

Eventos anómalos de resistividad aparente del 2018 al 2021 y su posible asociación con la actividad sísmica del Nido de Bucaramanga, Colombia

Nathaly Alba-Quintero^{1*} ; Carlos Alberto Vargas¹ 

¹Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. (*)
nalbaq@unal.edu.co, cavargasj@unal.edu.co

Resumen

Tres estaciones magnetotéluricas, ubicadas sobre la Cordillera Oriental de Colombia y pertenecientes a la Red Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia (TUNJ, USME y VCIO), han sido utilizadas para detectar anomalías espaciales y temporales de la resistividad aparente a una profundidad superior a 200 km, en el período abril de 2018 hasta junio de 2021. A partir de este monitoreo se observó que existen anomalías transitorias horas antes de la crisis sísmica del 23 de abril de 2018 en el Nido Sísmico de Bucaramanga (NSB). Dentro de los principales hallazgos de este trabajo, se pudo identificar una posible asociación entre anomalías de resistividad aparente previas o durante cuatro eventos sísmicos con $3,3 \leq M_w < 4,3$ a una profundidad de $115 \leq H < 154$ km el 23 de abril de 2018. La asociación entre anomalías de resistividad y eventos sísmicos se explica por otros autores como un proceso de migración de fluidos, el cual genera presión de poro que supera el esfuerzo efectivo y provoca el fracturamiento dentro del NSB.

Palabras clave: Método magnetotélurico; Anomalías de resistividad; Nido Sísmico de Bucaramanga; Sismicidad intermedia.

Anomalous apparent resistivity events from 2018 to 2021 and their possible association with the seismic activity of the Bucaramanga Seismic Nest, Colombia

Abstract

Three magnetotelluric stations located on the Eastern Cordillera of Colombia and belonging to the Geophysical Network of the National University of Colombia (TUNJ, USME, and VCIO) have been used to detect spatial and temporal anomalies in apparent resistivity to depths exceeding 200 km, in the period from April 2018 to June 2021. From this monitoring, it was observed that transient anomalies took place hours before the seismic crisis of April 23, 2018, in the Bucaramanga Seismic Nest (BSN). Among the main findings of this work, it was possible to identify a potential association between apparent resistivity anomalies prior to or during four seismic events with $3,3 \leq M_w < 4,3$ at a depth of $115 \leq H < 154$ km on April 23, 2018. The association between resistivity anomalies and seismic events is explained by other authors as a fluid migration process, which generates pore pressure that exceeds effective stress and causes fracturing within the BSN.

Keywords: Magnetotelluric method; Resistivity anomalies; Bucaramanga Seismic Nest; Intermediate seismicity.

Introducción

Los sismos son uno de los fenómenos naturales más interesantes de la Tierra y han sido un valioso objeto de estudio para la geología. Durante años se ha estudiado la posibilidad de realizar predicciones o pronósticos completos (fecha-hora, localización y magnitud), sin resultados exitosos. Varias investigaciones se han realizado en la última década acerca de la ocurrencia de sismos y su relación con patrones físicos o químicos, más conocidos como precursores sísmicos. Por ejemplo, la investigación de [Negarestani et al. \(2002\)](#) muestra emisiones de gas radón e hidrógeno en el subsuelo y el agua subterránea. Mientras que [Chadha et al. \(2003\)](#) reportan variaciones co-sísmicas relacionadas con el nivel de agua subterránea al oeste de India.

Durante las últimas décadas, estudios de anomalías en señales electromagnéticas relacionadas con sismos se han realizado en todo el mundo ([Karakelian et al., 2002](#); [Nagao et al., 2002](#); [Qin-zhong et al., 2004](#); [Lu et al., 2004](#); [Azeez et al., 2009](#); [Fan et al., 2010, 2015](#); [Du, 2011](#); [Zhang et al., 2012, 2017](#); [Balasco et al., 2015](#); [Rodríguez-Pérez et al., 2020](#)). No obstante, las aproximaciones han sido en el dominio independiente del campo eléctrico o magnético, bajo hipótesis de perturbaciones exclusivamente del área de ruptura. En el trabajo de [Solano-Fino et al. \(2021\)](#) se presenta el efecto combinado de ambos campos y su relación con anomalías de resistividad en la fuente y la influencia de fluidos en zonas aledañas.

La ocurrencia de señales eléctricas, magnéticas y sísmicas, en la corteza y el manto, depende de condiciones como la temperatura, el volumen de fracción del fluido y la interconexión entre poros. Existen varios mecanismos propuestos que pueden generar este cambio pronunciado de resistividad aparente en el subsuelo. Uno de ellos es el efecto piezoeléctrico, este expone que minerales, como la turmalina, el topacio, la halita y el cuarzo ([Freund, 2010](#)) convierten la energía mecánica en electricidad al liberar el estrés acumulado (ver, por ejemplo, el Teorema de Equipartición en [Verma et al., 2021](#)).

El efecto electrocinético señala que las ondas sísmicas que atraviesan un medio poroso con presencia de iones inducen corrientes eléctricas ([Nagao et al., 2000](#); [Sun et al., 2020](#)), creando un campo eléctrico perpendicular a la superficie del mineral que atrae cationes y repele a los aniones en las proximidades de la interfaz matriz-poros ([Huang et al., 2020](#)). Luego, las señales eléctricas

y magnéticas son producidas por el acoplamiento de los campos elásticos, eléctricos y magnéticos ([Ren et al., 2015, 2016](#)). Otro mecanismo posible es el efecto dinamo-sísmico, que explica cómo las ondas sísmicas dentro de la Tierra dan lugar al movimiento de iones en aguas subterráneas ([Helman, 2020](#)) durante terremotos, creando una fuerza electromotriz que induce a su vez un campo magnético ([Honkura et al., 2004](#)).

El efecto electrocinético puede estar vinculado a la expulsión masiva de fluidos a profundidades de $z > 70$ km, por lo que contribuye al contraste de presión de poros y por consiguiente a la ruptura sismogénica ([Huang y Lin, 2010](#)). Por otro lado, la hipótesis dinamo-sísmica estaría vinculada a cambios graduales de los campos eléctricos y magnéticos justo antes del arribo de las señales sísmicas, como en el caso del terremoto de Izmit, Turquía en 1999 ([Honkura et al., 2000, 2004](#)).

Este estudio se acoge a esta última aproximación para estimar las variaciones de resistividad aparente del subsuelo a través de tres estaciones de magnetotelúrica ubicadas en las proximidades de las ciudades de Tunja, Bogotá y Villavicencio, para así establecer posibles correlaciones espacio-temporales con eventos sísmicos de profundidad intermedia (120-160 km) bajo la Mesa de Los Santos y relacionados al Nido Sísmico de Bucaramanga.

El Nido Sísmico de Bucaramanga (NSB) se ubica aproximadamente a una profundidad de 160 km y geográficamente en las coordenadas $6,8^{\circ}$ N y $73,1^{\circ}$ O ([Zarifi et al., 2007](#)). Tiene un volumen de ~ 13 km \times 18 km \times 12 km ([Frohlich et al., 1995](#)), y se localiza en la configuración tectónica de subducción de la placa Nazca y la placa Caribe con la sudamericana, como muestra la [Figura 1](#). Dada la enorme cantidad de eventos sísmicos que se ubican más allá de ese sitio y que posiblemente se encuentran relacionados con una zona de Benioff, se considera en este trabajo al NSB el volumen rocoso definido por la sismicidad intermedia (140-160 km) y entre las coordenadas $6,7^{\circ}$ N- $7,2^{\circ}$ N y $72,8^{\circ}$ W- $73,2^{\circ}$ W.

La compleja geometría del NSB y la presencia de las placas Nazca y Caribe siguen teniendo interrogantes por resolver, por ejemplo: la predominancia del mecanismo causante de la alta sismicidad ([Taboada et al., 2000](#); [Cortés y Angelier, 2005](#); [Vargas y Mann, 2013](#); [Syracuse et al., 2016](#)). Aunque varios autores se inclinan por explicar el NSB como un desgarre activo de la loza asociada a la placa Paleo-Caribe, el cual se

asoma a la astenosfera caliente, algunas hipótesis se inclinan por una fuente asociada a la placa Nazca. Por ejemplo, [Zarifi et al. \(2007\)](#) proponen la colisión de dos *slabs*, uno al N con un ángulo de 25° y otro al S de 50° para el NSB; [Vargas y Mann \(2013\)](#) plantean un colapso gravitacional de la placa Caribe; [Chiarabba et al. \(2016\)](#) indican que la placa Nazca subduce hacia al N justo entre en el límite del arco Panamá y la placa

Caribe, y plantea que Nazca se encuentra segmentada por un desgarre E-O, separándose en dos segmentos: uno con mayor ángulo al S y otro de subducción más plana (*flat slab*) hacia N. Por otro lado, [Syracuse et al. \(2016\)](#) presentan un *flat slab* de la placa de Nazca debido a una placa entrante más gruesa y resistente a la flexión que limita la fusión de la cuña del manto y la formación del arco.

