

## *Una aproximación crítica a la propuesta de fenómenos ionosféricos como precursores sísmicos*

M. HERRAIZ, A. FARELO, M. CUETO y E. MOHÍNO  
Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas  
Universidad Complutense, 28040, Madrid, España

### **RESUMEN**

En este trabajo se presentan algunos de los posibles efectos de los terremotos sobre la ionosfera, encuadrando su estudio en la predicción de los fenómenos sísmicos. Después de una breve descripción de la evolución de esta predicción, y en particular del papel desarrollado por los efectos sismoelectromagnéticos, se describen algunos de los fenómenos observados, agrupándolos de acuerdo con la capa ionosférica en la que se manifiestan. Finalmente se discute su capacidad de ser utilizados como indicadores de la ocurrencia de un evento sísmico.

**Palabras clave:** Precursor sísmico, Efecto sismoelectromagnético, Interacción actividad sísmica-ionosfera.

### **ABSTRACT**

This work presents some of the possible effects with seismic origin on the ionosphere, in the broad frame of seismic prediction. After a brief description of the evolution of this prediction, which pays special attention to the role developed by seismoelectromagnetic effects, some of the observed phenomena are described. These phenomena are grouped according to the ionospheric layer where they take place. Finally, their efficiency as indicators of a seismic event is discussed.

**Key words:** Seismic precursor, Seismoelectromagnetic effect, Seismic activity-ionosphere interaction.

### **1. INTRODUCCIÓN**

Aunque el término no está unívocamente definido por los sismólogos, en general se entiende por predicción sísmica la capacidad de conocer dónde y cuán-

do va a producirse un terremoto y cuál va a ser su tamaño. Muchas veces se reserva este término sólo para los avisos realizados con varios días de anticipación que permitirían la toma de decisiones por parte de las autoridades (Kanamori, 1996). En otras ocasiones se prefiere diferenciar entre predicción a corto, medio y largo plazo, según que el tiempo previsto hasta la ocurrencia del terremoto se sitúe entre unos días y unas pocas semanas, unas pocas semanas y unos pocos años, o unos pocos años y unas pocas décadas (Kisslinger, 1989). En este artículo nos referiremos exclusivamente a la predicción a corto plazo, cuya historia y evolución pueden encontrarse en Geller (1997). A su vez, Kagan (1997) desarrolla el estado de conocimiento de la predicción a largo plazo y sus limitaciones.

La predicción sísmica, y en concreto la búsqueda de precursores, han sido objetivos permanentes de la Sismología desde sus inicios como ciencia moderna. Ya en sus trabajos de 1880 y 1911, Milne señalaba esta meta e incluía entre los posibles precursores fenómenos como las condiciones meteorológicas, el comportamiento animal y algunos efectos eléctricos. Desde entonces la actitud de los investigadores hacia la predicción sísmica ha pasado por etapas de optimismo seguidas por otras de desánimo. La posibilidad de la predicción pareció muy próxima cuando en 1975, los sismólogos chinos anunciaron con acierto la ocurrencia del terremoto que sacudió la ciudad de Haicheng. En esta ocasión, la observación sistemática y conjunta de numerosos fenómenos considerados precursores sísmicos entre los que se incluían señales geoelectricas (Chu et al., 1996), permitió realizar sucesivas predicciones que concluyeron con el anuncio de un terremoto de magnitud 7.3. En estas circunstancias fue posible organizar el desalojo de la ciudad y reducir casi por completo la pérdida de vidas humanas. Sin ninguna duda, a este éxito contribuyó poderosamente la férrea estructura social y política del país en esa época, que permitió que la alarma dada por los científicos se tradujera en medidas concretas y útiles de evacuación. De todas formas, la información sobre el grado de éxito de esta predicción es incompleta y contradictoria, y su eficacia ha sido puesta en tela de juicio en los últimos años (Lomnitz, 1994). En cualquier caso, el sismo ocurrido un año más tarde en Tangsham (a 150 km de Pekín) que causó más de 600.000 víctimas y sobre el cual no hubo aviso previo, demostró que la predicción de los terremotos era todavía mucho más un deseo que una realidad. Los estudios para avanzar en este objetivo se intensificaron en la década de los 80 y en este contexto la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI) sugirió en 1989 la elaboración de una lista de fenómenos candidatos a ser considerados como precursores y su selección de acuerdo con los siguientes criterios: (1) la anomalía observada debe tener relación con la deformación, el esfuerzo o algún mecanismo tectónico que conduzca al terremoto; (2) debe ser observada al mismo tiempo en dos o más instrumentos o en dos o más lugares; (3) su amplitud debe guardar relación con la distancia al lugar del posible terremoto y (4) el tamaño relativo de la zona peligrosa respecto del total de la zona estudiada debe satisfacer determinados criterios para que el método sea aceptable. De los 40 fenómenos candidatos a ser

considerados precursores presentados hasta 1997, sólo 5 han sido incluidos en la Relación Preliminar de Precursores Significativos y ninguno de ellos se relaciona con fenómenos electromagnéticos (Wyss, 1997). Esto no significa que el estudio de cualquiera de los casos descartados deba ser abandonado, sino que con la información actual no parecen suficientemente seguros como para ser utilizados en una predicción fiable.

En estos últimos años, al mismo tiempo que se ha mantenido el interés en la predicción se ha acrecentado la atención prestada a la prevención de daños. Esta línea de trabajo ha pasado a ser prioritaria a medida que el pesimismo de los sismólogos sobre la posibilidad de conseguir un sistema de predicción fiable (acompañado por la desconfianza de los sociólogos hacia los efectos que el anuncio de un terremoto puede provocar) ha ido creciendo (Geller et al., 1997; Kagan, 1997).

## **2. LOS EFECTOS ELECTROMAGNÉTICOS. SU INCIDENCIA EN LA IONOSFERA**

Con el nombre de efectos electromagnéticos nos referimos aquí a los fenómenos que afectan a los campos eléctrico y magnético o a las ondas electromagnéticas, y que se vinculan con la ocurrencia de un terremoto.

El estudio de estos efectos como precursores siempre ha despertado un notable interés y desde su comienzo (que parece situarse en los trabajos de Kalashnikov (1954) y Bonchkovsky (1954)) ha sido objeto de una fuerte controversia. Expresión de este interés han sido las Reuniones que con el título «Efectos sismo-electromagnéticos» organizaron la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) y la IASPEI en Vancouver (1987) y Viena (1991), parte de cuyos contenidos puede encontrarse, respectivamente, en los números 57 y 77 de la revista *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Algunas revisiones del estado del conocimiento de este tema han sido preparadas por Parrot et al. (1993), Hayakawa y Fujinawa (1994), Gohkberg et al. (1995) y Johnston (1997).

