar la ionosfera. El tiempo que tardan en hacerlo es del orden de 8-10 minutos. Dado que la densidad de la atmósfera disminuye exponencialmente con la altura, la conservación de la energía implica que la amplitud de estas ondas aumente durante su propagación vertical alcanzando amplificaciones de hasta 10^5 . La transferencia de energía por procesos de colisión a iones y electrones en la ionosfera hace que para terremotos de magnitud 7 o superior, los electrones oscilen con una velocidad del orden de decenas de m/s, desplazándose algunos centenares de metros y dando lugar a variaciones de TEC que pueden ser observadas por sus efectos en las ondas registradas en estaciones GPS²⁸. La perturbación introducida en la ionosfera se propaga horizontalmente en forma de STID. Así, durante el terremoto de las islas Kuriles del 4 de octubre de 1994 se observaron STIDs que a distancias del epicentro de 600-700 km se dividían en dos tipos distintos, con velocidades de unos 3 km/s y unos 600 m/s. Las primeras estarían provocadas por AGW procedentes del frente de las ondas Rayleigh, mientras que las segundas tendrían su origen en el movimiento vertical del terreno en el epicentro.²⁹

El movimiento vertical de la superficie del mar originado por un tsunami también puede provocar efectos similares. Es lo que parece haber ocurrido, por ejemplo, cuando aproximadamente 45 minutos después del terremoto de Sumatra de 26 de diciembre de 2004, se observaron perturbaciones significativas en el $sTEC$ entre 7 estaciones de GPS situadas cerca de la costa Este de la India y los satélites PRN3, PRN13, PRN19 y PRN23. Estas perturbaciones se propagaban con una velocidad de fase del orden de 600-700 m/s. No se apreciaron perturbaciones similares en otras estaciones de la misma red situadas en el Norte y Oeste del país. La amplitud de la perturbación, calculada como el $sTEC$

observado menos el promedio móvil durante 90 minutos, alcanzó su valor máximo, 2.18 TECu, en Aizwal, para señales procedentes del satélite PRN3 (Figura 6). Por su importancia práctica, hay que señalar que el tsunami alcanzó la costa en las proximidades de Vishakhapatnam casi 2 horas después de la observación de esta perturbación.³⁰

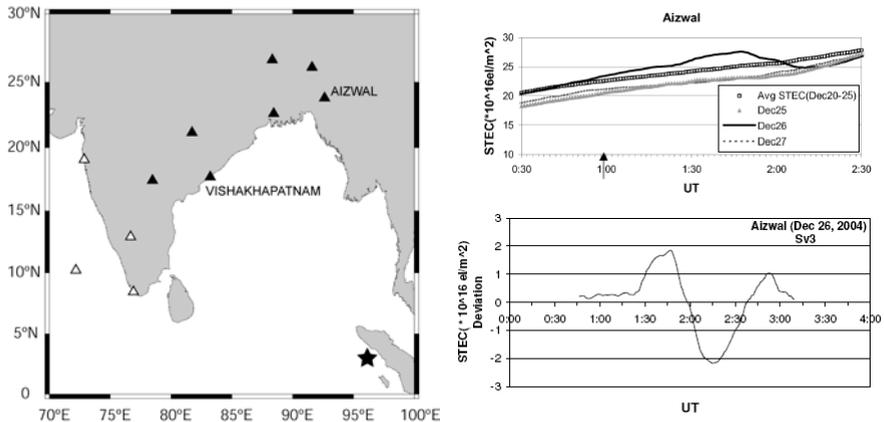


Fig. 6. Izquierda: Mapa de la zona de estudio, con indicación del epicentro (estrella) y de las 11 estaciones GPS en las que se dispone de datos para el día 26 de diciembre de 2004. Los triángulos negros indican las estaciones en que se observó la perturbación comentada en el texto. Derecha, arriba: sTEC para el par Aizwal-PRN3 durante el día del evento, los días anterior y posterior, y el promedio durante los cinco días previos. La flecha en el eje de abscisas indica el momento del terremoto. Derecha, abajo: Amplitud de la perturbación con respecto al promedio móvil durante 90 minutos para el mismo par Aizwal-PRN3. Adaptado de Ref. 30.