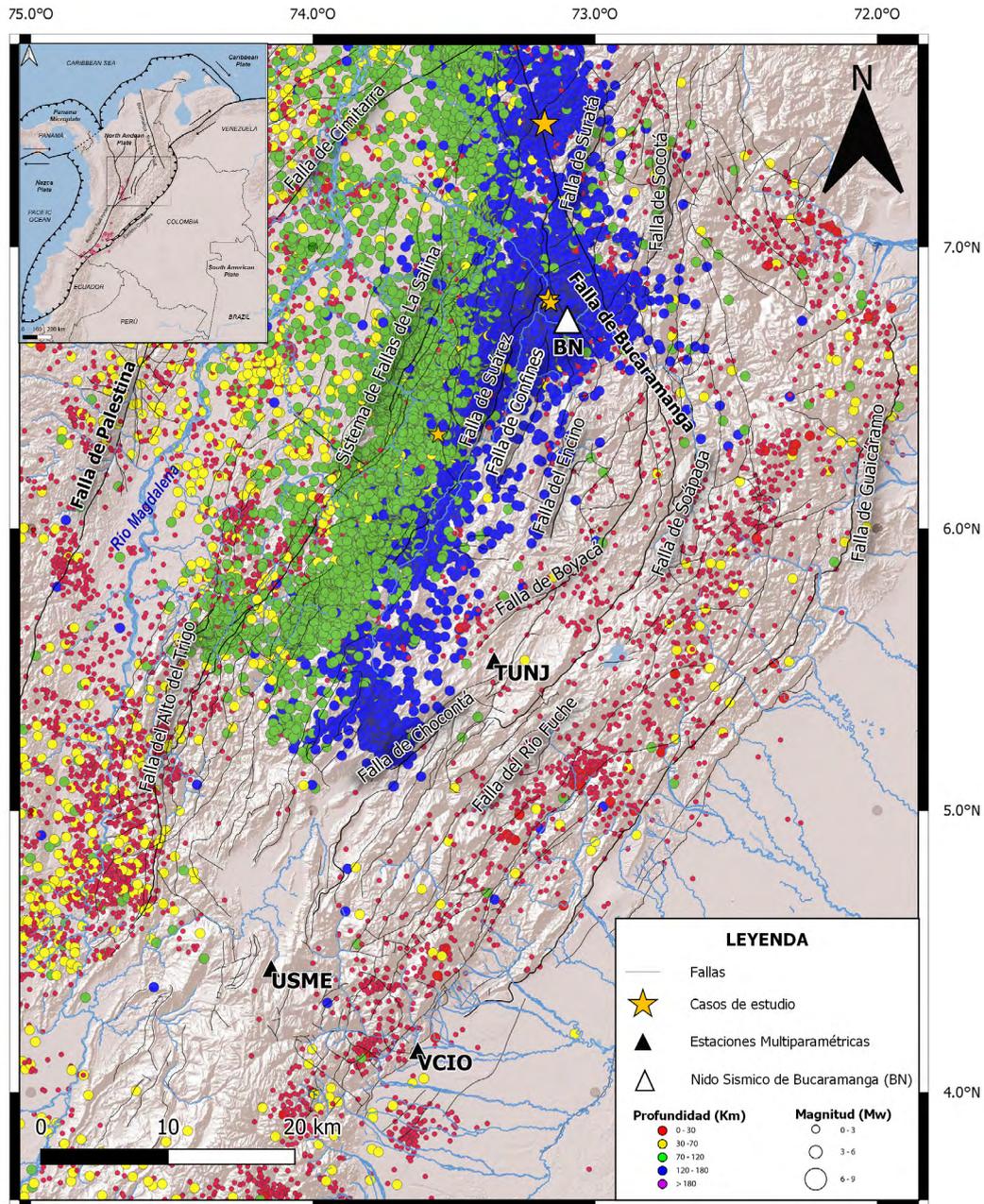


Figura 1. Localización de las estaciones multiparamétricas de la Red Sismológica de la Universidad Nacional de Colombia (RSUNAL) y el Nido de Bucaramanga (NSB). El color de los círculos indica la profundidad (km) y el tamaño señala la magnitud (M_w) de los sismos del 1 de abril del 2018 al 17 de junio del 2021. Se resaltan los sismos intermedios del 23 de abril del 2018 (estrellas) que se seleccionaron como caso de estudio.

Este trabajo surge ante la oportunidad de analizar la conductividad eléctrica del subsuelo a profundidad, específicamente en áreas de complejidad tectónica como el NSB. Las únicas estaciones magnetotéluricas permanentes del país se encuentran ubicadas alrededor de la Sabana de Bogotá y pertenecen a la Red Sismológica de la Universidad Nacional de Colombia (RSUNAL). A pesar del reducido número de estaciones y la distancia de estas a la Mesa de Los Santos, los datos que proporciona este arreglo experimental ofrecen una oportunidad para estudiar los procesos geológicos bajo suelo, que probablemente se ven afectados por una fuente de tan alta sismicidad como el NSB.

Metodología

Método magnetotélurico (MT)

La resistividad eléctrica (ρ) de los materiales que componen la corteza terrestre varía desde 10^{-2} a $10^4 \Omega\text{m}$. Si la roca tiene alguna porosidad y contiene fluidos, estos suelen dominar la respuesta de la conductividad, tanto por su composición química como por su grado de saturación, la permeabilidad y la temperatura, como expone Karato (2013).

Entre los métodos geofísicos pasivos, el método magnetotélurico (MT) se destaca por tener una fuente natural: las corrientes telúricas, y por presentar la mayor resolución entre los estudios eléctricos y a la vez magnéticos de la litósfera (Simpson y Bahr, 2005). Este método fue propuesto por Tikhonov (1950), después fue abordado por Cagniard (1953), quien logró relacionar matemáticamente las componentes ortogonales del campo natural eléctrico \vec{E} y el campo magnético \vec{B} a través de la estructura terrestre con profundidades desde metros hasta kilómetros. Una amplia discusión del método, sus hipótesis, sensibilidad, capacidad de exploración en profundidad y precauciones se puede consultar en Chave y Jones (2012).

El método asume como condiciones iniciales una Tierra sin fuentes de corriente externa y que corresponde a un semiespacio homogéneo (Simpson y Bahr, 2005), donde la conductividad en el límite del volumen σ_h y en el aire es cero $\sigma = 0$. La ecuación 1 relaciona la frecuencia angular de la onda (ω) con la conductividad promedio del medio penetrado ($\bar{\sigma}$) y la permeabilidad magnética (μ), y demuestra el decaimiento potencial de las oscilaciones a medida que se desplaza una onda a través de un material con una frecuencia angular ω determinada. Estas variables vinculan el concepto de profundidad superficial electromagnética (*skin depth*

z), como muestra la ecuación 2, la cual se define como la distancia a la que el campo electromagnético decae $1/e$, 0,37.

$$Z(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \bar{\sigma} \omega}} \quad (1)$$

En este caso, se desprecian las corrientes de desplazamiento y se asume un medio donde la ley de Ohm es válida. A las frecuencias utilizadas y para los objetivos de interés en magnetotélurica, la permeabilidad magnética puede tomarse como el valor del espacio libre μ_0 en casi todos los materiales de la Tierra, es decir, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$, y la ecuación 1 se puede expresar como (Chave y Jones, 2012):

$$z(T) \approx 500 \sqrt{\rho_a T} \quad (2)$$

Asumiendo la función de transferencia (C), de Schmucker-Weidelt, se puede generar una solución al sistema lineal de una entrada (Simpson y Bahr, 2005). Es decir, a partir de la función de transferencia, dada por la ecuación 3, las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético se acoplan para relacionar la frecuencia en $C(\omega)$, así:

$$C(\omega) = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (3)$$

Posteriormente, se obtiene la solución compleja de los coeficientes de la función de transferencia, para relacionar las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético con las componentes del tensor de impedancia Z de la ecuación 4.

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{B_y} \quad (4)$$

La resistividad aparente ρ_a es la resistividad promedio de un volumen de medio uniforme por donde penetra el campo eléctrico. En este caso si la frecuencia angular ω es conocida, entonces la resistividad aparente de un semiespacio homogenizado puede ser calculada a partir de la ecuación 5:

$$\rho_a(\omega) = \omega \mu_0 [C(\omega)]^2 = \frac{[Z(\omega)]^2}{\omega \mu_0} \quad (5)$$

Adquisición de datos a partir de estaciones multiparamétricas

En este trabajo fueron utilizadas tres estaciones multiparamétricas permanentes de la RSUNAL: TUNJ, VCIO y USME, las cuales han funcionado desde el 2016. Dichas estaciones son de banda ancha y registran señales en las tres componentes ortogonales magnéticas: HFE, HFN y HFZ, y dos componentes cuasi-ortogonales eléctricas: HQE y HQN. En la **Tabla 1** se muestra la ubicación de las estaciones, cada una se compone de un sismómetro CME-4311, dos pares de electrodos perpendiculares Tinker y Rasor DB-A y un magnetómetro Bartington Mag648L.