En términos generales, los fenómenos electromagnéticos pueden dividirse en dos tipos: (1) las variaciones de los campos eléctricos y magnéticos originadas en la zona de ruptura y que se observan en su entorno, y (2) los fenómenos que aunque tienen el mismo origen se manifiestan en la ionosfera o la magnetosfera.

Al primer grupo pertenecen las corrientes telúricas, las anomalías magnéticas locales, los cambios en el campo eléctrico local o en la resistividad de la zona, etc. (Stacey, 1963; King, 1983; Nikiforova et al., 1989; Mori et al., 1993; Park, 1997). Estos fenómenos serán llamados en adelante «señales electromagnéticas» (SEMs) y su conjunto es, a veces, agrupado bajo el título de «Geo-electromagnetismo». Uno de los ejemplos más representativos de predicción sísmica basada en la aparición de señales electromagnéticas (concretamente anomalías eléctricas) en el área epicentral es el método VAN. Esta técnica, desarrollada en la

década de los 80 por Varotsos y Alexopoulos (1984a,b; 1987), y de la que puede encontrarse una síntesis en Varotsos y Kulhánek (1993), ha alcanzado gran notoriedad pero ha sido puesta en entredicho por la mayoría de los sismólogos (Geller, 1996, 1997). La aparición de señales eléctricas en áreas sísmicas se explica habitualmente con el modelo de dilatación-difusión-polarización (Patella et al., 1997), y su vinculación con el fenómeno sísmico ha sido recientemente revisada por Lapenna et al. (2000) y Colangelo et al. (2000).

Otro caso interesante de la aparición de este tipo de efectos, pero ahora registrados como señales magnéticas, es el descrito por Guglielmi y Levshenko (1994) quienes analizan señales de 3-30 pT registradas entre 7 y 37 segundos antes de la llegada de las ondas P correspondientes a 11 sismos ocurridos en el Cáucaso Norte. Los epicentros de estos sismos se localizaban a distancias entre 40 y 430 kilómetros de las estaciones de registro y sus magnitudes variaban entre 1.3 y 4.6. Los mecanismos considerados como responsables de estas señales son los clásicos efectos piezomagnéticos y de inducción, a los que estos autores añaden un efecto *inercial*, debido a la resistencia de los electrones a moverse por la influencia del potencial electrocinético en un medio poroso. Considerando conjuntamente estos efectos, dichos autores obtienen magnitudes de campo magnético semejantes a los picos observados. Balassanian et al. (1997) proponen un método alternativo de generación de SEMs. Parten de la existencia de zonas de separación de carga espacial que se forman en las superficies de separación de las fases sólida, líquida y gaseosa de las rocas. Bajo la acción de esfuerzos elásticos crecientes (característicos de la región de preparación de un terremoto) estas zonas se orientan uniformemente, crecen, y pueden llegar a la polarización mutua y generar estas SEMs.

En el segundo grupo, es decir, los efectos que se observan fuera del área epicentral, se encuentran los fenómenos luminosos, las perturbaciones observadas en la transmisión de señales electromagnéticas VLF ( $3 \leq f \leq 30\text{KHz}$ ) y ELF ( $f \leq 3\text{KHz}$ ) y las anomalías en la composición de zonas de la ionosfera (Gokhberg et al., 1989; Popov et al., 1989; Kopytenko et al., 1993; Park et al., 1993). El origen de este segundo grupo, que será el único estudiado en este trabajo, puede encontrarse, básicamente, en dos fenómenos:

1. El efecto de las SEMs en la parte más baja de la ionosfera y su propagación a las capas superiores.

2. La emisión de partículas tales como radón, gases ligeros y aerosoles submicroscópicos con contenido metálico alto, resultado de la elevación del nivel freático, que al ascender a las partes bajas de la ionosfera alteran su conductividad (Fuks y Shubova, 1994).

Un caso particular que se escapa a los fenómenos anteriores es la generación de ondas acústicas por el terremoto (Weaver et al., 1970; Yamada et al., 1989; Spitsyn y Taraschuk, 1994) pero este tema no será comentado en este trabajo.

En general, los terremotos más estudiados presentan fenómenos electromagnéticos tanto en el área epicentral como en medios alejados de ella. Por

ejemplo, en el caso del terremoto de Alaska de 1964, Moore (1964) describe una serie de pulsos magnéticos registrados a 400 km del epicentro una hora antes de producirse el sismo y, por su parte, Davies y Baker (1965) y Leonard y Barnes (1965) analizan efectos ionosféricos vinculados aparentemente al mismo.

Un problema específico que surge al intentar detectar posibles precursores ionosféricos es la gran variabilidad de este medio. La ionosfera muestra la suma de los efectos de las variaciones periódicas (vinculadas a los movimientos de la Tierra, el Sol y la Luna y a los ciclos de actividad solar), y de las perturbaciones no periódicas originadas por esta misma actividad solar, por las variaciones del campo geomagnético e incluso por los cambios climáticos (al ascender la termosfera también se ven afectadas las capas inferiores de la ionosfera). Como se verá más adelante, a estas causas naturales hay que añadir factores antropogénicos tan dispares como los conflictos bélicos (Liperovsky et al., 1994), la actividad industrial (Liperovskaya et al., 1994), o los accidentes nucleares (Fuks y Shubova, 1994). Por todo ello, hay que preguntarse hasta qué punto los efectos en la ionosfera que se vinculan con los terremotos podrán ser distinguibles de los debidos a otros fenómenos.

### 3. OBSERVABLES

En los últimos años se han estudiado con detalle las variaciones de numerosos parámetros ionosféricos con vistas a su posible aplicación en la predicción de terremotos. En la tabla 1 se muestran algunos de ellos, junto con la magnitud de la perturbación provocada.

Se puede comprobar, por tanto, que las causas primordiales de las alteraciones de la ionosfera por terremotos se encuentran por una parte en la emisión de las señales electromagnéticas (SEMs) y su posterior propagación e interacción con las diversas partes de la ionosfera, y por otra, en la emisión de diversos elementos, fundamentalmente radón, que es la fuente principal de ionización en la baja atmósfera y que constituye por tanto una alteración importante de las condiciones existentes en ésta.

De acuerdo con este esquema, las SEMs provocan en las capas D y E una velocidad de deriva de las partículas cargadas, con la consiguiente formación de canales de conducción de ondas VLF y ELF, y por interacción con el campo magnético, de ondas de Alfvén, que se propagan a su vez a regiones superiores de la ionosfera (Figura 1).

