

ANÁLISIS DE ANOMALÍAS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO Y DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA VINCULADAS CON ACTIVIDAD SÍSMICA EN LAS PLACAS SCOTIA Y SANDWICH

**Arecco, María Alejandra^{*1,2}; Larocca, Patricia A.¹; Otero, Lidia A.^{2,3};
Mora, Mariana C.¹; Canero, María Florencia⁴**

¹Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Av. Las Heras 2214,
C.A.B.A.

²Universidad de la Defensa Nacional, Maipú 262, C.A.B.A.

³Ministerio de Defensa, CITEDEF, MINDEF-CONICET, Juan Bautista de La Salle 4397,
Villa Martelli, Buenos Aires.

⁴Ministerio de Defensa, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, C.A.B.A.

*marecco@fi.uba.ar

RESUMEN

En este trabajo se analizan perturbaciones del campo magnético terrestre y presión atmosférica a nivel del mar relacionadas con eventos sísmicos. Los mismos están localizados en los márgenes de las placas Scotia y Sándwich, en el Atlántico Sur. Los observatorios geomagnéticos de la red INTERMAGNET: King Edward Point (KEP) en el archipiélago de las islas Georgias del Sur, Orcadas (ORC) en Islas Orcadas, Isla Argentina (AIA) en Antártida y Puerto Argentino (PST) en Islas Malvinas se encuentran próximos a los epicentros. Se estudian registros del campo geomagnético medidos en los observatorios de la red en un lapso de veinticuatro horas anteriores a la ocurrencia del sismo. Siendo que la componente horizontal del campo magnético es la que presenta mayor susceptibilidad a los cambios, se elige esta magnitud para el análisis. Los datos magnéticos se preparan de modo de sustraer los efectos de la variación solar diurna, calculando las diferencias entre las componentes horizontales de a dos observatorios. Cabe destacar que en el periodo de estudio no se registran tormentas geomagnéticas severas por encontrarse en fase de baja actividad solar. A partir del análisis de las diferencias entre los datos en los observatorios mencionados, mediante el método de wavelets es posible observar rangos de alta energía hasta frecuencias muy altas previas al evento; además de oscilaciones con picos magnéticos de amplitud ± 2 nT y duración variable cuando se aplica un filtro pasa bajo sobre las señales magnéticas. Es posible detectar variaciones anómalas en un intervalo de aproximadamente 3 horas antes de la manifestación de eventos sísmicos de $M_w \geq 6.6$. Por otro lado, se analizan grillas globales de presión atmosférica, a nivel del mar, seleccionadas en la zona del sismo, en períodos entre dos y cuatro horas previas al

evento, mostrando zonas distintivas de alta y baja presión. Los datos se obtuvieron de la base MERRA – 2. La serie temporal da cuenta de un mínimo local de presión en un rango de pocas horas alrededor de la ocurrencia del suceso por el ascenso/descenso de la superficie del mar.

Palabras Clave: ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA, VARIACIÓN DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA, SISMOS, PLACAS SCOTIA Y SANDWICH.

ABSTRACT

Geomagnetic field and atmospheric pressure disturbances are analyzed on this work, related to seismic events. These are located on the Scotia and Sandwich plate-margins in the South Atlantic Ocean. Near the epicenters are placed the INTERMAGNET geomagnetic observatories: King Edward Point (KEP) on the South Georgia' islands, Orcadas (ORC) on Orcadas' islands, Argentina Island (AIA) on Antartica and Puerto Argentino (PST) on Malvinas Islands. Geomagnetic field records from the observatories are studied during the previous twenty four hours of the seismic event. As the horizontal geomagnetic component is the most sensitive one to these changes, results in the magnitude selected for the analysis. To avoid the diurnal variation effects on the geomagnetic data, the differences between the horizontal components of two observatories are calculated. It is important to remark that on the period of study severe geomagnetic storms are not registered due to a low Sun activity phase. Analyzing the mentioned differences with the wavelets method it is possible to observe ranges of high energy up to very high frequencies previous to the event; in addition to ± 2 nT magnetic peaks of amplitude on the oscillations and a variable duration when applied a low-pass filter. It is possible to detect abnormal variations on an interval of approximately 3 hours before seismic events for $M_w \geq 6.6$. On the other hand, atmospheric pressure grids at the sea level global are analyzed, selected on the seism zone, on periods of two to four hours previous to the event, showing distinctive low and high pressure zones. The data is obtained from the MERRA-2 base. The temporal series makes evident a pressure local minimum few hours before the event due to the sea surface ascent/descent.

Key Words: GEOMAGNETIC ACTIVITY, ATMOSPHERIC PRESSURE, EARTHQUAKES, SCOTIA PLATE.

INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos más esquivos para la sismología es el poder predecir un terremoto a corto plazo. Existen numerosos estudios que reportan relaciones entre terremotos y algún fenómeno físico como efectos mecánicos significativos en la región focal del terremoto, ya sean deformaciones de rocas, cambios en sus propiedades y estado de tensión-deformación, propiedades electro físicas del medio y excitación de señales sísmicas (Hayakawa et al., 2010; Takeuchi et al., 2012) y el campo geomagnético no es una excepción. Se han observado pequeñas perturbaciones del campo

magnético de pocos nT en registros del campo geomagnético, en la superficie de la Tierra, poco antes de un sismo según Kushwah et al. (2009), Ruiz et al. (2011), Takla et al. (2018), Arecco et al. (2020) y Larocca et al. (2021). El campo geomagnético que se mide en la superficie terrestre es la suma vectorial de diferentes campos geomagnéticos. Está formado fundamentalmente por dos constituyentes una de origen interno, global de gran amplitud, cuya fuente es el núcleo interno de la Tierra y cuya variación es anual, y otro de menor amplitud, compuesto por campos de fuentes estáticas superficiales de la corteza terrestre, y campos inducidos debido a corrientes eléctricas que circulan en la Ionosfera y Magnetosfera que, al variar a lo largo del día, generan estos campos, denominado variación diurna (Blakely, 1996).

El mecanismo tectónico de generación de un sismo en el mar, generalmente está asociado a fallas directas, inversas o de cizalla en el interior de la corteza, donde se produce un desplazamiento de un lado respecto del otro de la falla. Las zonas de bordes de placa suelen ser particularmente activas, esto conlleva, en ocasiones, a una elevación brusca del fondo marino (Kanamori, 1986; Scholz, 2019), por lo cual dicho empuje produce que la superficie del océano también sea elevada (DeDontney y Rice, 2012).

Por otra parte, Arai et al. (2011) estudiaron cambios de presión atmosférica causados por el terremoto de la costa del Pacífico Oeste de Tohoku, en Japón, de M_w 9.0 (M_w , magnitud de momento sísmico. Escala que está relacionada con la energía liberada por el sismo) identificados a partir de ondas límite atmosféricas excitadas por el levantamiento y el hundimiento de la superficie del océano, sobre la base de las características de la forma de onda.

En este trabajo se analizaron registros de campo geomagnético y presión atmosférica alrededor de los eventos sísmicos más cercanos a los observatorios de la red INTERMAGNET (*International Real-time Magnetic Observatory Network*), KEP, PST, ORC y AIA, y más superficiales en los bordes de la Placa Scotia, de $M_w \geq 6.6$, al sudoeste del océano Atlántico Sur y ocurridos en los últimos 10 años. Se evaluaron, además, registros globales de actividad solar para descartar la simultaneidad de tormentas geomagnéticas.

El análisis de los registros geomagnéticos se llevó a cabo a partir de la aplicación de wavelets y filtros a las series temporales de los registros de los observatorios geomagnéticos de la red INTERMAGNET, y el análisis de la presión atmosférica a partir de grillas y series temporales de datos globales (Rienecker et al., 2021) de la base MERRA_2 (*Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2*).

METODOLOGÍA

Zona de trabajo

El área de estudio está localizada en el extremo suroccidental del océano Atlántico Sur, abarcando las placas oceánicas Scotia y Sándwich del Sur. Ambas placas limitan al norte con la placa Sudamericana y al sur con la placa Antártica. Además, la placa Sándwich del Sur, se sitúa al este de la placa de Scotia (Figura 1).

La placa Scotia se formó hace aproximadamente 50-35 Ma, cuando se abrió el paso de Drake separando América del Sur y la Antártida (Livermore et al., 2005) y creando la placa Scotia entre ellas. Esta se separa con un borde transcurrente de la placa Sudamericana, con una sucesión de bordes transcurrentes y divergentes de la Placa Sándwich del Sur, mientras que al sur y al oeste con un borde principalmente transcurrente de la Placa Antártica (Figura 1).

La zona de subducción del borde convergente, de las placas Sándwich del Sur y Sudamericana, presenta un arco volcánico activo, que se construye en gran parte sobre la corteza oceánica de la pequeña placa Sándwich del Sur, que se formó aproximadamente hace 10 Ma en el centro de expansión de la dorsal Este de Scotia (Leat et al., 2003). El arco se está formando en respuesta a una subducción inclinada de la placa Sudamericana debajo de la placa Sándwich del Sur a una velocidad de 69,9 a 79 km/Ma (Thomas et al., 2003) que, en un año representa un desplazamiento relativo de 70 a 79 mm.