Tabla 1. Ubicación de las estaciones multiparamétricas de la RSUNAL.

Estación	Lat (°)	Long (°)
TUNJ	-73,3583313	5,53327948
USME	-74,1270881	4,48113461
VCIO	-73,5925774	4,11143645

Cada estación multiparamétrica consta de un despliegue instrumental como el que se muestra en la **Figura 2**. El

campo magnético es medido de manera continua en las componentes ortogonales (sentido E-O, N-S y vertical Z), y el campo eléctrico, en las componentes eléctricas horizontales (cercanamente ortogonales y rotadas para el efecto E-O y N-S), tal como son representadas en la **Figura 3**.

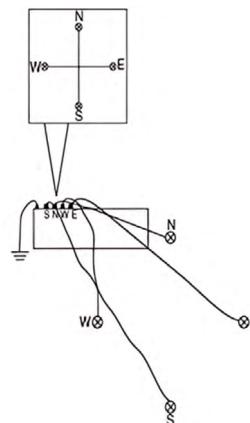


Figura 2. Despliegue de electrodos dipolos ortogonales en forma de cruz, utilizado en el arreglo instrumental de la RSUNAL. Tomada de [Simpson y Bahr \(2005\)](#).

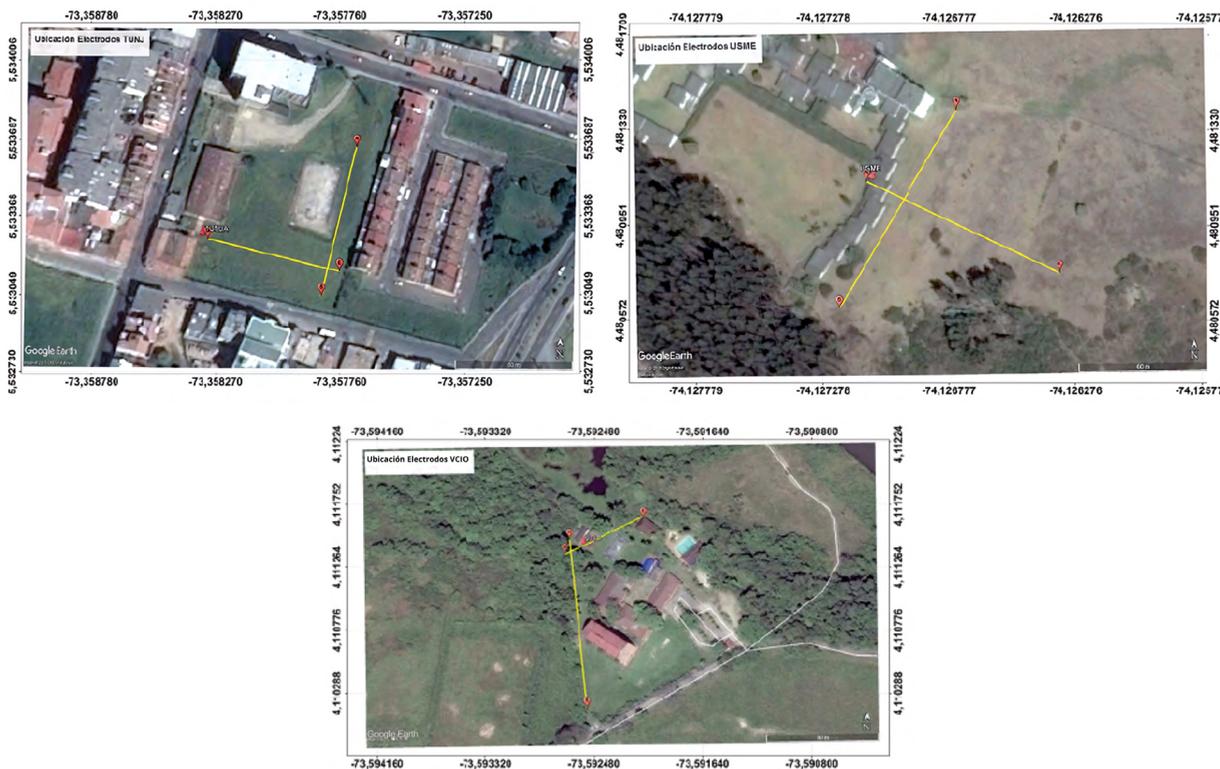


Figura 3. Ubicación de electrodos en las estaciones multiparamétricas de la RSUNAL. **A.** TUNJ. Dipolo N-S = 85 m; dipolo E-W = 67 m, **B.** USME. Dipolo N-S = 97 m; dipolo E-W = 98 m y **C.** VCIO. Dipolo N-S = 130 m; dipolo E-W = 70 m. Tomada de [Solano-Fino \(2017\)](#).

Procesamiento de datos

Para el tratamiento de los datos obtenidos en las estaciones se filtraron las señales registradas en el dominio de la frecuencia mediante el algoritmo *MT Analysis* implementado en Python y utilizado por Gómez (2020). Además, se garantizaron trazas continuas para el intervalo de tiempo o periodo T seleccionado (Figura 4). Luego, con la relación del factor de transferencia $C(\omega)$,

descrita en la ecuación 3, se aplicó el método MT descrito por Simpson y Bahr (2005), calculando así la resistividad aparente para diversas frecuencias (ecuación 5). Finalmente, las resistividades se representaron gráficamente en el dominio de la profundidad, tal como se aprecia en la Figura 5, detalles adicionales sobre el cálculo de la resistividad aparente se pueden consultar en Vargas et al. (2023a, 2003b).

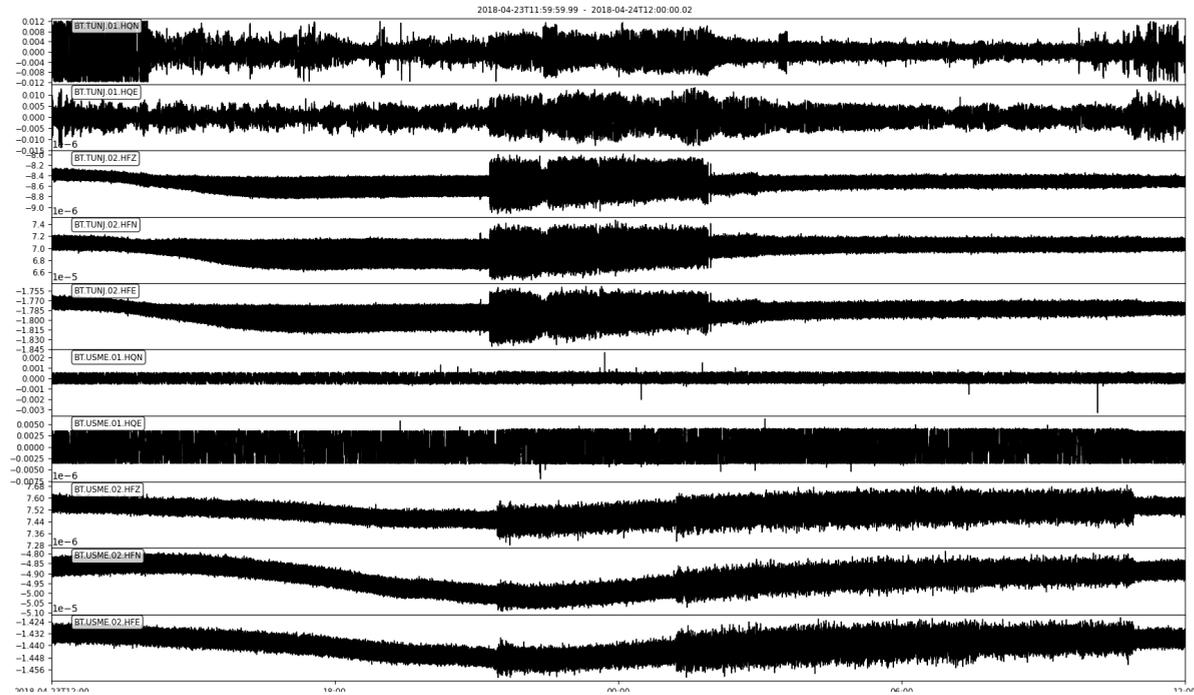


Figura 4. Señales eléctricas y magnéticas registradas por la estación TUNJ en un periodo de 1 día.