Como ya se ha indicado, el otro mecanismo se basa en la emisión de partículas radiactivas, fundamentalmente radón, a la baja ionosfera. El origen de este radón en el caso de los terremotos se debe tanto al ascenso de aguas subterráneas como a un aumento del contenido de este gas en el agua (entre 2 y 4 veces más), procesos que forman parte de unos de los cinco fenómenos aceptados por la IASPEI como precursores significativos (Wyss, 1994). Además, el radón es conocido por ser la principal fuente de ionización en la atmósfera neutra. Esta ionización da-

**Tabla I**

Efecto	Causa posible	Magnitud
Aumento de la concentración de electrones ( $N_e$ ) en la parte media (125 km) de la capa E nocturna (Kim et al., 1994)	Campo electrostático en superficie $E_{sup}$ propagado a la ionosfera	$E_{sup} \approx 1000$ V/m $E_{sup}^{200\text{km}} \approx 1$ mV/m $\Delta N_e/N_e \approx 20\%$
Formación de un canal de transmisión de anomalías electromagnéticas de muy baja frecuencia (VLF) registradas por satélites. Aparición o modificación de Silbidos (Hayakawa et al., 1993). Alteración de las señales en VLF (Mikhailov et al., 1997 a,b)	Formación de una inhomogeneidad en el plasma por un campo electrostático (Kim et al., 1994) o por liberación de radón ionosférico. La inhomogeneidad es estirada por el campo magnético	$f_c$ pasa de 1.5 kHz a 2.5 – 3 kHz. Ensanchamiento del espectro de frecuencias de la señal
Aparición de ondas de gravedad en la capa $F_2$ (Hegai et al., 1997)	Calentamiento por efecto Joule de la ionosfera debido a la corriente generada por un campo electrostático de origen sísmico (altera la presión atmosférica)	$\Delta P/P \approx 0.1\%$ $T \approx 150$ min
Variaciones en el contenido total de ozono (TOC): mínimos 2-3 días antes del sismo, y durante el día del terremoto, máximos 3 y 6 días después (Tertyshnikov, 1994)	Variación del campo magnético que afectaría sobre todo al $O_2$ (paramagnético) – Aumento en el flujo de partículas – Ondas de gravedad	TOC $\approx 10$ unidades Dobson
Variaciones en la correlación de los datos de $f_oE_s$ de 2 estaciones (Liperovskaya et al., 1994). Anomalías en la Capa $E_s$ (Alimov et al., 1989)	Expansión de la capa esporádica $E_s$ unas horas antes del terremoto	$r_{\text{tranquilo}}/r_{\text{sismo}} \approx 1.5-2$
Variaciones en el contenido de electrones en las capas E y $F_2$ (Fuks y Shubova, 1994), (Pulinets, 1998 a,b). La alteración se observa también en la zona magnética conjugada	Descenso de la ionosfera por un cambio en la conductividad de la baja ionosfera debido a la emisión de partículas radiactivas (radón), aerosoles, etc. Ondas de gravedad y efecto Joule	Ensanchamiento del máximo de la fase Desaparición de los picos en amplitud de la señal registrada $\Delta f_oF_2 \approx 1$ MHz $\Delta h'_m F_2 \approx 40-90$ km
Generación espontánea de ondas VLF y propagación a la alta atmósfera (Krechetov, 1996)	Propagación de las bajas frecuencias por las líneas del campo magnético, bajo la forma de ondas hidromagnéticas (Alfvén)	$A=10^{-5}-10^{-6}$ V/m
Variaciones en el flujo de partículas del cinturón de radiación (Ginzburg et al., 1994) y (Krechetov, 1996)	Ondas hidromagnéticas de Alfvén que entrarían en resonancia con las partículas, alterando su ángulo de entrada y provocando así su precipitación	flux $\approx 5-10\%$

E: Campo eléctrico.  $E_{sup}$ : campo eléctrico en la superficie terrestre.  $E_s$ : campo a la altura  $h$ ;  $f_c$ : frecuencia crítica/ P: presión atmosférica/ T: período de la onda de gravedad/ r: coeficiente de correlación de los datos de  $f_oE_s$  de 2 estaciones/  $f_oF_2$ : frecuencia crítica de la capa  $F_2$  (rayo ordinario)/  $h'_m F_2$ : altura correspondiente a la frecuencia crítica de la capa  $F_2$ / A: amplitud de la onda VLF/ Flux: flujo de partículas.

