

# EVENTOS SÍSMICOS RECIENTES EN URUGUAY (2016 - 2017)

Sánchez Bettucci, L.<sup>1</sup>, Rodríguez, M.<sup>1</sup>, Castro, H.<sup>1</sup>, Curbelo, A.<sup>1</sup>, Latorres, E.<sup>1</sup> y Lefebvre, R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>OGU, Facultad de Ciencias-Universidad de la República, [ogu.fcien.edu.uy](http://ogu.fcien.edu.uy)

<sup>2</sup>Dirección Nacional de Minería y Geología-Ministerio de Industria, Energía y Minería

## Abstract

In March 2013, the Geophysical Observatory of Uruguay (OGU) initiated the installation of the seismological instrumentation network in the national territory. Currently this network (UY network) consists of nine accelerometric stations (MVDC, ROST, OGAUY, SDYD, TBOT, VSTT, ARAP, PDDT and ANCO) and three seismological stations (PSAL, TBOT, MVDN) distributed throughout the country. Uruguay has a low to moderate seismicity that is being studied since 2013. In the period between March 2016 and September 2017, several seismic events were recorded by the UY network, of which three stand out as they were perceived and generated restlessness in the population. These events took place on 03/23/2016, 11/24/2016 and 04/09/2017.

**Key words:** intra-continental cortical earthquakes, event, Las Piedras, Cerro, Carmelo, Uruguay.

## Resumen

En marzo del año 2013, el Observatorio Geofísico del Uruguay (OGU) inició la instalación de la red de instrumentación sismológica en territorio nacional. Actualmente esta red (red UY) está constituida por nueve estaciones acelerométricas (MVDC, ROST, OGAUY, SDYD, TBOT, VSTT, ARAP, PDDT y ANCO) y tres sismológicas (PSAL, TBOT, MVDN) distribuidas por todo el país. Uruguay presenta una sismicidad baja a moderada que está siendo estudiada desde el año 2013. En el período comprendido entre marzo del 2016 y septiembre del 2017 fueron registrados por la red UY varios eventos sísmicos, de los cuales tres se destacan ya que fueron percibidos y generaron inquietud en la población. Estos eventos tuvieron lugar los días 23/03/2016, 24/11/2016 y 04/09/2017.

**Palabras clave:** sismos corticales intracontinentales, evento, Las Piedras, Cerro, Carmelo, Uruguay.

## Introducción

El monitoreo sísmico es un procedimiento básico e indispensable para la generación de la línea de base de la sismicidad natural de un país. El mismo se realiza mediante el uso de sismómetros y acelerómetros que registran de manera continua las vibraciones del suelo. Asimismo, es fundamental para realizar evaluaciones del riesgo sísmico inducido asociado a diversas actividades industriales como lo es la minería, cuyas actividades de explotación deben ser controladas ya que pueden acarrear diversos efectos sobre las poblaciones y

viviendas cercanas. Por otro lado, también es importante el control sobre los grandes depósitos de agua generados por las represas hidroeléctricas ya que pueden producir desplazamientos por compensación isostática. Esto puede producir por ejemplo la reactivación de fallas antiguas generando sismicidad inducida. Ejemplos de este último tipo de fenómeno se reconocen en todo el mundo, inclusive en regiones con características tectónicas similares a las nuestras. En cuanto a la actividad sísmica natural de nuestra región, los registros históricos e instrumentales muestran intensidades bajas a moderadas (ver Tabla 1).

Tabla 1. Registros históricos (1848 a 1990) e instrumentales parciales (2013-2017), modificada de Sánchez Bettucci (2017)