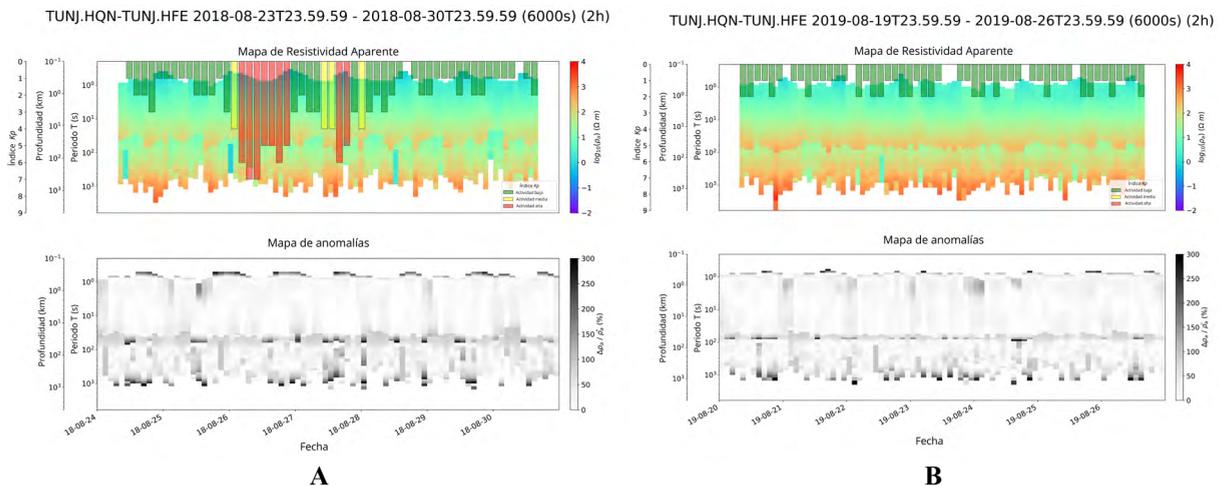


Figura 5. Ventana de 7 días, 2 h y 6000 s para A. 24 de agosto al 30 de agosto del 2018 y B. 20 al 27 de agosto del 2019 para las señales MT de la estación TUNJ. El histograma en el eje superior muestra el índice K_p de actividad solar. En escala de colores se muestra la variación de resistividad aparente $\rho_a(z, t)$ estimada a partir de la ecuación 2, y en la escala de grises, el porcentaje respecto a la resistividad promedio $\Delta\rho_a/\bar{\rho}_a(z, t)$. La profundidad Z corresponde a profundidad aparente.

En este trabajo, se asumen conceptos principales para la construcción de las series de tiempo como: la ventana total, la cual representa el intervalo de tiempo total que muestran las series o ventanas; la ventana parcial, que selecciona una fracción de tiempo definido donde se muestran las variaciones temporales de resistividad; y el periodo T , el cual está asociado a la profundidad de penetración (profundidad aparente) z , según la ecuación 2. En este punto es necesario aclarar que ρ_a se asume como representativa de un semiespacio con resistividad homogénea (o resistividad promedio) con el fin de simplificar el problema (Ritter *et al.*, 2005). Finalmente, el ruido magnético, producido principalmente por tormentas solares, fue comparado con la serie de eventos reportados por National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2021), donde se calcula el índice K_p diario. El índice K_p es el índice de actividad geomagnética global que se basa en mediciones de tres horas realizadas por magnetómetros terrestres de todo el mundo. Cada estación está calibrada según su latitud e informa un determinado índice K_p dependiendo de

la actividad geomagnética medida en la ubicación del magnetómetro. El índice K_p es un índice local cuasi logarítmico de tres horas de duración de la actividad geomagnética en un lugar y hora determinados en comparación con una curva de día tranquilo. Un magnetómetro mide la desviación máxima de la componente horizontal del campo magnético en su lugar y lo informa. Luego, el índice K_p global se determina con un algoritmo que reúne los valores K_p informados de cada estación. El índice K_p varía de 0 a 9, donde un valor de 0 significa que hay muy poca actividad geomagnética y un valor de 9 significa tormenta geomagnética extrema (Matzka *et al.*, 2021).

Por último, se procedió a establecer posibles correlaciones entre los datos de resistividad aparente, el índice K_p y el catálogo de sismicidad de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). La representación gráfica de las anomalías espaciales y temporales de la resistividad ρ_a asociadas a eventos sísmicos puntuales se muestra en las Figuras 5 y 8.

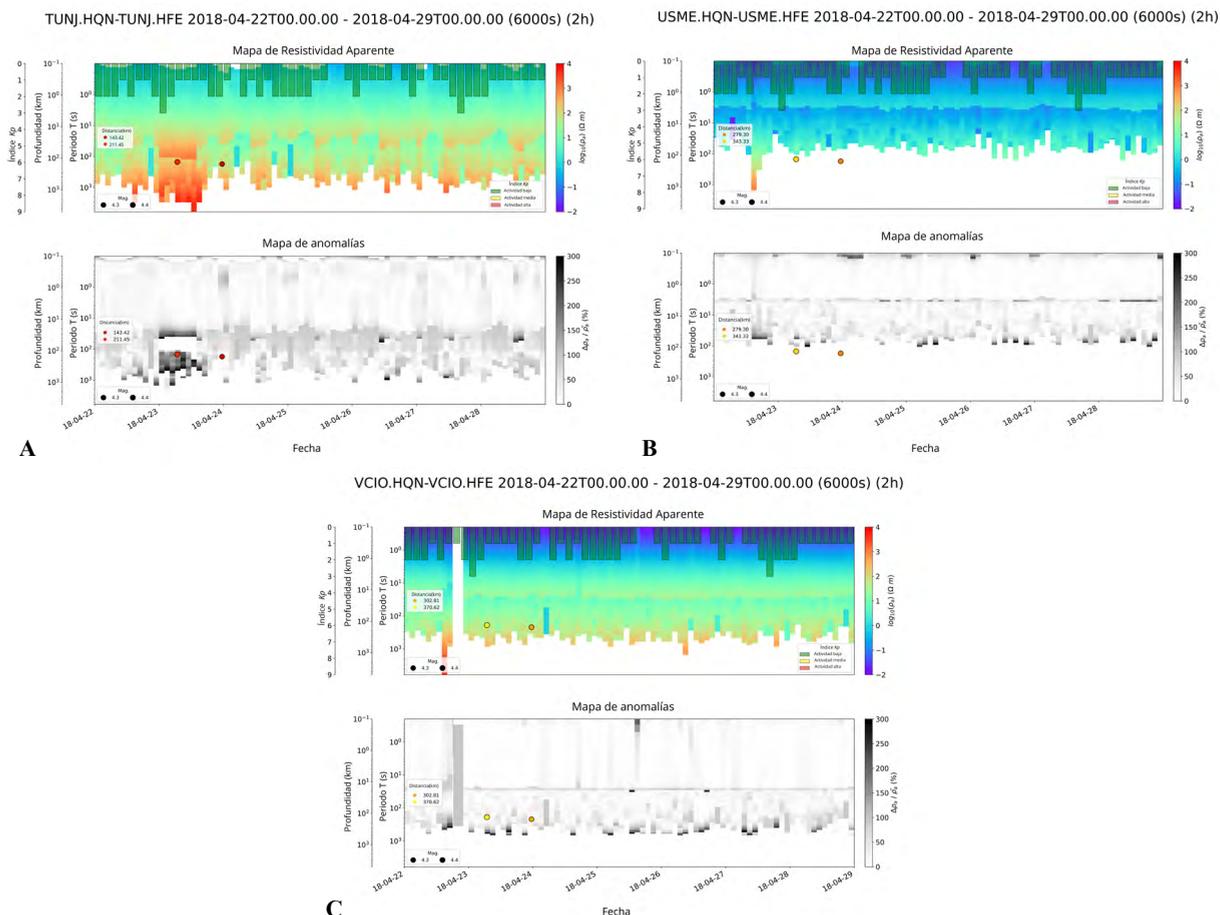


Figura 6. Ventanas de 7 días, 2 h y 6000 s del 22 al 29 de abril del 2018 para las señales MT de las estaciones **A.** TUNJ, **B.** USME y **C.** VCIO. El histograma en el eje superior muestra el índice K_p de actividad solar. En escala de colores se muestra la variación de resistividad aparente $\rho_a(z, t)$ estimada a partir de la ecuación 2, y en la escala de grises, el porcentaje respecto a la resistividad promedio $\Delta\rho_a/\bar{\rho}_a(z, t)$. La profundidad z corresponde a profundidad aparente. Círculos representan eventos sísmicos en profundidad. Los puntos representan eventos con $M_w > 3,3$ ocurridos en el NSB.

Resultados

En general, las señales eléctricas y magnéticas, a muy baja frecuencia, $f = 0,0006$ Hz, permitieron observar el cambio de resistividad del suelo bajo las estaciones desde el 2018 hasta junio de 2021. La representación 2D del porcentaje de anomalía $\% \Delta \rho_a / \bar{\rho}_a$, la profundidad en escala logarítmica y el índice K_p de actividad solar facilitaron la observación de comportamientos importantes como el contraste de magnitudes de la resistividad $\rho_a(z)$, desde la superficie terrestre hasta profundidades cercanas a 200 km bajo cada una de las estaciones de la RSUNAL.