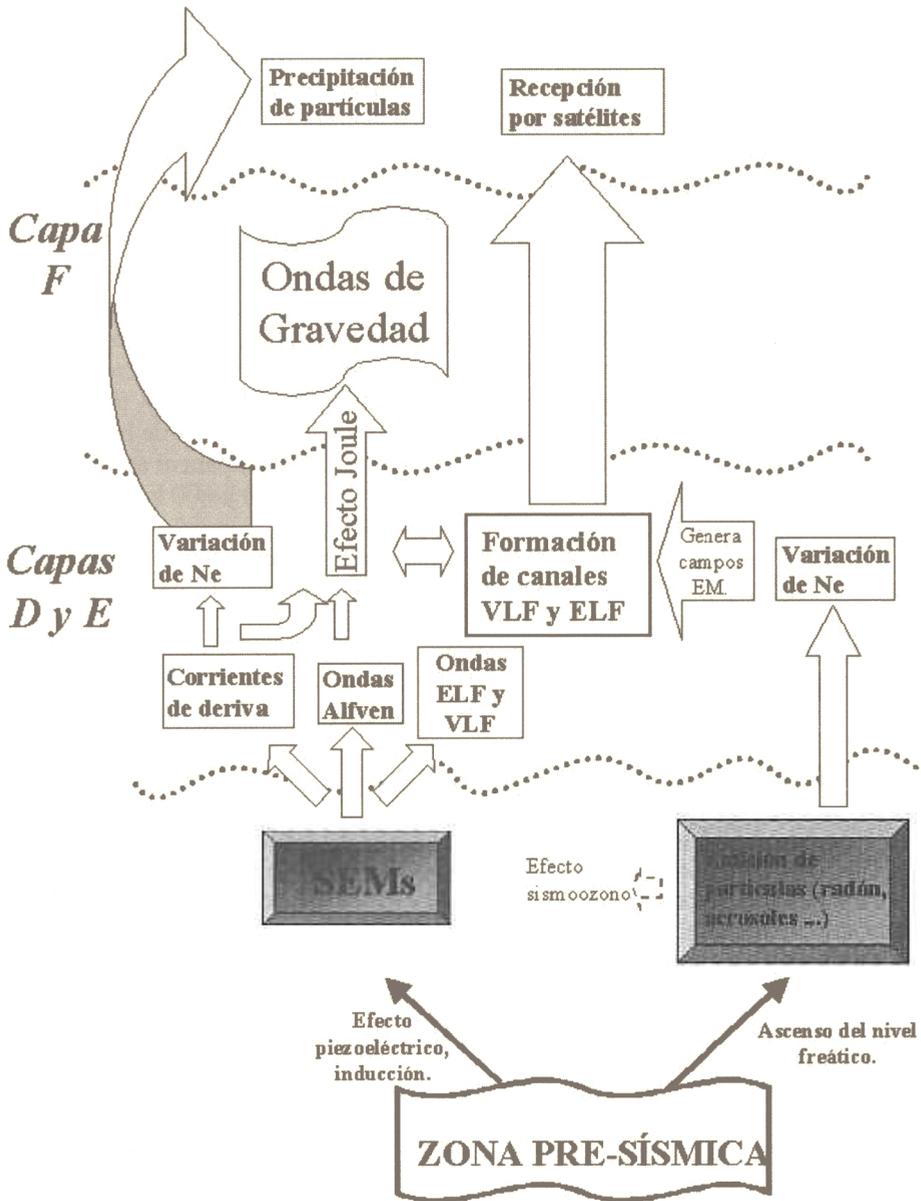


Figura 1. Esquema de la interacción actividad sísmica-ionosfera.

ría lugar a la aparición de conductividad eléctrica en dicha región que interacciona con la ionosfera en condiciones normales. La existencia de este efecto viene apoyada por el registro por métodos ionosféricos de accidentes en centrales nucleares con fugas de material radiactivo. De este modo, Martinenko et al. (1994) y Liperovskaya et al. (1994) prueban que las anomalías ionosféricas registradas como consecuencia de accidentes nucleares en la antigua Unión Soviética son semejantes a las observadas en algunos procesos sísmicos, dando así cuenta de la similitud de sus orígenes. Estos autores deducen, además, una formulación teórica para explicar el modo en que esta aportación suplementaria de partículas ionizadas por accidentes nucleares afectaría a las capas D y F. De acuerdo con su teoría, la emisión de partículas radiactivas llevaría a una disminución del campo electrostático tierra-ionosfera en la zona y por tanto, a una región baja irregular, caracterizada no por un mayor contenido de electrones, sino por un aumento de la frecuencia de colisión de éstos con partículas neutras. Ello crearía un incremento en la velocidad de la fase normal en la guía de ondas tierra-ionosfera y, por tanto, a una acentuación del desfase en las ondas que se propagan a través de la región alterada, como ha sido observado por Martinenko et al. (1994) para el accidente nuclear de 1992 en Leningrado. Los autores estiman entre 300 y 600 km la longitud del camino de las ondas afectado por estas alteraciones.

En igual sentido, Pulnits (1998 b) indica que los aerosoles en la ionosfera llevan a la formación de campos eléctricos de gran escala de hasta varios kV/m. Estos campos verticales se introducen en la ionosfera donde, debido a la conductividad anisotrópica, se convierten en campos horizontales y producen los efectos que serán comentados más adelante.

#### 4. EFECTOS SOBRE LAS CAPAS D Y E

Una vez registrada la emisión de radón o de señales electromagnéticas previas a los terremotos, el siguiente paso es estudiar la interacción de esas perturbaciones con la ionosfera. Kim et al. (1994) parten de la observación realizada principalmente por investigadores soviéticos y chinos de la existencia de fuertes variaciones del campo electrostático vertical  $E_z$  en la superficie terrestre antes de la ocurrencia de un terremoto de gran magnitud. Estos autores aceptan que la anomalía de  $E_z$  en la superficie terrestre ( $E_0$ ) puede alcanzar 1000 V/m y modelan su distribución en función de la distancia  $r$  a la zona epicentral mediante una distribución gaussiana de la forma

$$E_z = E_0 \exp \left\{ -d \left( \frac{r}{a} \right)^2 \right\}.$$

En esta expresión, y «a» es un parámetro relacionado con el tamaño de la zona en la que se experimenta la anomalía eléctrica y que está directamente vinculado con el tamaño del sismo.

Kim et al. (1994) estudian la propagación de este campo hasta la capa E de la ionosfera siguiendo la solución desarrollada por Park y Dejnakarindra (1973) para la penetración del campo creado por una nube cargada. Los autores comprueban que si la anomalía en la superficie es del orden de 1000 V/m y el valor del parámetro «a» igual o superior a 100 km, se genera en la ionosfera un campo eléctrico de 0.3-0.7 mV/m. Aunque este campo es muy pequeño, resulta claramente observable. El efecto es mayor durante la noche y en la zona media de la capa E, donde la deriva de Pedersen (perpendicular al campo magnético) es máxima. Su carácter depende del sentido de  $E_z$ : si éste es hacia abajo la concentración de electrones aumenta, y, si es hacia arriba, disminuye.

Este análisis está limitado a campos electrostáticos verticales de carácter continuo y latitudes medias. En trabajos posteriores Kim y Hegai (1997, 1999) extienden el estudio a zonas más altas de la ionosfera (2000-3000 km) correspondientes también a latitudes medias. Adoptando la geometría de la figura 2 y asumiendo que las líneas de campo por encima de 90 km son equipotenciales, los autores suponen que el equilibrio difusivo se conserva a lo largo del tubo geomagnético y que los procesos fotoquímicos pueden ser despreciados. Los resultados ponen de manifiesto que el campo electrostático anómalo de origen sísmico introduce una importante heterogeneidad en la distribución del plasma,

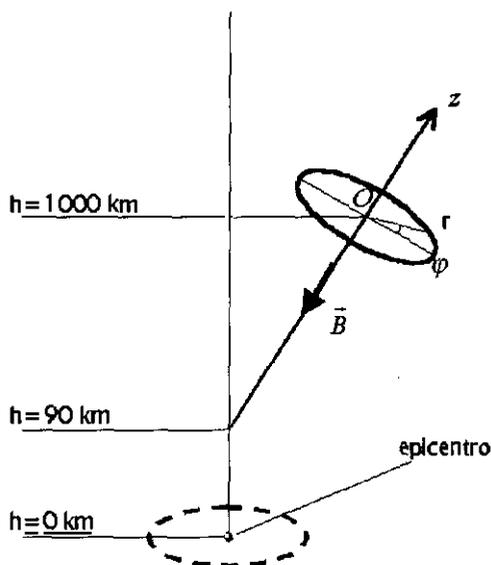


Figura 2. Sistema cilíndrico de referencia utilizado en el modelo de Kim y Hegai (1997). El origen O se sitúa a 1000 km en la línea geomagnética que pasa sobre la proyección del epicentro hasta el nivel de 90 km de altura. En este punto, el campo eléctrico vertical toma el valor propuesto por Kim (1994) para condiciones nocturnas, y  $a = 200$  km.