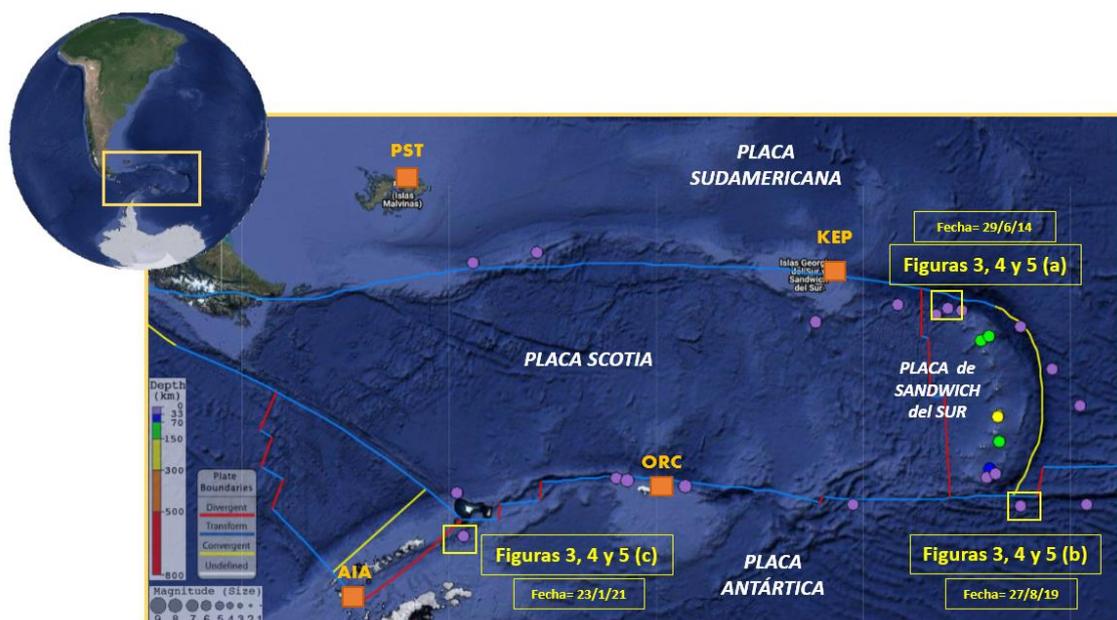


Figura 1. Mapa de la zona de estudio en el sudoeste del océano Atlántico Sur. Placas: Sudamericana, Scotia, Sándwich del Sur y Antártica. Bordes de placas: transcurrente (línea azul), convergente (línea amarilla) y divergente (línea roja). Sismos de $M_w \geq 6.6$: círculos de color y diámetro según la profundidad y magnitud

respectivamente. Observatorios magnéticos de la red INTERMAGNET (cuadrados naranjas). Imagen de fondo tomada de <http://ds.iris.edu/>.

Los bordes más largos de la placa de Scotia, los comparte con las placas Antártica y Sudamericana, ambos son bordes de deslizamiento sinistral (Thomas et al., 2003). El límite sur con la placa Antártica, conocida como Dorsal Sur de Scotia, se mueve a una velocidad de 7,5 a 9,5 mm/año. El límite norte con la placa Sudamericana, conocido como Dorsal Norte de Scotia, también es tectónicamente activo, moviéndose a una velocidad de aproximadamente 7 mm/año (Thomas et al., 2003). Los bordes de la placa Scotia y Sándwich del Sur están caracterizados como áreas de alta sismicidad, produciéndose alrededor de 300 eventos sísmicos de $M_b \geq 4.4$ (M_b , magnitud de las ondas de cuerpo P y S) en un año (Larocca et al., 2019).

Datos y metodología

Para este trabajo se utilizaron series temporales de la componente horizontal del campo geomagnético (H) por minuto disponibles en la Red Internacional de Observatorios Magnéticos en Tiempo Real, INTERMAGNET (<https://intermagnet.github.io>), específicamente de los observatorios KEP ubicado en la isla King Edward del Archipiélago de las islas Georgias del Sur (54,3°S; 36,5°W), PST ubicado en la isla Soledad en las Islas Malvinas (51,7°S; 57,8°W), ORC ubicado en Antártida en el archipiélago de Islas Orcadas del Sur (60,7°S; 44,7°W) y AIA ubicado en las Islas Faraday (Isla Argentina) en la Base Akademik Vernadsky (65,25°S; 64,25°W) de dicha red (Figura 1).

Para no incluir perturbaciones de carácter anual, se sustrajo la componente horizontal del campo geomagnético del Marco de Referencia Geomagnético Internacional IGRF (H_{IGRF}) (*International Geomagnetic Reference Frame*, <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/>) calculada según la época y ubicación de cada observatorio, obteniéndose la componente del campo geomagnético de los datos sin variación secular según (1).

$$H_{OBS.} = H_{OBS. INTER} - H_{IGRF} \quad (1)$$

siendo:

H_{OBS} la componente horizontal del campo geomagnético del Observatorio sin variación secular.

$H_{OBS.INTER}$ la componente horizontal del campo geomagnético medido en cada observatorio de la red INTERMAGNET.

H_{IGRF} la componente horizontal del campo geomagnético correspondiente al IGRF.