Por ejemplo, los resultados de la estación TUNJ del 26 al 28 de agosto del 2018 (ver gráfica A de la Figura 5) mostraron casi 18 horas de intensa actividad solar sin vincular anomalías representativas tanto en el tiempo como en profundidad, es decir, no fueron observables correlaciones significativas por las tormentas solares, que típicamente son ocasionales.

También es relevante observar en la misma figura la variación temporal $\Delta \rho_a(t)$, la cual es recíproca con la duración y cantidad de radiación solar recibida en un día, por lo que se observa una envolvente con longitud de onda $\lambda = 12$ h y una amplitud aproximadamente continua, luego se descarta como anomalía. No obstante, los patrones anómalos descartados como en el gráfico B en la Figura 5, del 20 al 27 de agosto del 2019, se caracterizan por durar menos de 2 horas, y por lo tanto al encontrarse a profundidades someras se interpretaron como afectaciones culturales o antropogénicas.

Como era esperado, la resistividad aparente $\Delta \rho_a(z)$ aumenta a mayor profundidad, y la magnitud de la resistividad promedio $\bar{\rho}_a(z)$ varía dependiendo de la ubicación donde se midieron los campos eléctricos y magnéticos. Se hipotetiza que este patrón se debe a que en profundidad las rocas pierden porosidad y hay cierre de fracturas por carga litostática y

procesos diagenéticos, que impiden el tránsito de fluidos electrolíticos que reducirían la resistividad. Así mismo, las variaciones laterales de la litología permiten inferir contrastes de permeabilidad y, en consecuencia, diferencias en la movilidad de fluidos.

La profundidad de penetración z (profundidad aparente) a muy bajas frecuencias, es decir con un periodo mayor $T \geq 6000$ s, permitió representar gráficamente profundidades mayores en el sondeo magnetotelúrico. Dependiendo del objetivo del análisis se aumentó el periodo de las ventanas. Puntualmente, en las estaciones TUNJ y VCIO, el método MT logró penetrar a profundidades aparentes posiblemente en el rango de comparación donde se ubican las soluciones hipocentrales de los sismos con $120 \text{ km} < z < 160 \text{ km}$, como muestra la Figura 6. Sin embargo, para el procesamiento de datos de la estación USME, la baja resistividad del subsuelo requirió un periodo más alto $T = 20000$ s, razón por la cual se aumentó la resolución, utilizando ventanas totales de 3 días, con ventanas parciales de 6 h y $T = 20000$ s, como muestran las Figuras 7 y 8.

Anomalías de resistividad del 22 y 23 de abril del 2018

Durante la semana del 22 al 25 de abril, que muestra la Figura 7, se hallaron eventos anómalos de resistividad aparente, uno de estos fue previo a los sismos de $M_w > 4,2$ bajo las estaciones USME y VCIO; otro en la estación TUNJ, sincrónico a los sismos mencionados. Además, es importante resaltar que a lo largo de esta semana no hubo actividad solar fuerte que generara ruido alguno. El primer evento anómalo A_1 que se observó en las estaciones USME y VCIO (Figura 7) fue detectado en anomalías de resistividad entre $20 \text{ km} < z < 100 \text{ km}$. El evento MT comenzó a las 12:00 del 22 de abril del 2018, duró aproximadamente 8 horas y fue previo a los sismos de profundidad intermedia. El segundo evento anómalo A_2 (ver Figura 8) solo se observó bajo la estación TUNJ a las 00:00 del 23 de abril del 2018, fue sincrónico con el sismo de la 01:45:04, $M_w = 4,1$ (Figura 9) y se encontró a profundidades $z > 30 \text{ km}$.

Tabla 2. Registro de eventos reportados por la RSNC con $M_w > 3,0$ y $100 \text{ km} < z < 160 \text{ km}$.

Fecha-hora (UTC)	Lat (°)	Lon (°)	Prof (km)	Magnitud	Tipo	Localización
2018-04-23 01:45:43	6,801	-73,157	149,76	4,1	M_w (mB)	Los Santos-Santander, Colombia
2018-04-23 06:49:34	7,437	-73,179	132,44	4,4	M_{MLr}	El Playón-Santander, Colombia
2018-04-23 22:08:45	6,334	-73,556	115,34	3,3	M_{MLr}	Santa Helena del Opón Santander, Colombia
2018-04-23 23:28:56	6,816	-73,166	153,8	4,3	MLr_3	Los Santos-Santander, Colombia

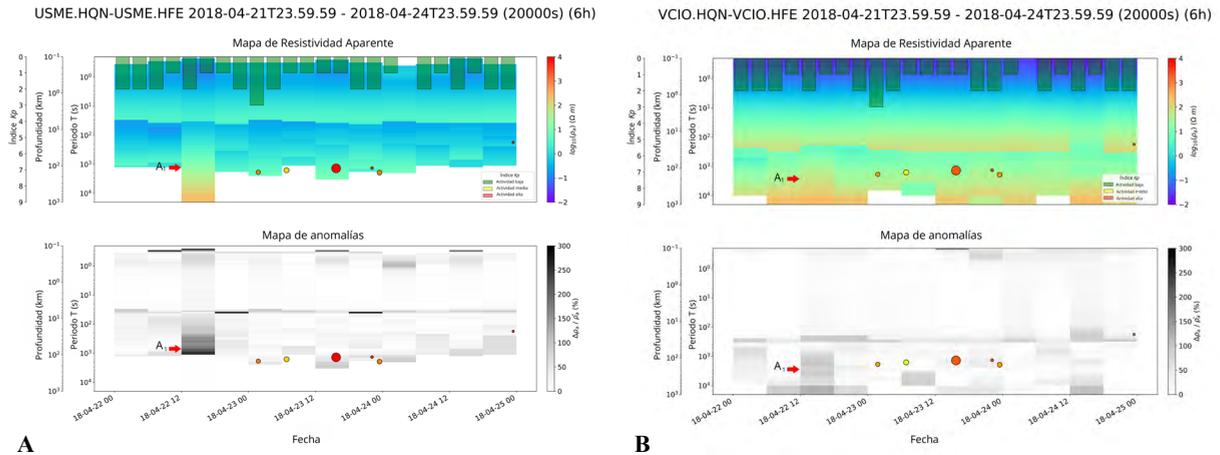


Figura 7. Ventanas de 3 días, 6 h y 20000 s del 22 al 25 de abril del 2018 para las señales MT de las estaciones **A.** USME y **B.** VCIO. Las flechas rojas muestran el evento anómalo A_1 . La ubicación del círculo rojo corresponde a la profundidad, y su tamaño, a la magnitud del evento sísmico.

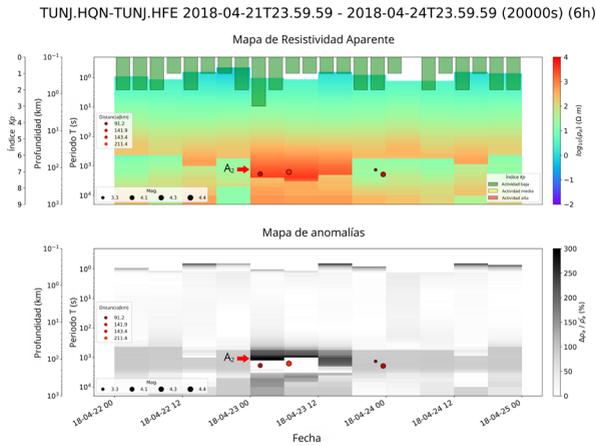


Figura 8. Ventanas de 3 días, 6 h y 20000 s del 22 al 25 de abril del 2018 para las señales MT de la estación TUNJ. Las flechas rojas muestran el evento anómalo A_2 . El círculo rojo corresponde a la profundidad y magnitud del evento sísmico.

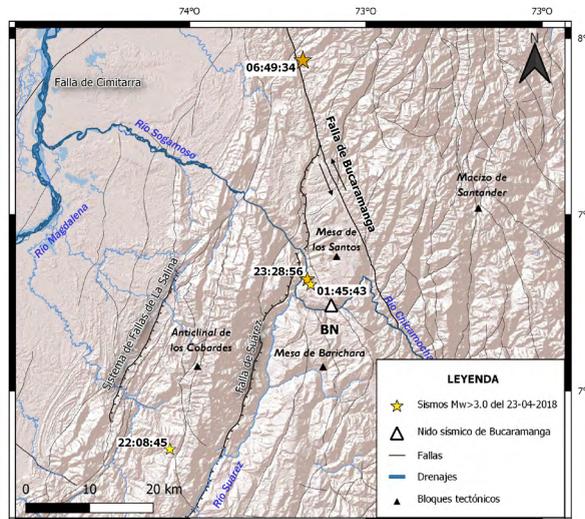


Figura 9. Geología estructural local alrededor del NSB y ubicación epicentral de los eventos relacionados con la crisis sísmica del 23 de abril de 2018 con $3,0 < M_w \leq 4,3$.