especialmente cuando la actividad solar es baja, situación en la que la perturbación puede alcanzar hasta un 15 por ciento del valor normal. Este fenómeno tarda unas 3 horas en desarrollarse y se manifiesta transversalmente a la dirección del campo magnético. En dirección zonal (Este-Oeste) la anomalía se extiende hasta 2000 km mientras en la dirección meridiana (Ecuador-Polo) el tamaño no supera 600 km. Las condiciones del plasma son entonces adecuadas para la canalización de ondas electromagnéticas de VLF y ELF cuya longitud de onda supera el centenar de kilómetros. Este tipo de ondas, que ha sido observado en varios experimentos (Larkina et al., 1989; Molchanov et al., 1992), podría alcanzar amplitudes entre  $10^{-5}$  y  $10^{-6}$  V/m y tendría su origen en la generación de radiación electromagnética en los puntos donde se produce la nucleación sísmica. Al ser apantallada la radiación de alta frecuencia por los materiales conductores en la corteza, sólo aquella de baja frecuencia puede emerger a la superficie y pasar así a la ionosfera. En esta zona, dicha radiación de baja frecuencia interacciona con las partículas ionizadas, dando lugar a ondas de Alfvén capaces de propagarse a lo largo de las líneas del campo magnético hasta el ecuador magnético. De acuerdo con estos autores, las ondas de Alfvén perturban la función de distribución de los protones energéticos en el cinturón de radiación próximo al plano ecuatorial, llevando así una porción de protones al cono de pérdida (Ginzburg et al., 1994). Esta precipitación de partículas ha sido registrada y correlacionada positivamente con la ocurrencia de terremotos por los citados autores pero se ha probado insuficiente para justificar las tasas de radiación observadas. Por ello, Krechetov (1996) propone un mecanismo suplementario de radiación Cerenkov de protones con el que obtiene resultados compatibles con las observaciones de satélites.

Igualmente, la perturbación generada por las ondas de Alfvén daría lugar a la formación de canales inhomogéneos con la subsiguiente radiación espontánea en la banda de VLF y ELF, y a la mejora del canal para la propagación de señales con esas frecuencias. Ello permite la aparición de silbidos atmosféricos y el incremento del ruido de muy baja frecuencia en la zona de las líneas de fuerza geomagnética que cruzan la zona epicentral. La presencia en la baja ionosfera de áreas en las que se observan cambios en las condiciones para la transmisión de ondas muy largas antes de la ocurrencia de terremotos fue detectada por Gokhberg et al. en 1989. Estos autores, utilizando señales emitidas por el sistema de radionavegación Omega, señalaron 250 variaciones, observadas antes de terremotos de magnitudes tan bajas como 4.0. De manera similar, Mikhailov et al. (1997a,b) han estudiado registros de banda ancha de la componente eléctrica del campo electromagnético registrados en el satélite INTERCOSMOS-24 y emitidos por dos transmisores de señales VLF, para así analizar la respuesta de la baja ionosfera a los terremotos. Algunos de los resultados obtenidos en la región D para periodos de actividad sísmica y actividad geomagnética pequeña ( $K_p < 3$ ) son la extensión del espectro de ELF a mayores frecuencias y la aparición de componentes VLF y silbidos de intensidad anómalamente alta. Basándose en la intensidad de las señales y en el patrón del

espectro, los autores deducen que la conductividad de la región D disminuye durante la preparación de un terremoto. Este efecto es atribuido por ellos a la liberación de partículas radiactivas en las zonas y tiempos próximos al evento sísmico. Estos resultados plantean la posibilidad de utilizar la presencia de silbidos o el incremento de ruido para las ondas VLF como indicadores a corto plazo de la ocurrencia de un terremoto. Sin embargo, éste es uno de los fenómenos que ha sido explícitamente descartado como precursor significativo (Geller, 1997; Yoshino, 1997).

Otro posible precursor de terremotos (aunque no estrictamente ionosférico) es el «efecto sismo-ozono» descrito por Tertyshnikov en 1994. Este autor pone de manifiesto la presencia de varios máximos y mínimos locales del contenido total de ozono (TOC) en la atmósfera en los diez días anteriores y posteriores a la ocurrencia de diferentes eventos sísmicos. En particular, detecta la presencia estadística de un máximo 2 ó 3 días antes y de mínimos relativos el día del terremoto y 5 días más tarde. Se observan también morfologías especiales relacionadas con variaciones estacionales. Estas se podrían explicar como una consecuencia de la interacción de ondas de gravedad internas (generadas en las zonas de anomalías sismotectónica por el acoplamiento litosfera-atmósfera) con la circulación zonal, que trastocaría las características de la transferencia del ozono desde las zonas ecuatoriales. Esta misma interacción podría ser la causa de anomalías meteorológicas observadas en la región epicentral del terremoto de Spitak de 1988 (Tertyshnikov, 1994).

## 5. EFECTOS EN LA CAPA F

Los efectos de la interacción entre ionosfera y terremotos no se limitan a la capa E, sino que se propagan de diferentes modos para llegar a zonas superiores. Hegai et al. (1997) analizan también el posible efecto Joule inducido por la propagación de un campo eléctrico de origen sísmico que penetra en la ionosfera en la forma descrita por Kim et al. (1994). El calentamiento del plasma ionosférico sobre la zona epicentral daría lugar así a una inhomogeneidad local en la presión del plasma y a la aparición de ondas acústico-gravitatorias con amplitudes significativas a diferentes alturas de la región F<sub>2</sub>. Con ello se presenta un claro ejemplo de las múltiples interacciones en el plasma ionosférico, con la conversión de energía electromagnética (SEMs) en mecánica (ondas hidromagnéticas), de ésta en térmica (efecto Joule), y de térmica nuevamente en mecánica bajo la forma de ondas gravitatorias que, al moverse el plasma ionizado, excitan otra vez ondas electromagnéticas.