Por otra parte, las características de la propagación de las STIDs permiten aplicar para su estudio metodologías clásicas empleadas tradicionalmente en Sismología. Así se ha hecho, por ejemplo, para analizar¹⁸ las STIDs provocadas por el terremoto de Wenchuan del 12 de mayo de 2008. Un satélite GPS actúa, en este contexto, como un sismómetro móvil que se desplaza en el espacio registrando las variaciones de ν TEC que se producen a unos 350 Km de altura. Dado que se conoce la posición del satélite en cada instante, y asumiendo que las STIDs se propagan horizontalmente a una altura fija, se aplicaron las relaciones tiempo-distancia clásicas³¹ para estimar su velocidad y el método de intersección de círculos³² para localizar su origen. Con estos datos iniciales, se aplicaron de manera independiente el método del trazado de rayos³³ y la técnica “*beam-forming*”³⁴, para determinar simultáneamente la velocidad, la localización de la fuente y el tiempo origen del STID. En todos los casos, la velocidad horizontal resultante es del orden de 600 m/s. En cuanto a la localización del origen, las soluciones obtenidas mediante el trazado de rayos y mediante la técnica “*beam-forming*” convergen, respectivamente, en puntos situados a 86 km al suroeste y a 30 km al oeste del epicentro.

En la misma línea que el párrafo anterior, conviene recordar que el análisis de las perturbaciones ionosféricas en sismología puede ser útil, además, en el análisis del proceso en la fuente.^{35,36,37}

Aunque para el caso de la Tierra el empleo de técnicas basadas en el estudio de perturbaciones atmosféricas no puede, actualmente, obtener resultados con la calidad de los métodos sismológicos clásicos, sí podría ser el único modo de obtener datos sobre actividad tectónica en planetas con unas condiciones físicas demasiado hostiles para permitir la instalación de redes permanentes. Este es el caso de Venus en el que la densidad de su atmósfera (90 veces la de la Tierra en la superficie) decae más rápidamente con la altura que en la Tierra, aumentando así la posibilidad de que las ondas generadas por un movimiento en su superficie puedan ser detectadas por un satélite sondeando su atmósfera.^{28,38}

4. Conclusiones

La influencia de la actividad tectónica en la ionosfera parece sólidamente probada mediante observaciones de muy diferente naturaleza. Entre ellas destacan por su carácter global y continuo, las variaciones en el TEC obtenidas mediante el análisis de los retrasos de las señales GNSS. Las características de las perturbaciones ionosféricas son muy variadas y requieren un estudio más detallado antes de poder ser utilizadas como posibles precursores sísmicos. A pesar de los avances realizados en los últimos años, todavía no es posible utilizar las anomalías ionosféricas vinculadas a la ocurrencia de terremotos como una herramienta de predicción sísmica. Sin embargo, en el caso de los tsunamis, la diferencia entre la velocidad de transmisión de las perturbaciones ionosféricas y la de las ondas en el océano generadas por el terremoto, permiten ser optimistas respecto de su utilidad para un sistema de alerta.

Agradecimientos

Los autores quieren expresar su agradecimiento a D. Jacobo Santamaría Sánchez-Barriga y D. Carlos Ruiz Bauzá (UCM), D. Francisco Serrano Casares (UMA) y D. Santiago Velasco Maillo (USAL) por su invitación a participar en la elaboración de este libro en homenaje al Profesor D. Cristóbal Fernández Pineda.

Referencias

1. J. Milne, *Trans. Seism. Soc. Jpn.* **1** (1880) 3.
2. J. Milne, *Nature*, **87** (1911) 16.
3. M. Wyss, *Evaluation of Proposed Earthquake Precursors* (Amer. Geophys. Union, Washington, 1991).
4. M. Wyss, *Pure Appl. Geophys.* **149** (1997) 3.
5. R. J. Geller, *Geophys. J. Int.* **131** (1997) 125.
6. Y. Kagan, *Geophys. J. Int.* **131** (1997) 505.
7. International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection, *Operational Earthquake Forecasting. State of Knowledge and Guidelines for Utilization. Final Report en Ann. Geophys.* **54** (2011) 316.
8. J. K. Hargreaves, *The Upper Atmosphere and Solar Terrestrial Relations* (Van Nostrand Reinhold Co., New York, 1979).
9. M. Rolland, G. Occhipinti, P. Lognonné and Loevenbruck, *Geophys. Res Lett.* **37** (2010) L17101.