Discusión

Variación espacial

Cualitativamente, las señales eléctricas y magnéticas del método MT permiten relacionar la resistividad del subsuelo con la profundidad de capas geológicas bajo cada una de las estaciones en Bogotá, Tunja y Villavicencio, a lo largo del periodo 2018-2021. Los datos de la [Tabla 3](#) indican la profundidad donde existen cambios abruptos de resistividad para cada estación.

Por ejemplo, espacialmente para la estación TUNJ, en la corteza superior, la primera discontinuidad se halla a profundidades $z \approx 12$ km; para VCIO es de $z \approx 11$ km. En USME $z \approx 3$ km, lo cual indica una anomalía dominante. Estas anomalías son persistentes a lo largo de los años de monitoreo MT en las tres estaciones, por lo cual no se descarta que estén vinculadas al sistema orogénico ([Wannamaker et al., 2009](#)), probablemente relacionadas con contrastes internos en la cuenca de la Cordillera Oriental, o entre la cuenca sedimentaria y el basamento cristalino. Esta apreciación es coherente con la estructura de la Cordillera Oriental, constituida principalmente por una secuencia sedimentaria espesa invertida, y el Piedemonte Llanero, una espesa cuenca alimentada desde la cordillera, con potentes espesores que superan los 11 km ([Barrero et al., 2007](#); [Vargas et al., 2009](#); [Vargas, 2020](#)). Para profundidades de $12 \text{ km} < z < 20$ km, se puede inferir en el límite entre corteza superior e inferior. El significativo contraste de resistividad con una variación decreciente a profundidad sugiere la existencia de una capa conductiva, quizás una capa rica en fluidos sobre la corteza inferior ([Hyndman et al., 1993](#)), lo que coincide con el modelo resistivo de la corteza continental de [Schwarz \(1990\)](#).

Por otro lado, para profundidades entre $20 \text{ km} < z < 70$ km, en la parte más profunda de la corteza inferior, se halló una oscilación continua en la que

aumenta la resistividad, y que podría corresponder a la discontinuidad de Mohorovic, típicamente a $30 \text{ km} < z < 50$ km. Finalmente, a partir de 70 km la resistividad del subsuelo vuelve a aumentar, sin ninguna discontinuidad permanente para la mayoría de los casos. Para alcanzar la profundidad de los sismos del NSB, $120 \text{ km} < z < 160$ km, como en las [Figuras 7 y 8](#), se utilizan periodos más altos, con $T = 20000$ s y ventanas parciales de 6 horas.

A estas profundidades, el gradiente de presión litostática e hidrostática en la litosfera genera un aumento en la presión de poros, que en adición con los esfuerzos tectónicos puede resultar en la movilidad de fluidos del cuerpo rocoso y el aumento de la resistividad ([Dzierma et al., 2012](#)). Aunque no es frecuente observar ventanas semanales con resistividades anómalas, se selecciona como caso de estudio la variación de resistividad para el 22 y 23 de abril del 2018 ([Figura 6](#)), debido a la coherencia temporal en al menos dos de las estaciones de la RSUNAL, representada en la [Figura 8](#), con un alto periodo $T = 20000$ s. Además, espacialmente se encuentra a profundidades $z > 70$ km, por lo que se descarta que estos eventos están relacionados con ruido superficial.

Variación temporal

El análisis temporal de las gráficas obtenidas permite distinguir la variación de resistividad frente a eventos solares, antropogénicos y tectónicamente anómalos, como los que se muestran en las [Figuras 7 y 8](#). Respecto a la configuración de las series de tiempo, las ventanas parciales de 2 horas son más representativas para comprender la temporalidad de los eventos anómalos, y las ventanas totales de una semana facilitan la comprensión del comportamiento general de la resistividad. Las ventanas poco activas, sin actividad solar ni sísmica, resultaron de gran utilidad debido a que mostraron patrones asociados al cambio de medio en profundidad, a la radiación solar o a otros mecanismos, registrados en la [Tabla 3](#).

Tabla 3. Resistividad aparente $\rho_a(z, t)$ y $\% \Delta \rho_a / \bar{\rho}_a(z, t)$ para distintas profundidades en las estaciones TUNJ, USME y VCIO el 23 de abril del 2018.

Estación	Parámetro	z (km)	ρ_a (Ωm)	$\% \Delta \rho_a / \bar{\rho}_a(z, t)$	Temporalidad
TUNJ	Actividad normal	0-12	10^0-10^2	250-300	12 h cada día
		12-300	10^1-10^2		
	Anomalía 23-04-2018	0-12	10^3		Co-sísmica
		12-300	10^3-10^4		
USME	Actividad normal	0-3	$10^{-1}-10^0$	150-300	12 h cada día
		3-200	10^0-10^1		
	Anomalía 23-04-2018	0-3	$10^{-1}-10^0$		Pre-sísmica
		3-200	$10^{-1}-10^3$		
VCIO	Actividad normal	0-11	$10^{-2}-10^2$	100-200	12 h cada día
		11-200	10^1-10^2		
	Anomalía 23-04-2018	0-11	$10^{-1}-10^2$		Pre-sísmica
		11-200	10^1-10^4		

Resistividad aparente promedio en las estaciones

La variación cuasiestática de la resistividad entre estaciones podría deberse a la geología local bajo cada estación. Por ejemplo, la secuencia estratigráfica bajo VCIO corresponde a rocas con alta porosidad del Grupo Palmichal y del Cuaternario (SGC, 2001), que están expuestas a infiltración de agua del río Guatiquía al N del municipio de Villavicencio, por lo que aumenta su resistividad promedio. Por otro lado, USME se encuentra sobre una secuencia del Paleógeno, en el sinclinal de Usme al S de Bogotá, que contiene areniscas inmaduras de origen continental (Bayona *et al.*, 2010), con alta porosidad, que explica así la diferencia de magnitud de la resistividad promedio y la profundidad de la corteza inferior en contraste con las demás.

Las ubicaciones de USME y VCIO se encuentran fuera de la zona de alta sismicidad intermedia del mapa en la Figura 1, que corresponde a la zona de transición entre las placas Caribe y Nazca, cerca al NSB (Vargas y Mann, 2013). Las tres estaciones podrían tener en común la movilidad continua de fluidos (Aizawa *et al.*, 2021) en la capa sedimentaria más superficial y la corteza superior $z < 15$ km. Dicha conductividad hidráulica, además de la porosidad propia de las secuencias sedimentarias, se encuentra favorecida por una alta densidad de fracturas como consecuencia de un orógeno activo (Lagardère y Vargas, 2021).

Mecanismos sobre la resistividad

La temporalidad es primordial en el análisis de las anomalías de resistividad observadas. El evento anómalo A_1 (Figura 7) ocurre entre las 12:00 y 18:00 del 22 de abril del 2018 para las estaciones de USME y VCIO, entre $20 \text{ km} < z < 100 \text{ km}$. Durante la anomalía, la resistividad aparente ρ_a aumenta desde 100% hasta 300% respecto a la resistividad promedio ρ_a . Si bien todas las estaciones proporcionaron datos indispensables, para este trabajo se detalló en el análisis de la estación TUNJ, entre la falla de Boyacá y de Soápagua (Figura 1) y en cercanía al NSB. Esta se ubica a ~ 10 km de la zona epicentral del NSB y se caracteriza por situarse sobre areniscas del Neógeno al Cretácico Superior con alta presencia de fracturas (Renzoni, 1981).

Tanto el efecto electrocinético como el dínamo sísmico pueden explicar las variaciones de resistividad encontradas para los eventos sísmicos del 22 y 23 de abril del 2018 bajo las tres estaciones MT que corresponden a la compleja configuración tectónica del NSB y de la Cordillera Oriental (Kumar *et al.*, 2021). Por su parte, el efecto piezoeléctrico indica un comportamiento co-sísmico y no un modo de precursor

sísmico; entonces el evento A_1 no puede estar explicado por este proceso, teniendo en cuenta la ocurrencia de aumento de resistividad previo a los eventos sísmicos.

Por otra parte, no se descarta que soluciones acuosas que transportan diversos elementos en disolución tengan origen en la fusión parcial (Pérez-Forero *et al.*, 2023), en coherencia con otros estudios en laboratorio donde se han encontrado altos contrastes de conductividades (Guo y Zhang, 2016), algo que es asumible para la anomalía de baja conductividad del 23 de abril del 2018 (anomalía A_2). En efecto, existen casos donde coexisten fases fluidas vinculadas a procesos de disolución-fusión parcial, tal como sugiere el trabajo de Pommier *et al.* (2013), al ilustrar un modelo numérico que relaciona la viscosidad del fluido con la conductividad.