De este manera, las ondas de gravedad descritas por Hegai et al. (1997) podrían justificar las observaciones de Pulinets (1998 a,b,c) realizadas con radares de HF de 0.1 a 16 MHz instalados en satélites. Los pulsos emitidos desde estos satélites a frecuencias consecutivas se reflejan a distintas alturas (dependiendo de la concentración de electrones), con lo que se obtiene la distri-

bución de la densidad de electrones desde la altura del satélite hasta el máximo de la capa  $F_2$ . Se observan así variaciones de gran escala en la distribución con la altura de la densidad de electrones con intervalos de tiempo de uno a tres días antes del terremoto y que adoptan una estructura de anillo sobre la zona epicentral. Los cambios mayores no tienen lugar necesariamente sobre el futuro epicentro lo que disminuye la utilidad de los resultados. A veces, la modificación se sitúa también en la zona magnéticamente conjugada, en concordancia con lo ya dicho por Ginzburg et al. (1994). Otras mediciones de la capa  $F_2$  muestran incrementos en el contenido de electrones en los dos o tres días previos a un terremoto que exceden la desviación cuadrática media de  $N_e$  en una región de  $10^\circ$  de latitud y  $100^\circ$  de longitud, probando así la característica fundamentalmente zonal de las perturbaciones ionosféricas. En el espectro de fluctuaciones de la frecuencia crítica de la capa  $F_2$ ,  $f_oF_2$ , se observa un aumento en las desviaciones con periodos de 1.25 y 2.04 horas. La máxima densidad espectral se observa un día antes del terremoto, para periodos de 1.24 horas (Fuks y Shubova, 1994).

## 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las consideraciones expuestas anteriormente ponen de relieve la existencia de una gran variedad de fenómenos ionosféricos cuyo estudio podría resultar de interés en el campo de la predicción sísmica. Sin embargo, hasta ahora ninguno de ellos ha superado los criterios exigidos por la IASPEI y que recordábamos en la Introducción. En muchos casos el problema radica en que la posición del futuro terremoto no queda bien determinada, si bien parece claro que los efectos ionosféricos se presentan preferentemente a lo largo de la línea de campo geomagnético sobre la zona epicentral, en un rango no mayor a  $4^\circ$  de latitud y  $10^\circ$  de longitud. Hay que destacar que estos fenómenos afectarán también a la zona geomagnéticamente conjugada al terremoto. Por tanto, aunque no sería viable en la actualidad la determinación exacta del posible epicentro del terremoto, sí podría considerarse la posibilidad de predecir actividad sísmica inminente en una zona de sismicidad conocida y previamente dotada de la instrumentación ionosférica apropiada para el método empleado (lo cual podría en ciertos casos incluir un satélite geoestacionario sobre la región).

No obstante, el problema principal del uso de parámetros ionosféricos como precursores sísmicos se encuentra en la gran variabilidad de la ionosfera. A las conocidas variaciones naturales de carácter periódico y no periódico hay que añadir otras vislumbradas a lo largo de este trabajo, tales como efectos antropogénicos. Entre ellos, además de los efectos generados por accidentes en centrales nucleares ya mencionados, hay que señalar las anomalías introducidas por la actividad de los grandes núcleos industriales (Liperovskaya et al., 1994). Esta actividad daría lugar a alteraciones en la correlación de valores de  $f_oE_s$  entre dos estaciones, que son similares a las producidas en la zona sísmica previa

a un terremoto. Otro efecto antropogénico detectado son las modificaciones del contenido de electrones de la capa  $F_2$  durante el conflicto bélico del Golfo Pérsico (Liperovsky et al., 1994).

Ante esta variabilidad, el único recurso es insistir en el estudio estadístico de la correlación entre la sismicidad y la alteración de cada uno de los parámetros empleados. Casi todos los autores citados sostienen haber alcanzado un resultado positivo en este sentido pero las evaluaciones realizadas por la Comisión de la IASPEI no han refrendado su opinión. Aunque en algunos casos la aparición de la anomalía ionosférica ha quedado suficientemente establecida, su correlación con el fenómeno sísmico no ha quedado probada. Muchas veces parece necesario incrementar el número de observaciones y otras hacerlas más distinguibles de otros procesos naturales. En este sentido conviene señalar que para poder ser utilizado como precursor, un fenómeno ionosférico debe reunir tres características fundamentales. En primer lugar, la alteración tiene que ser *claramente observable*, esto es, que su tamaño relativo sea distinguible del ruido propio de la señal, y que pueda caracterizarse de manera unívoca la morfología de dicha alteración. En segundo lugar, debe ser *distinguible* de otros efectos, sean periódicos o no. Y por último, tiene que ser *repetible*, es decir, que la ocurrencia de un terremoto debe llevar estadísticamente asociada la perturbación del parámetro elegido. Es posible plantearse entonces si alguno de los parámetros que han sido discutidos a lo largo de este trabajo reúne estas tres condiciones. En general, los parámetros descritos en este trabajo cumplen la primera condición pero muchos no son distinguibles de otros efectos o su relación con el terremoto no es estadísticamente significativa. Son tantos los factores que afectan a la ionosfera y tan distintas las formas en que lo hacen, que no parece claro poder discernir a priori el precursor del resto de fenómenos. Solamente estudios a posteriori han indicado la existencia de una cierta correlación. Un factor determinante en este sentido es la repetibilidad. Cualquiera que sea el parámetro ionosférico elegido, son necesarias más observaciones en distintas zonas sísmicas y para distintos terremotos. En general, los trabajos expuestos sólo presentan resultados de un terremoto, o, en el mejor de los casos, de una o varias series de terremotos en una zona sísmica, observados desde una red local de estaciones, por lo que el análisis estadístico no es significativo (Cuomo et al., 1998).

Además, es absolutamente necesario profundizar en las causas finales de las observaciones señaladas y tratar de unificarlas bajo un origen común. Los mecanismos de interacción de los distintos procesos que dan lugar a los observables están todavía en proceso de explicación y queda mucho por desarrollar en este sentido. Sin ninguna duda, el avance en la comprensión teórica de los fenómenos observados hará más eficaz el inmenso trabajo desarrollado hasta la fecha.

De entre las líneas de trabajo vislumbradas, y a pesar de haber sido inicialmente descartada, merece la pena destacar la observación desde satélites de señales VLF y ELF (de generación artificial o espontánea), por ser una característica de rara observación en la ionosfera normal, lo que las hace más

fácilmente distinguibles. A ello hay que añadir las alteraciones sobre la forma de la onda, que permiten caracterizar aún mejor este observable.