Además, se restaron los datos de los observatorios entre sí tomados de a dos, considerando la proximidad del sismo al observatorio de la red, tal que, el observatorio más lejano cumpliera la función de Estación Base (H_{Base}) y el más cercano como punto de observación de campo ($H_{Cercano}$). De este modo, las diferencias calculadas, denominadas deltas (ΔH), minimizaron los efectos de la variación solar diurna, según (2).

$$\Delta H = H_{Base} - H_{Cercano} \quad (2)$$

siendo: ΔH el campo geomagnético sin variación diurna.

H_{Base} la componente horizontal del campo geomagnético del observatorio más lejano.

$H_{Cercano}$ la componente horizontal del campo geomagnético del observatorio más cercano.

Siendo las series temporales de los datos geomagnéticos no estacionales y lineales es apropiado utilizar el análisis con métodos adecuados como la Transformada Wavelet que, es dentro del campo matemático del análisis armónico, la que provee la óptima resolución en el plano tiempo frecuencia, permitiendo de este modo una excelente caracterización de las series (Grinsted et al., 2004). Para ello se aplicó la Transformación continua de wavelet (WT) al ΔH del campo magnético en los observatorios, utilizando la ondícula Morlet (con $\omega_0 = 6$) porque proporciona un buen equilibrio entre localización en tiempo y en frecuencia.

Con el propósito de descartar periodos de tormentas geomagnéticas severas, se evaluaron los índices de actividad geomagnética K_p , A_p , A_e (Auroral Electrojet) y Dst (Disturbance Storm Time), extraídos del Servicio de Datos Geomagnéticos de Kyoto (*World Data Center for Geomagnetism, Kyoto*, <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>) (Figura 2).

El índice geomagnético planetario K_p mide los efectos magnéticos de los eventos solares y se presenta en escala logarítmica con rangos de variabilidad que van desde 0 (no actividad) a 9 (máxima actividad de la tormenta). Lo introdujo J. Bartels en 1949 y se deriva a partir de los índices estandarizados de 13 observatorios magnéticos ubicados en latitudes medias; a partir de éste se deriva el índice A_p , que se define como el valor máximo diario que se obtiene al calcular un promedio móvil de 8 valores del índice K_p durante un evento de tormenta geomagnética (Mayaud 1980).

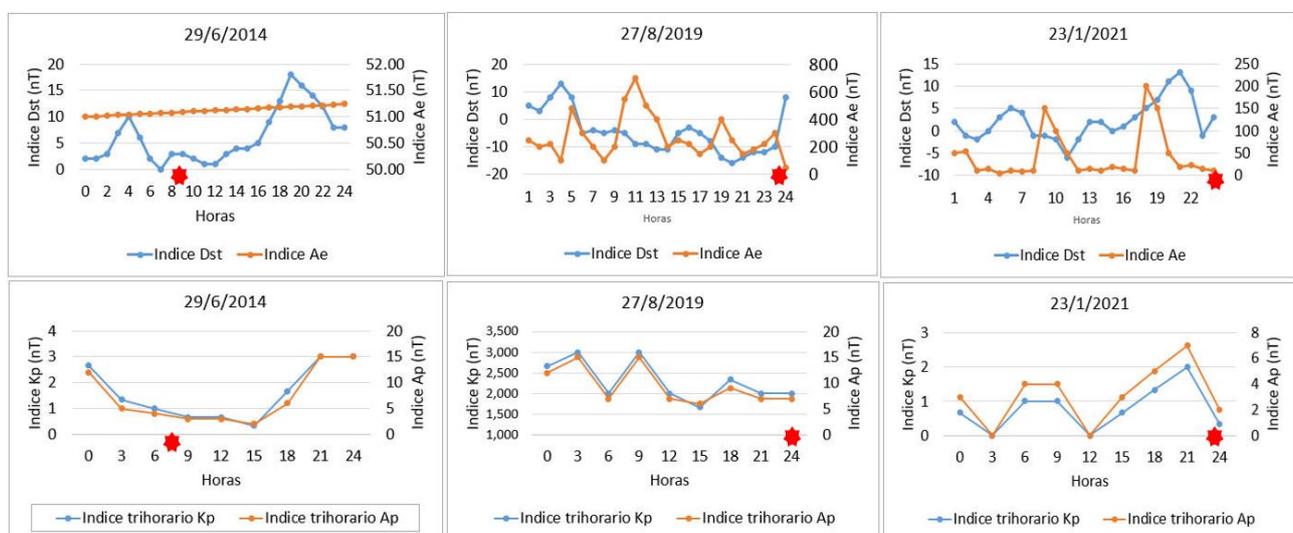


Figura 2. Índices de actividad geomagnética Dst y A_e (arriba), A_p y K_p (abajo) de 24 horas de los días: (a) 29/06/2014, (b) 27/08/2019 y (c) 23/01/2021. Sismo ubicado según el momento de ocurrencia (estrella roja).