10. S. A. Pulinetz and D. Ouzounov, *J. Asian Earth Sci.* **41** (2011) 371.
11. G. Moore, *Nature* **293** (1964) 4944.
12. K. Davies and D. M. Baker, *J. Geophys. Res.* **70** (1965) 2251.
13. M. J. Parrot, J. Achache, J. J. Berthelot, E. Blanc, A. Deschamps, F. Lefeuvre, M. Menvielle, J. L. Plawret, P. Tarits and J. P. Villain, *Physics Earth Planet. Int.* **77** (1993) 65.
14. M. Herraiz, A. Farello, M. Cueto and E. Mohino, en *Tendencias Actuales en la Investigación sobre la Ionosfera*, eds. M. Herraiz y B. A. De la Morena (Universidad Complutense, Madrid, 2000), pp. 319-335.
15. E. Kazimirovsky, M. Herraiz and B. A. De la Morena, *Survey Geophys.* **24** (2003) 139.
16. S. A. Pulinetz and K. A. Boyarchuk, *Ionospheric Precursors of Earthquakes* (Springer, Berlin, 2004).
17. J. Artu, J. V. Ducic, H. Kanamori, Ph. Lognonné and M. Murakami, *Geophys. J. Int.* **160** (2005) 840.
18. J. Y. Liu, Y. Y. Sun, H. F. Tsai and C. H. Lin, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **23** (2012) 9.
19. S. A. Pulinetz, T. B. Gaiavoronska, A. Leyva Contreras and L. Ciralo, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **4** (2004) 697.
20. I. R. Drobvolsky, S. I. Zubkov and V. I. Myachkin, *Pure Appl. Geophys.* **117** (1979) 1025.
21. S. A. Pulinetz, A. N. Kotsarenko, L. Ciralo and I. A. Pulinetz, *Adv. Space Res.* **39** (2007) 970.
22. J. N. Thomas, J. J. Love, A. Komjahty, O. P. Verkhoglyadova and M. Butala, *Geophys. Res. Letter*, **39** (2012) L06302.
23. D. Davidenko and S. A. Pulinetz Analysis of the ionosphere behavior before strong Greek earthquakes with M>6.0 over a period of 2006-2011, in *Proc. Pre-Earthquakes Seventh Frame Work Programma Final Meeting*, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, 2012.
24. Y. B. Yao, P. Chen, H. Wu, S. Zhang and W. F. Peng, *Chin. Sci. Bull.*, **57** (2012) 500.
25. M. V. Klimenko, V. V. Klimenko, I. E. Zakharenkova, S. A. Pulinetz, B. Zhao and M. N. Tsidilina, *Adv. Space Res.* **48** (2011) 488.
26. C. Xia, S. Yang, G. Xu, B. Zhao and T. Yu, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **22** (2011) 177.
27. Y. B. Yao, P. Chen, S. Zhang, J. J. Chen, F. Yan and W. F. Peng, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **12** (2012) 575.
28. P. Lognonné, R. García, F. Crespon, G. Occhipinti, A. Kherani and J. Artu-Lambin, *Europhysicsnews* **37-4** (2006) 11.
29. E. Astafyeva, K. Heki, V. Kiryushkin, E. Afraimovich and S. Shalimov, *J. Geophys. Res.* **114** (2009) A10307.
30. A. DasGupta, A. Das, D. Hui, K. K. Bandyopadhyay and M. R. Sivaraman, *Earth Planets Space* **58** (2006) 167.
31. E. Calais and J. B. Minster, *Geophys. Res. Letter.* **22** (1995) 1045.
32. T. Lay and T. C. Wallace, *Modern Global Seismology* (Academic Press, San Diego, 1995).
33. W. H. K. Lee and S. W. Stewart, *Principles and Applications of Microearthquake Networks* (Academic Press, New York, 1981).
34. B. S. Huang, K. C. Chen, H. Y. Yen and Z. X. Yao, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **10** (1999) 529.
35. K. Heki, Y. Otsuka, N. Choosakul, N. Hemmakorn, T. Komolmis and T. Maruyama, *J. Geophys. Res.* **111** (2006) 9313.
36. E. Astafyeva and K. Heki, *EPS* **61** (2009) 939.
37. L.M. Rolland, M. Vergnolle, J.M. Nocquet, A. Slade, J.X. Dossa, F. Tavakoli, H.R. Nankali and F. Cappa, *Geophys. Res. Lett.*, **40** (2013) 2518.
38. R. García, P. Lognonné and X. Bonnin, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (2005) 205.