Finalmente, hay que señalar la coincidencia en el Suroeste de la Península Ibérica de una sismicidad importante y bien conocida, con la disponibilidad de un amplio banco de registros ionosféricos y de ozono obtenidos en la Estación de Sondeos Atmosféricos de El Arenosillo (Huelva). Ello plantea la posibilidad de abordar algunos estudios en el campo de investigación presentado en este artículo.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- ALIMOV, O. A.; GOKHBERG, M. B.; LIPEROVSKAIA, E. V.; GUFELD, I. L.; LIPEROVSKY, V. A., y ROUBTSOV, L. N. (1989): «Anomalous characteristics of the middle latitude E<sub>s</sub> layer before earthquakes». *Physics Earth Planet. Int.*, 5, 76-81.
- BALASSANIAN, S.; MOURADIAN, A.; SAHAKIAN, A.; KALININ, S.; BABAYAN, M., y POGOSSIAN, A. (1997): «The investigation of electromagnetic precursors to earthquakes in Armenia». *Annali di Geofísica*, 40, 2, 209-225.
- BONCHKOVSKY, V. F. (1954): «Variation of the gradient of the electric potential of the atmosphere as one of possible precursors of earthquakes». *Treatises of the Geophysical Institute of AS USSR*, 25, 192-206.
- COLANGELO, G.; LAPENNA, V.; VALLIANATOS, F., y NOMIKOS, C. (2000): «Investigating the time dynamics of geoelectrical signals measured in two seismotectonic environments in the Mediterranean region: the Southern Apennine chain (Southern Italy) and the Hellenic arc (Crete Island, Greece)». *Annali di Geofísica*, 43, 2, 391-408.
- CUOMO, V.; LAPENNA, V.; MACHIATTO, M.; SERIO, C., y TELESKA, L. (1998): «Linear and no linear dynamics in electrical precursory time series: Implications with earthquake prediction». *Tectonophysics*, 287, 279-298.
- CHU, J. J.; XIETAI, G.; JINGAN, D.; MARONE, C.; SPIEGELMAN, M. W.; SEEBER, L., and ARMBRUSTER, J. G. (1996): «Geoelectric signals in China and the earthquake generation process». *J. Geophys. Res.*, 101, 13869-13882.
- DAVIES, K., y BAKER, D. M. (1965): «The ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964». *J. Geophys. Res.*, 70, 2251-2263.
- FUKS, J. M., y SHUBOVA, R. S. (1994): «ELF-signal anomalies as a response of the lower ionosphere to conductivity change in the atmosphere». *Geomagn. Aeron.*, 34, 2, 229-233.
- GELLER, R. J. (1996): «Special Issue: Debate on VAN» (Editor): *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1291-1452.
- GELLER, R. J. (1997): «Earthquake prediction: a critical review». *Geophys. J. Int.*, 131, 125-150.
- GELLER, R. J.; JACKSON, D. D.; KAGAN, Y.Y., y MULARGIA, F. (1997): «Earthquake cannot be predicted». *Science*, 275, 166.
- GINZBURG, E. A.; MALISHEV, A. B.; PROSHKINA, I. P., y PUSTOVETOV, V. P. (1994): «Correlation of strong earthquakes with radiation belt particle flux variations». *Geomagn. Aeron.*, 34, 3, 315-320.

- GOKHBERG, M. B.; GUFED, I. L.; ROZHNOY, A. A.; MARENKO, V. F.; YAMPOSLKY, V. S., y PONOMAREV, E. A. (1989): «Study of seismic influence on the ionosphere by super long-wave probing of the Earth-ionosphere waveguide». *Physics Earth Planet. Int.*, 57, 64-67.
- GOKHBERG, M. B.; MORGOUNOV, V. A., y POKHOTELOV, O. A. (1995): «Earthquake Prediction: Seismoelectromagnetic Phenomena». Gordon and Breach, Amsterdam.
- GUGLIELMI, A. V., y LEVSHENKO, V. T. (1994): «Electromagnetic signals from earthquakes». *Physics of the Solid Earth*, 30, 5, 440-445.
- HAYAKAWA, M.; YOSHINO, T., y MORGOUNOV, V. A. (1993): «On the possible influence of seismic activity on the propagation of magnetospheric whistlers at low latitudes». *Physics Earth Planet. Int.*, 77, 97-108.
- HAYAKAWA, M., y FUJINAWA, Y. (Editors), (1994): «Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction». Terra Scientific Publish. Comp., Tokyo.
- HEGAI, V. V.; KIM, V. P., y NIKIFOROVA, L. I. (1997): «A possible generation mechanism of acoustic-gravity waves in the ionosphere before strong earthquakes». *Journal of Earthquake Prediction Research*, 6, 584-589.
- JOHNSTON, M. J. S. (1997): «Review of electrical and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity». *Surv. Geophys.*, 18, 441-475.
- KAGAN, Y. Y. (1997): «Are earthquakes predictable?». *Geophys. J. Int.*, 131, 505-525.
- KALASHNIKOV, A. D. (1954): «Potentialities of magnetometric methods for the problem of earthquake forerunners». *Tr. Geofiz. Inst., Akad. Nauk. SSSR*, 25, 180-182.
- KANAMORI, H. (1996): «Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy». *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 93, 3726-3731.
- KIM, V. P.; KHEGAI, V. V., y ILLICH-SVITYCH, P. V. (1994): «On one possible ionospheric precursor of earthquakes». *Physics of the Solid Earth*, 30, 3, 223-226.
- KIM, V. P., y HEGAI, V. V. (1997): «On possible changes in midlatitude upper ionosphere before strong earthquakes». *Journal of Earthquake Prediction Research*, 6, 275-280.
- KIM, V. P., y HEGAI, V. V. (1999): «A possible presage of strong earthquake in the night-timemidlatitude F<sub>2</sub> region ionosphere». *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. (M. Hayakawa, Editor): Terra Scientific Publish. Comp., Tokyo, 619-627.
- KING, C. Y. (1983): «Electromagnetic emissions before earthquakes». *Nature*, 312, 501.
- KISSLINGER, C. (1989): «Portents and predictions». *Nature*, 339, 337-338.
- KOPYTENKO, Y. A.; MATIASHVILI, T. G.; VORONOV, P. M.; KOPYTENKO, E. A., y MOLCHANOV, O. A. (1993): «Detection of ultra-low frequency emissions connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories». *Physics Earth Planet Int.*, 77, 85-95.
- KRECHETOV, V. V. (1996): «Cerenkov radiation of protons in the magnetosphere as a source of VLF waves preceding an earthquake». *Geomagn. Aeron.*, 35, 5, 688-691.
- LAPENNA, V.; PATELLA, D., y PISCITELLI, S. (2000): «Tomographic analysis of self-potential data in a seismic area of Southern Italy». *Annali di Geofisica*, 43, 2, 361-373.
- LARKINA, V. I.; MIGULIN, V. V.; MOLCHANOV, O. A.; KHARKOV, I. P.; INCHIN, A. S., y SCHVETCOVA, V. B. (1989): «Some statistical results on very low frequency radio-wave emission in the upper atmosphere over earthquake zone». *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 57, 100-109.
- LEONARD, R. S., y BARNES, R. A. (1965): «Observation of ionospheric disturbances following the Alaska earthquake». *J. Geophys. Res.*, 70, 1250-1253.