Los índices *Ae* proveen una medida del efecto magnético en la superficie terrestre de las corrientes de electrojet aurorales que van hacia el este y hacia el oeste. Para medir el índice *Ae*, se utiliza la componente H del campo geomagnético obtenida en observatorios situados en latitudes aurorales o subaurorales y distribuidas uniformemente en longitud.

El índice geomagnético *Dst* (*Disturbance Storm Time*) es un indicador que permite clasificar la intensidad de una tormenta geomagnética. Se obtiene a partir de observaciones magnéticas en bajas latitudes. Las perturbaciones registradas con el índice *Dst* se originan en diferentes sistemas de corrientes en el espacio. La corriente espacial que principalmente afecta este índice es la llamada 'Corriente de Anillo'. Los tiempos de tormenta fueron identificados según Loewe & Prolss (1997) a partir del análisis del índice *Dst* donde una tormenta débil tiene $-30 \text{ nT} > Dst > -50 \text{ nT}$, una tormenta moderada tiene $-50 \text{ nT} > Dst > -100 \text{ nT}$, una tormenta fuerte tiene $-100 \text{ nT} > Dst > -200 \text{ nT}$, una tormenta severa tiene $-200 \text{ nT} > Dst > -350 \text{ nT}$, y una gran tormenta tiene $Dst < -350 \text{ nT}$, y se confirma con un índice *AE* de hasta 500 nT. Los períodos de tormenta se definen cuando el índice *Dst* se deprime significativamente y luego es seguido por una fase de recuperación para volver al nivel inicial.

Se seleccionaron eventos sísmicos de $M_w \geq 6.6$, cuyo epicentro fuera relativamente somero (entre 8 y 16 km) y relativamente cercano a un observatorio de la red INTERMAGNET. Del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) fue extraída una serie de sismos que cumplieran con esas características mencionadas (Tabla 1).

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Hora (UTC)	Magnitud (M_w)	Profundidad (km)
29/06/2014	-55.4703	-28.3669	7:52	6.9	8
27/08/2019	-60.2152	-26.5801	23:55	6.6	16
23/01/2021	-61.8117	-55.4903	23:36	6.9	9,8

Tabla 1. Características de los sismos elegidos mayores a 6.6 M_w en los bordes de las placas Scotia y Sandwich: Fecha, hora en UTC, ubicación geográfica, magnitud y profundidad.

Además, con el objetivo de detectar patrones de comportamiento de la presión atmosférica en torno a un evento sísmico, se calcularon series temporales de anomalía y de variabilidad. Los datos se obtuvieron de la base MERRA – 2 de la Oficina de Asimilación y Modelado Global de la NASA (*Global Modeling and Assimilation Office*, GMAO). Esta base provee datos desde 1980 con una resolución espacial de $0,5^\circ \times 0,667^\circ$ y temporal de 1 hora, disponible en <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>.

RESULTADOS

A partir del análisis de las diferencias entre las componentes horizontales del campo geomagnético, para los observatorios KEP y AIA (Δ KEP-AIA) así como también, para los observatorios KEP y PST (Δ KEP-PST), y mediante el método de wavelet, aplicado a las diferencias (Δ), es posible observar rangos de alta energía hasta frecuencias muy altas (de $1/32$ a $1/64$ min^{-1}) o periodos cortos (de 3 a 7 min) de 6 a 4 horas antes del sismo, señalados dentro de los cuadrados amarillos (Figuras 3 a, b y c).