Finalmente, las ventanas de tiempo no asociadas a eventos sísmicos fueron de gran utilidad en este trabajo; se considera que durante intervalos de tiempo donde hay fuerte actividad solar, si bien hay afectación por fuentes telúricas naturales como tormentas solares, la anomalía no aparece por más de 4 h con índice $K_p < 4$. Se infiere, entonces, que el índice K_p afectó de manera poco significativa el subsuelo a grandes profundidades (ver apartado A, Figura 7), en comparación con la tasa de variación en la resistividad de la anomalía creciente del 22 y 23 de abril del 2018.

Conclusiones

Han sido estimadas variaciones espacio-temporales de resistividad aparente, a partir de datos eléctricos y magnéticos adquiridos, entre abril de 2018 y junio de 2021, por tres estaciones geofísicas multiparamétricas pertenecientes a la Red Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia. Los registros estimados (resistogramas) permitieron identificar contrastes coherentes de resistividad aparente en profundidad que han sido interpretados como producto de la estructura interna de la cuenca de la Cordillera Oriental, así como los principales contrastes de impedancia resistiva dentro de la litosfera continental del norte de los Andes de América del Sur. A lo largo de este período de monitoreo fueron detectados cambios transitorios de la resistividad aparente, previos y durante la crisis sísmica del NSB que generó cuatro eventos con $3,3 \leq M_w < 4,3$ a una profundidad de $115 \leq H < 154$ km el 23 de abril de 2018. Aunque las observaciones presentadas no son suficientes para establecer una correlación estadística objetiva, ofrecen perspectivas motivadoras para continuar alimentando bases de datos

que permitan verificar la asociación o correlación entre las anomalías de resistividad aparente y la posterior ocurrencia de eventos sísmicos en esta región. Dentro de las hipótesis que explican estas anomalías de la resistividad aparente se ha considerado la migración de fluidos durante el proceso de deshidratación (Pérez-Forero *et al.*, 2023), la cual genera presión de poro que supera el esfuerzo efectivo y provoca el fracturamiento dentro del NSB.

Agradecimientos

A la Red Sismológica Nacional de Colombia y a la Red Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia. A Luisa Ospina y Luz Dary Zamora por su acompañamiento en el proceso de investigación y revisión. Igualmente, a MINCIENCIAS por el financiamiento del proyecto con subvención 80740-182-2021 y a la Universidad Nacional de Colombia, a través de los proyectos Hermes 51307, 51929 y 57879.

Referencias

- Aizawa, K.; Takakura, S.; Asaue, H.; Koike, K.; Yoshimura, R.; Yamazaki, K.I.; Komatsu, S.; Utsugi, M.; Inoue, H.; Tsukamoto, K.; Uyeshima, M. (2021). Electrical conductive fluid-rich zones and their influence on the earthquake initiation, growth, and arrest processes: observations from the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Kyushu Island, Japan. *Earth, Planets and Space*, 73(1), 1-12. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01340-w>
- Azeez, A.K.; Manoj, C.; Veeraswamy, K.; Harinarayana, T. (2009). Co-seismic EM signals in magnetotelluric measurement—a case study during Bhuj earthquake (26th January 2001), India. *Earth, Planets and Space*, 61(8), 973-981. <https://doi.org/10.1186/BF03352947>
- Balasco, M.; Lapenna, V.; Romano, G.; Siniscalchi, A.; Stabile, T. A.; Telesca, L. (2015). The Pollino 2011-2012 seismic swarm (southern Italy): first results of the $M_L = 3.6$ aftershock recorded by co-located electromagnetic and seismic stations. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 56(2), 203-210. <https://doi.org/10.4430/bgta0138>
- Barrero, D.; Pardo, A.; Vargas, C.A.; Martínez, J.F. (2007). *Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal*. Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Bayona, G.; Montenegro, O.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Lamus, F.; Morón, S.; Quiroz, L.; Ruíz, M.C.; Valencia, V.; Parra, M.; Stockli, D. (2010). Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades paleógenas en el Sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 35, 5-35.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635. <https://doi.org/10.1190/1.1437915>
- Chadha, R.K.; Pandey, A.P.; Kuempel, H.J. (2003). Search for earthquake precursors in well water levels in a localized seismically active area of reservoir triggered earthquakes in India. *Geophysical Research Letters*, 30(7). <https://doi.org/10.1029/2002GL016694>
- Chave, A.D.; Jones, A.G. (2012). *The magnetotelluric method. Theory and Practice*. Cambridge Ed.
- Chiarabba, C.; De Gori, P.; Faccenna, C.; Speranza, F.; Seccia, D.; Dionicio, V.; Prieto, G.A. (2016). Subduction system and flat slab beneath the Eastern Cordillera of Colombia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(1), 16-27. <https://doi.org/10.1002/2015GC006048>
- Cortés, M.; Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Du, X.B. (2011). Two types of changes in apparent resistivity in earthquake prediction. *Science China Earth Sciences*, 54(1), 145-156. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4031-y>
- Dzierma, Y.; Rabbal, W.; Thorwart, M.; Koulakov, I.; Wehrmann, H.; Hoernle, K.; Comte, D. (2012). Seismic velocity structure of the slab and continental plate in the region of the 1960 Valdivia (Chile) slip maximum—Insights into fluid release and plate coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 164-176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.006>

- Fan, Y.Y.; Du, X.B.; Zlotnicki, J.; Tan, D.C.; Liu, J.; An, Z.H.; Chen, J.Y.; Zheng, G.L.; Xie, T. (2010). The electromagnetic phenomena before the Ms8.0 Wenchuan earthquake. *Acta Geophysica Sinica*, 53(12), 2887-2898. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0001-5733.2010.12.012>
- Fan, Y.; Du, X.; An, Z.; Liu, J.; Tan, D.; Chen, J. (2015). Earthquake-related electric field changes observed in the ionosphere and ground. *Acta Geophysica*, 63(3), 679-697. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2015-0015>
- Freund, F. (2010). Toward a unified solid state theory for pre-earthquake signals. *Acta Geophysica*, 58(5), 719-766. <https://doi.org/10.2478/s11600-009-0066-x>
- Frohlich, C.; Kadinsky-Cade, K.; Davis, S.D. (1995). A reexamination of the Bucaramanga, Colombia, earthquake nest. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6), 1622- 1634. <https://doi.org/10.1785/BSSA0850061622>
- Gómez, J.S. (2020). Estimación de la variación temporal de resistividades aparentes asociada a la ocurrencia de actividad sísmica en la sabana de Bogotá a partir de registros MT de la estación USME de la RSUNAL. Tesis, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Guo, C.; Zhang, Y. (2016). Multicomponent diffusion in silicate melts: SiO₂-TiO₂-Al₂O₃-MgO-CaO-Na₂O-K₂O System. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 195, 126-141. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.003>
- Helman, D.S. (2020). Seismic electric signals (SES) and earthquakes: A review of an updated VAN method and competing hypotheses for SES generation and earthquake triggering. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 302, 106484. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106484>
- Honkura, Y.; Işıkara, A.M.; Oshiman, N.; Ito, A.; Üçer, B.; Bariş, Ş.; Tunçer, M.K.; Matsushima, M.; Pektaş, R.; Çelik, C.; Tank, S.B.; Takahashi, F.; Nakanishi, M.; Yoshimura, R.; Ikeda, Y.; Komut, T. (2000). Preliminary results of multidisciplinary observations before, during and after the Kocaeli (Izmit) earthquake in the western part of the North Anatolian Fault Zone. *Earth, Planets and Space*, 52(4), 293-298. <https://doi.org/10.1186/BF03351638>
- Honkura, Y.; Satoh, H.; Ujihara, N. (2004). Seismic dynamo effects associated with the M7. 1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture and the M6. 4 earthquake of 26 July 2003 in northern Miyagi Prefecture, NE Japan. *Earth, Planets and Space*, 56(2), 109-114. <https://doi.org/10.1186/BF03353395>
- Huang, Q.H.; Lin, Y.F. (2010). Numerical simulation of selectivity of seismic electric signal and its possible influences. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(3), 535-543. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.007>
- Huang, Q.; Han, P.; Hattori, K.; Ren, H. (2020). Electromagnetic Signals Associated With Earthquakes: A Review of Observations, Data Processing, and Mechanisms in China. In: N. Grobbe, A. Revil, Z. Zhu, E. Slob (eds.). *Seismoelectric Exploration: Theory, Experiments, and Applications* (pp. 415-436). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/9781119127383.ch26>
- Hyndman, R.D.; Vanyan, L.L.; Marquis, G.; Law, L.K. (1993). The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water or graphite? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 81(1-4), 325-345. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90139-Z](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90139-Z)
- Karakelian, D.; Klemperer, S.L.; Fraser-Smith, A.C.; Thompson, G.A. (2002). Ultra-low frequency electromagnetic measurements associated with the 1998 M_w 5.1 San Juan Bautista, California earthquake and implications for mechanisms of electromagnetic earthquake precursors. *Tectonophysics*, 359(1-2), 65-79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00439-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00439-0)
- Karato, S. (2013). *Physics and Chemistry of the Deep Earth*. John Wiley and Sons.
- Kumar, P.V.; Rawat, V.S.; Patro, P.K.; Gupta, A.K.; Babu, N. (2021). Assessment and recognition of pre-and co-seismic electromagnetic signatures from magnetotelluric data: a case study from Koyna-Warna seismoactive region, India. *Acta Geophysica*, 69(1), 1-15. <https://doi.org/10.1007/s11600-020-00510-4>