- LIPEROVSKY, V. A.; POHOTELOV, O. A., y LIPEROVSKAYA, R. Kh. (1994): «Effects on the  $F_2$  region of the ionosphere during operations in the Persian Gulf Zone». *Physics of the Solid Earth*, 30, 5, 456-461.
- LIPEROVSKAYA, Y. V.; CHRISTAKIS, N.; LIPEROVSKY, V. A., y OLEINIK, M. A. (1994): «Seismic and anthropogenic activity effects in the nighttime sporadic E layer of the ionosphere». *Geomagn. Aeron.*, 34, 3, 311-314.
- LOMNITZ, C. (1994): «Fundamentals of Earthquake Prediction». Wiley, New York, USA.
- MARTINENKO, S. I.; FUKS, I. M., y SHUBOVA, R. S. (1994): «The lower ionosphere response to conductivity variations in the nearsurface atmosphere». *Geomagn. Aeron.*, 34, 2, 223-228.
- MIKHAILOV, Y. M.; MIKHAILOVA, G. A., y KAPUSTINA, O. V. (1997a): «ELF and VLF electromagnetic background in the topside ionosphere over seismically active areas». *Geomagn. Aeron.*, 37, 4, 450-455.
- MIKHAILOV, Y. M.; MIKHAILOVA, G. A., y KAPUSTINA, O. V. (1997b): «Fine structure of the spectra of VLF-transmitter signals above the zone of the Iranian earthquake of 1990». *Geomagn. Aeron.*, 37, 5, 608-612.
- MILNE, J. (1880): «Seismic Science in Japan». *Trans. Seism. Soc. Jpn.*, 1, 3-33.
- MILNE, J. (1911): «Earthquakes and luminous phenomena». *Nature*, 87, 16.
- MOLCHANOV, O. A.; MOZHAYEVA, O. A., y PROTOPOPOV, M. L. (1992): «Intercosmos 24 observations of the VLF radiation of seismic nature». *Geomagn. Aeron.*, 32, 6, 128.
- MOORE, G. (1964): «Magnetic disturbances preceding the 1964 Alaska earthquake». *Nature*, 203, 4944.
- MORI, T.; OZIMA, M. y TAKAYAMA, H. (1993): «Real-time detection of anomalous geoelectric changes». *Physics Earth Planet. Int.*, 77, 1-12.
- NIKIFOROVA, N. N.; YUDAKHIN, F. N., y TOKTOSOPPIEV, A. M. (1989): «Studies of electromagnetic emission of seismotectonic origin in the Kirghiz S.S.R.». *Physics of Earth and Planet. Int.*, 57, 68-75.
- PARK, C. G., y DEJAKARINTRA, M. (1973): «Penetration of thundercloud electric fields into the ionosphere and magnetosphere. 1. Middle and subauroral latitudes». *J. Geophys. Res.*, 78, 6623-6633.
- PARK, S. K. (1997): «Monitoring resistivity changes in Parkfield, California». *J. Geophys. Res.*, 102, 24545-24559.
- PARK, S. K.; JOHNSTON, M. J. S.; MADDEN, T. R.; MORGAN, F. D., y MORRISON, H. F. (1993): «Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanisms». *Rev. Geophys.*, 31, 117-132.
- PARROT, M.; ACHACHE, J.; BERTHELIER, J. J.; BLANC, E.; DESCHAMPS, A.; LEFEUVRE, F.; MENVIELLE, M.; PLANTET, J. L.; TARITS, P., y VILLAIN, J. P. (1993): «High frequency seismo-electromagnetic effects». *Physics Earth Planet. Int.*, 77, 65-83.
- PATELLA, D.; TRAMACERE, A., y DI MAIO, R. (1997): «Modelling earth current precursors in earthquake prediction». *Annali di Geofisica*, 40, 2, 495-517.
- POPOV, L. N.; KRAKOVETZKY, Y. K.; GOKHBERG, M. B., y PILIPENKO, V. A. (1989): «Tectrogenic effects in the ionosphere: a review». *Physics Earth Planet. Int.*, 57, 115-128.
- PULINETS, S. A. (1998a): «Strong earthquake prediction possibility with the help of top-side sounding from satellites». *Adv. Space Res.*, 21, 3, 455-458.
- PULINETS, S. A. (1998b): «Seismic activity as a source of the ionospheric variability». *Adv. Space Res.*, 22, 6, 903-906.

- PULINETS, S. A., y KIM, V. P. (1998c): «Unusual longitude modification of the night-time midlatitude  $F_2$  region ionosphere in July 1980 over the array of tectonic faults in the Andes area : observations and interpretations». *Geophys. Res. Lett.*, V. 25, N22, p. 4133-4136.
- SPITSYN, V. G., y TARASCHUK, Y. E. (1994): «Filtering in the upper atmosphere of acoustic waves generated by earthquakes». *Geomagn. Aeron.*, 34, 1, 125-126.
- STACEY, F. D. (1963): «Seismo-magnetic effect and the possibility of forecasting earthquakes». *Nature*, 200, 1083-1085.
- TERTYSHNIKOV, A. V. (1994): «Seismoozone effect of Transcaucasia». *Physics of the Solid Earth*, 30, 5, 428-436.
- VAROTSOS, P., y ALEXOPOULOS, K. (1984a): «Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes I.», *Tectonophysics*, 110, 73-98.
- VAROTSOS, P., y ALEXOPOULOS, K. (1984b): «Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes II. Determination of epicenter and magnitude». *Tectonophysics*, 110, 99-125.
- VAROTSOS, P., y ALEXOPOULOS, K. (1987): «Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes III. Determination of epicenter and magnitude». *Tectonophysics*, 136, 335-339.
- VAROTSOS, P., y KULHANEK, O. (Editors) (1993): «Special issue: measurements and theoretical models of the earth's electric field variations related to earthquakes». *Tectonophysics*, 224, 1-288.
- WEAVER, P. F.; YUEN, P. C.; PROLESS, W., y FURUMOTO, A. S. (1970): «Acoustic coupling into the ionosphere from seismic waves of the earth at Kuriles Islands on August 11, 1969». *Nature*, 226, 1239.
- WYSS, M. (1997): «Second round of evaluations of proposed earthquake precursors». *Pure Appl. Geophys.*, 149, 3-16.
- YAMADA, I., MASUDA, K., y MIZUTAMI, H. (1989): «Electromagnetic and acoustic emission associates with rock fracture». *Physics Earth Planet. Int.*, 57, 157-168.
- YOSHINO, T. (1997): «Case 26: Increasing VLF background noise level». *Pure Appl. Geophys.*, 149, 147-157.