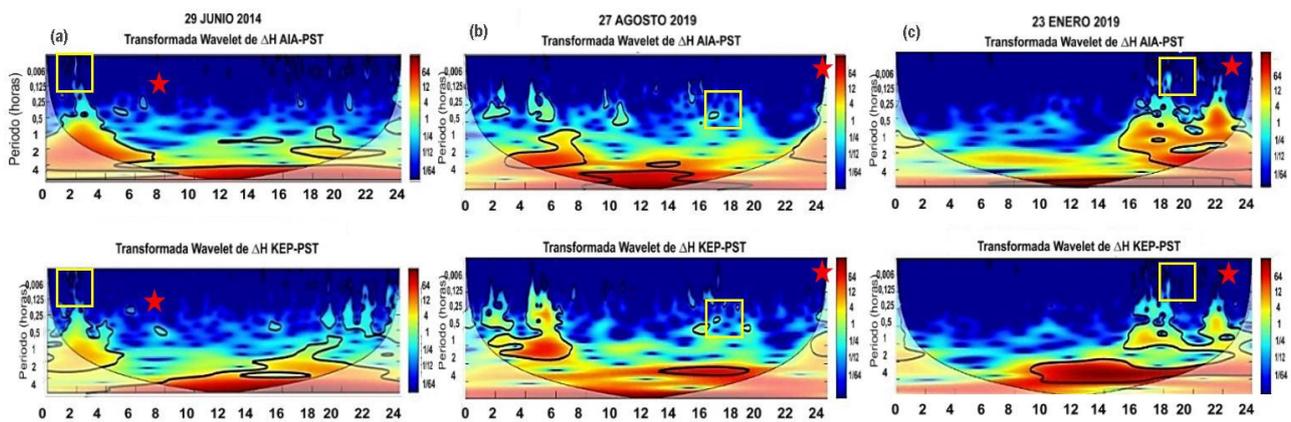


Figura 3. Transformada wavelet continua correspondiente a los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c) para la diferencia entre las componentes horizontales de los registros magnéticos observados en los observatorios AIA, PST y KEP. El contorno negro grueso muestra un nivel de significación del 5% contra el fondo de ruido rojo, y el cono de influencia (COI) donde los efectos de bordes en la imagen se ven borrosos. La estrella roja se coloca aproximadamente a la hora de la ocurrencia del sismo y el cuadrado amarillo muestra de la alteración preliminar al sismo que se observa en los registros magnéticos en horas previas al suceso.

Por otra parte, se aplicaron filtros pasa bajo (Fpb) a las diferencias de campo geomagnético (ΔH) con el propósito de suavizar el campo sin variación diurna obteniéndose las componentes suavizadas ($Fpb \Delta H$). Finalmente, se calculó la diferencia entre los $Fpb \Delta H$ y los ΔH obteniéndose los denominados residuos ($Res \Delta H$) para poner en evidencia anomalías de mayor frecuencia asociadas a un cambio repentino en el campo según (3).

$$Res(\Delta H) = Fpb(\Delta H) - \Delta H \quad (3)$$

siendo: $Res(\Delta H)$ la anomalía de alta frecuencia.

$Fpb(\Delta H)$ la componente ΔH filtrada.

ΔH el campo geomagnético sin variación diurna.

En los *Res* (ΔH) del campo geomagnético pocas horas antes de producirse los sismos seleccionados (Tabla 1) es posible observar oscilaciones de ± 2 nT, cuya duración alcanza aproximadamente 15 minutos o menos, entre 2 a 3 horas previas al evento sísmico (Figura 4).

Además, se calculó la variabilidad de las grillas temporales de presión promedio a nivel del mar en hPa, en grillas de $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ de la base MERRA-2. Esta variabilidad se computarizó considerando diferencias horarias de 3 a 4 horas en cuadrículas de $5^\circ \times 6^\circ$ de extensión centradas en cada sismo. La diferencia de la presión atmosférica calculada, a nivel del mar en la zona del sismo, muestra zonas distintivas de alta y baja presión (colores cálidos a fríos), que rodean el epicentro (Figura 5).

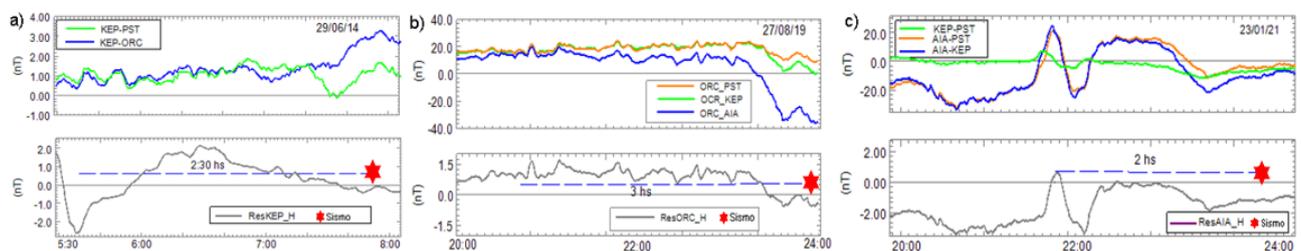


Figura 4. Diferencias entre observatorios de campo geomagnético de las componentes horizontales ΔH : KEP-PST, KEP-ORC, ORC-PST, ORC-AIA y KEP-AIA (líneas verde, naranja y azul, según corresponda, arriba) de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c). Residuos de los filtros pasa bajo y los Δ (línea gris, abajo). Sismo ubicado a la hora aproximada de ocurrencia (estrella roja).

Se observan configuraciones de tipo dipolar en la distribución de la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar alrededor de los eventos sísmicos del 29/06/2014 entre las 6 hs y 10 hs y del 23/01/2021 entre las 22 hs y la 1 hs del día siguiente. Ambos alcanzaron una magnitud de 6.9 M_w y se produjeron a 8 km y 9,8 km respectivamente (Figuras 5 a y c). Mientras que el sismo de 27/08/2019, entre las 22 hs y las 2 hs del día siguiente, que se produjo a 11,8 km de profundidad y alcanzó 6.6 M_w de magnitud, muestra la misma característica, pero suavizada (Figura 5 b).