- Lagardère, C.; Vargas, C.A. (2021). Earthquake distribution and lithospheric rheology beneath the Northwestern Andes, Colombia. *Geodesy and Geodynamics*, 12(1), 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.12.002>
- Lu, J.; Xue, S.; Qian, F.; Zhao, Y.; Guan, H.; Mao, X.; Ruan, A.; Yu, S.; Xiao, W. (2004). Unexpected changes in resistivity monitoring for earthquakes of the Longmen Shan in Sichuan, China, with a fixed Schlumberger sounding array. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145(1-4), 87-97. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.02.009>
- Matzka, J.; Stolle, C.; Yamazaki, Y.; Bronkalla, O.; Morschhauser, A. (2021). The geomagnetic K_p index and derived indices of geomagnetic activity. *Space Weather*, 19(5), e2020SW002641. <https://doi.org/10.1029/2020SW002641>
- Nagao, T.; Orihara, Y.; Yamaguchi, T.; Takahashi, I.; Hattori, K.; Noda, Y.; Sayamagi, K.; Uyeda, S. (2000). Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan. *Geophysical Research Letters*, 27(10), 1535-1538. <https://doi.org/10.1029/1999GL005440>
- Nagao, T.; Enomoto, Y.; Fujinawa, Y.; Hata, M.; Hayakawa, M.; Huang, Q.; Izutsu, J.; Kushida, Y.; Maeda, K.; Oike, K.; Uyeda, S.; Yoshino, T. (2002). Electromagnetic anomalies associated with 1995 Kobe earthquake. *Journal of Geodynamics*, 33(4-5), 401-411. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00004-2](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00004-2)
- Negarestani, A.; Setayeshi, S.; Ghannadi-Maragheh, M.; Akashe, B. (2002). Layered neural networks based analysis of radon concentration and environmental parameters in earthquake prediction. *Journal of Environmental Radioactivity*, 62(3), 225-233. [https://doi.org/10.1016/S0265-931X\(01\)00165-5](https://doi.org/10.1016/S0265-931X(01)00165-5)
- NOAA (2021). *National Oceanic and Atmospheric Administration*. <https://www.swpc.noaa.gov/products/planetary-k-index>
- Pérez-Forero, D.; Koulakov, I.; Vargas, C.A.; Gerya, T.; Arifi, N.A. (2023). Lithospheric delamination as the driving mechanism of intermediate-depth seismicity in the Bucaramanga Nest, Colombia. *Scientific Reports*, 13, 23084. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-50159-4>
- Pommier, A.; Evans, R.L.; Key, K.; Tyburczy, J.A.; Mackwell, S.; Elsenbeck, J. (2013). Prediction of silicate melt viscosity from electrical conductivity: A model and its geophysical implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6), 1685-1692. <https://doi.org/10.1002/ggge.20103>
- Qin-zhong, M.; Zhi-sheng, F.; Zhi-ping, S.; Wei-guo, Z. (2004). Study on the variation characteristics of the geoelectric field preceding earthquakes. *Acta Seismologica Sinica*, 17(3), 334-343. <https://doi.org/10.1007/s11589-004-0055-8>
- Ren, H.; Wen, J.; Huang, Q.; Chen, X. (2015). Electrokinetic effect combined with surface-charge assumption: a possible generation mechanism of coseismic EM signals. *Geophysical Journal International*, 200(2), 837-850. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu435>
- Ren, F.; Zhang, F.; Xu, C.; Wang, G. (2016). Seismic evaluation of reinforced-soil segmental retaining walls. *Geotextiles and Geomembranes*, 44(4), 604-614. <https://doi.org/10.1016/j.geotexmem.2016.04.002>
- Renzoni, G. (1981). Geología del cuadrángulo J-12 Tunja. *Boletín Geológico*, 24(2), 31-54. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol24.2.1981.66>
- Ritter, O.; Hoffmann-Rothe, A.; Bedrosian, P.A.; Weckmann, U.; Haak, V. (2005). Electrical conductivity images of active and fossil fault zones. *Geological Society, London, Special Publications*, 245, 165-186. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.08>
- Rodríguez-Pérez, Q.; Zúñiga, F.R.; Márquez-Ramírez, V.H.; Corbo-Camargo, F. (2020). Seismoelectromagnetic effects associated with the 2017 February 15 Veracruz earthquake ($M_w = 4.8$). *Geophysical Journal International*, 222(2), 1405-1422. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa247>
- Schwarz, G. (1990). Electrical conductivity of the Earth's crust and upper mantle. *Surveys in Geophysics*, 11(2), 133-161. <https://doi.org/10.1007/BF01901658>
- SGC. (2001). Geología y memorias de la plancha 266. Servicio Geológico Colombiano.

- Simpson, F.; Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Solano-Fino, J.M. (2017). Correlación entre señales EM y eventos sísmológicos de la Sabana de Bogotá y alrededores para establecer la existencia de precursores sísmicos. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Solano-Fino, J.M.; Caneva, A.; Vargas, C.A.; Ochoa, L.H. (2021). Electrical and magnetic data time series' observations as an approach to identify the seismic activity of non-anthropogenic origin. *Earth Sciences Research Journal*, 25(3), 297-307. <https://doi.org/10.15446/esrj.v25n3.95782>
- Sun, W.; Dai, L.; Li, H.; Hu, H.; Jiang, J.; Wang, M. (2020). Electrical conductivity of clinopyroxene-NaCl-H₂O system at high temperatures and pressures: Implications for high- conductivity anomalies in the deep crust and subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(4). <https://doi.org/10.1029/2019JB019093>
- Syracuse, E.M.; Maceira, M.; Prieto, G.A.; Zhang, H.; Ammon, C.J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 139-149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.050>
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Tikhonov, A.N. (1950). Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. *Doklady Akademii Nauk, SSSR* 73(2), 295-29.
- Vargas, C.A. (2020). Subduction geometries in northwestern South America. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 397-422). Vol. 4, Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.11>
- Vargas, C.A.; Alfaro, C.; Briceño, L.A.; Alvarado, I.; Quintero, W. (2009). Mapa Geotérmico de Colombia, 2009. *X Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Cartagena, Colombia.
- Vargas, C.A.; Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025-2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>
- Vargas, C.A.; Caneva, A.; Solano, J.M.; Gulisano, A.M.; Villalobos, J. (2023). Evidencing Fluid Migration of the Crust during the Seismic Swarm by Using 1D Magnetotelluric Monitoring. *Applied Sciences*, 13(4), 2683. <https://doi.org/10.3390/AP13042683>
- Vargas, C.A.; Gomez, J.S.; Gomez, J.J.; Solano, J.M.; Caneva, A. (2023). Space-Time Variations of the Apparent Resistivity Associated with Seismic Activity by Using 1D-Magnetotelluric (MT) Data in the Central Part of Colombia (South America). *Applied Sciences*, 13(3), 1737. <https://doi.org/10.3390/app13031737>
- Verma, U.P.; Mishra, A.K.; Sinha, M.N. (2021). Do piezoelectric and piezomagnetic sensors like, BaTiO₂, CoMnF₂, CoF₂ facilitate propagation of electromagnetic signals induced due to stress within subsurface of crust and hence display pre-seismic signature? *Materials Today: Proceedings*, 39(Part 4), 1695-1700. <https://doi.org/10.1016/j.matpr.2020.06.154>
- Wannamaker, P.E.; Caldwell, T.G.; Jiracek, G.R.; Maris, V.; Hill, G.J.; Ogawa, Y.; Bibby, H.M.; Bennie, S.L.; Heise, W. (2009). Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. *Nature*, 460(7256), 733-736. <https://doi.org/10.1038/nature08204>
- Zarifi, Z.; Havskov, J.; Hanyga, A. (2007). An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics*, 443(1-2), 93-105. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2007.06.004>

Zhang, X.; Shen, X.; Miao, Y. (2012). Electromagnetic Anomalies around Wenchuan Earthquake and Their Relationship with Earthquake Preparation. *Procedia Environmental Sciences*, 12(Part A), 693-701. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2012.01.336>

Zhang, J.; Wu, X.; Yang, X.; Du, W.; Yue, M. (2017). Observational evidence of anisotropic changes of apparent resistivity before strong earthquakes. *Geophysical Journal International*, 210(3), 1323-1331. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx235>

Fecha de recibido: 08 de enero de 2022

Fecha de aceptado: 18 de marzo de 2024