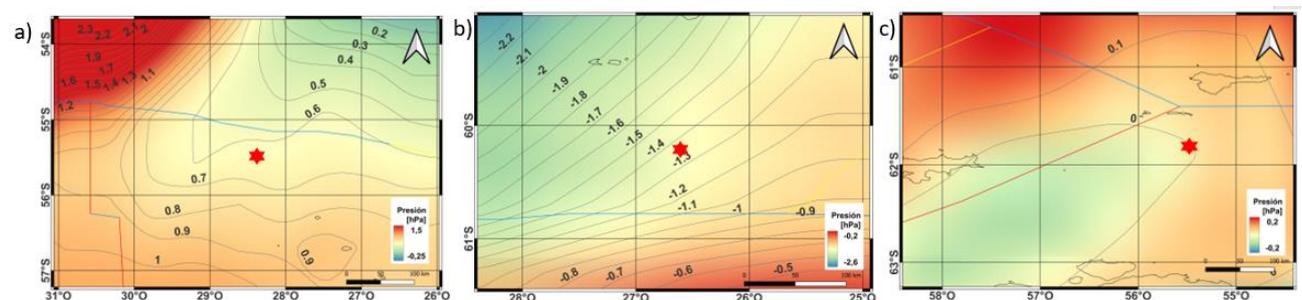


Figura 5. Grillas de diferencia de presión atmosférica promedio a nivel del mar, de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c), correspondiente a un intervalo de tiempo de 3-4 horas en torno al evento sísmico ubicado según las coordenadas geográficas reportadas por el USGS (estrella roja). Isobaras cada 0,1 hPa (líneas negras continuas). Bordes de placa: transcurrente (línea azul), convergente (línea amarilla) y divergente (línea roja).

Se evaluaron también, las series temporales de presión atmosférica, en la ubicación geográfica del sismo, que dan cuenta de un mínimo local en un rango de pocas horas alrededor de la ocurrencia del suceso sísmico (Figura 6).

Se puede apreciar un cambio de tendencia en la progresión de la presión después de ocurrido el sismo (Figura 6) dentro de un rango de 6 horas.

Una oscilación de 0,3 hPa se aprecia en la serie temporal de la presión atmosférica después del sismo del 23/01/2021 (Figura 6 c).

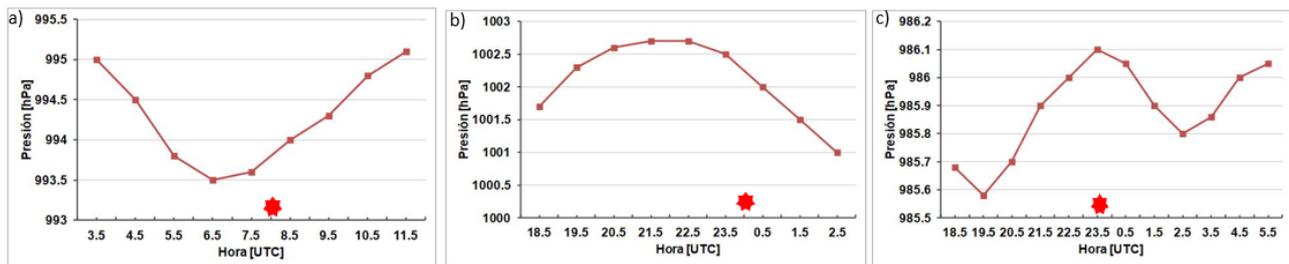


Figura 6. Registros de presión atmosférica promedio a nivel del océano obtenidos de la base MERRA-2 de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c), en un rango de hasta 6 horas previas y posteriores a la ocurrencia del sismo. Sismo ubicado según la hora de ocurrencia (estrella roja).

CONCLUSIONES

Es posible detectar variaciones anómalas en los registros geomagnéticos en lapsos de 2 a 3 horas antes de la manifestación de eventos sísmicos de magnitud superior a Mw 6.6. Se puede observar una importante incidencia de la sismicidad sobre las perturbaciones del campo geomagnético local que se hace notoria en las altas frecuencias. La aplicación de filtros pasa bajo sobre las señales magnéticas de los mismos observatorios registran anomalías horas previas al evento sísmico reconociendo picos de amplitud y duración compatibles con los resultados del método de wavelet. Las diferencias de presión atmosférica de 3 a 4 horas previas al evento revelan anomalías de forma dipolar, representación peculiar en la distribución de la presión, posiblemente asociada al ascenso/descenso de la superficie del mar, hecho que se ve suavizado cuando la profundidad aumenta y disminuye la intensidad del sismo. Para el evento del 23 de enero de 2021 la serie temporal de las diferencias de presión durante un período de 6 horas posteriores al sismo presenta una oscilación de alrededor de 0,3 hPa, dando cuenta de la compresión del aire de un lado y el otro de la falla.

La liberación de la tensión de un sismo, queda registrada en anomalías del campo magnético y la presión atmosférica en un rango cercano en el entorno de unas pocas horas antes y después de la ocurrencia del sismo.

A pesar de lo expuesto, se requiere más evidencia para una mejor evaluación de la vinculación de fenómenos físicos relacionados con sismos, por lo que se pretende realizar más estudios.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el proyecto de investigación UNDEFI N°259/2020 de la Universidad de la Defensa, el Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires y el Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa.

BIBLIOGRAFÍA

- Arai, N., Iwakuni, M., Watada, S., Imanishi, Y., Murayama T. and Nogami, M., (2011). Atmospheric boundary waves excited by the tsunami generation related to the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L00G18, doi:10.1029/2011GL049146.
- Arecco, M.A., Larocca P.A., Mora M.C., (2020). Geomagnetismo y su relación con sismos. Un estudio en la microplaca de Sándwich del Sur, *Revista defensa Nacional*, v 4, 263-281.
- Bartels, J., (1949). The standardized index, Ks, and the planetary index, Kp. *IATME Bulletin 12B*, p. 97-120, International Union of Geodesy and Geophysics http://isgi.unistra.fr/IAGABulletins/IATME_Bulletin_12b_Herbert_Weisman.
- Blakely, R., (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, p. 461, London.
- DeDontney, N. and Rice, J. R., (2012). Tsunami wave analysis and possibility of splay fault rupture during the 2004 Indian Ocean earthquake. *Pure and applied geophysics*, 169(10), 1707-1735.
- Global Modeling and Assimilation Office, (2015). <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>.
- Hayakawa, M., Kasahara, Y., Nakamura T., et al., (2010). A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, A, vol. 115, no. 9, Article ID A09305.
- INTERMAGNET International Real-time Magnetic Observatory, <https://intermagnet.github.io>, last modified date: 2020-02-02.
- Kanamori, H., (1986). Proceso de ruptura de los sismos de zona de subducción. *Revista Anual de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 14 (1), 293-322.
- Kushwah V, Singh V, and Singh B., (2009). Ultra-low frequency (ULF) amplitude observed at Agra (India) and their association with regional earthquakes. *Phys. Chem Earth*. 34, 367–272.
- Larocca, P.A.; Arecco, M.A.; Mora, M.C., (2021). Wavelet-based Characterization of Seismicity and Geomagnetic Disturbances in the Sandwich del Sur Micro-plate Area. *Geofísica Internacional*. Vol 60, N°4, 320-332. (ISSN: 0016-7169) <http://revistagi.geofisica.unam.mx/index.php/RGI/article/view/2119/1882>
- Larocca, P., Fiore, M., Oreiro F., Vilariño, I., Arecco, M.A., (2019). Estudio de parámetros geomagnéticos y su posible influencia sobre anomalías sismo-ionosféricas. In *Proceedings of the Sixth Biennial Meeting of Latinmag*, Fernando Poblete, C. I. Caballero M, (Eds), Latinmag Letters, 9, Special Issue, Proceedings A18, 1-6, Rancagua.

- Leat, P.T., Smellie, J.L., Millar, I.L. and Larter, R.D., (2003). Magmatism in the South Sandwich arc. In: Larter, R.D., Leat, P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society, London Special Publications, 219, 285–313.
- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles G., Morris, P. (2005). Paleogene opening of Drake Passage, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 236, 459 – 470.
- Loewe C. A. and Prolss G. W., (1997). Classification and Mean Behavior of Magnetic Storms, *J. Geophys. Res.* 102, 14209.
- Mayaud P. N., (1980). Derivation, Meaning and Use of Geomagnetic Indices, AGU Geophys. Monograph 22.
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro R. et al., (2021). MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, *JOURNAL OF CLIMATE*, Vol. 24, 3624-3648.
- Ruiz, F., Sánchez, M., Martínez. P., Giménez, M., Leiva, F., Álvarez, O., Introcaso, A., (2011). La estación magnética Zonda: estudio de perturbaciones magnéticas relacionadas con terremotos. San Juan, Argentina. *Latinmag Letters*, Vol. 1, Special Issue, A16, 1-7. Proceedings Tandil.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.
- Takeuchi, A. Okubo, K., Takeuchi, N., (2012). Electric Signals on and under the Ground Surface Induced by Seismic Waves, *International Journal of Geophysics* Volume 2012, Article ID 270809, 10 pages, doi:10.1155/2012/270809.
- Takla E., A. Khashaba, Abdel Zaher M., Yoshikawa A. and Uozumi T., (2018). Anomalous ultra-low frequency signals possibly linked with seismic activities in Sumatra, Indonesia. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 7:2, 247-252. doi: 10.1016/j.nrjag.2018.04.004.
- Thomas, C., Livermore, R., Pollitz, F., (2003). Motion of the Scotia Sea Plate, *Geophys. J. Int.* 155, 789–804