Fecha (d/m/a) hora	Magnitud/Intensidad	Epicentro/Prof. (km)	Fuente
09/08/1848 18:45 <sup>(*)</sup>	MM V-VI	-35.70, -55.68	a, b
15/08/1848 8:22 <sup>(*)</sup>	Réplica		
17/08/1848 23:45 <sup>(*)</sup>	Réplica		
18/08/1848 00:20 <sup>(*)</sup>	Réplica		
19/08/1848 23:50 <sup>(*)</sup>	Réplica		
20/08/1848 00:15 <sup>(*)</sup>	Réplica		
11/09/1848 08:13 <sup>(*)</sup>	Réplica		
14/01/1884 07:30 <sup>(**)</sup>	s/d	s/d	c
05/06/1888 00:30 <sup>(*)</sup>	> 5.0	-34.57, -58.12	a, d, e, f
05/06/1888 3:12 <sup>(*)</sup>	Réplica		
05/06/1888 5:10 <sup>(*)</sup>	Réplica		
21/01/1948 16:47 <sup>(**)</sup>	5.5 mI	-30.50, -58.00	g
26/06/1988 03:24 <sup>(**)</sup>	3.9 m <sub>R</sub>	-36.27, -52.73 / 15,9	a, h
	5.1 mb		
	5.2 mb		
11/01/1990 01:30 <sup>(**)</sup>	mI 2.8, MM III	-32.68, -55.68, Cercano a La Paloma y Embalse Rincón del Bonete	a, g
23/04/2013 21:02 <sup>(**)</sup>	s/d	24km de Aiguá (Maldonado)	h
07/05/2013 05:32 <sup>(**)</sup>	s/d	120km de Aiguá (Maldonado)	h
30/02/2013 19:41 <sup>(**)</sup>	s/d	52km de Aiguá (Maldonado)	h
16/06/2013 16:29 <sup>(**)</sup>	s/d	80km de Aiguá (Maldonado)	h
20/06/2013 12:51 <sup>(**)</sup>	s/d	240km de Aiguá (Maldonado)	h
04/07/2013 15:46 <sup>(**)</sup>	s/d	40km de Aiguá (Maldonado)	h
10/07/2013 14:36 <sup>(**)</sup>	s/d	72km de Aiguá (Maldonado)	h
21/08/2013 08:02 <sup>(**)</sup>	s/d	40km de Aiguá (Maldonado)	h
26/08/2013 18:22 <sup>(**)</sup>	s/d	48km de Aiguá (Maldonado)	h
01/09/2013 12:52 <sup>(**)</sup>	s/d	72km de Aiguá (Maldonado)	h
09/09/2013 11:55 <sup>(**)</sup>	s/d	72km de Aiguá (Maldonado)	h
29/11/2013 19:38 <sup>(**)</sup>	s/d	88km de Aiguá (Maldonado)	h
29/01/2014 19:38 <sup>(**)</sup>	s/d	120km de Aiguá (Maldonado)	h
02/02/2014 23:30 <sup>(**)</sup>	s/d	s/d	h
07/02/2014 20:45 <sup>(**)</sup>	s/d	s/d	h
10/02/2014 11:03 <sup>(**)</sup>	s/d	s/d	h
11/02/2014 07:26 <sup>(**)</sup>		200km de Aiguá (Maldonado)	h
19/02/2014 11:18 <sup>(**)</sup>		s/d	h
17/04/2014 16:34 <sup>(**)</sup>	2.3mLv	-32.81, -54.88, 11km al NW de Tupambaé	g
11/09/2014 16:10 <sup>(**)</sup>	2.4 m <sub>R</sub>	25km al NE de Vichadero (Rivera)	g
23/03/2016 23:26 <sup>(**)</sup>	Mercalli modificada IV- V (VI)	-34.90, -56.27, Punta Sayago (Mdeo)	h
24/11/2016 23:29 <sup>(**)</sup>	Mercalli modificada III-IV	-34.64, -56.20 / 14, 7km al NNE de Las Pied	h
	Magnitud 3.0m <sub>R</sub>	14km de profundidad	
04/09/2017 23:05 <sup>(**)</sup>	Magnitud 2.5 m <sub>c</sub>	-34.040, -58.210, 8 km al SE de Carmelo	h

a) Benavidez (1998), b) Diario *Comercio del Plata*, c) Nature (1884), d) *El Telégrafo Marítimo N°123*, e) *La Nación* N° 3,08, f) *El Siglo*, g) Red Sismográfica Brasileña, h) Assumpção (1998), h) OGU.

El evento histórico de mayor importancia en nuestro territorio fue aquel ocurrido en junio de 1888 que además involucró un *seiche* (tsunami) en las aguas del Río de La Plata. En esa época la población total del país era escasa (ca. 250000 habitantes), se reportaron daños materiales de cierta envergadura y se generó alarma pública. La repetición de un sismo similar podría producir daños muy superiores sobre la población civil y de consideración en las construcciones, si se piensa en el aumento de la población y el enorme y variado cuadro de infraestructura actual. Otros sismos de relevancia en la región del Río de la Plata ocurrieron en 1971 (Jaschek, 1972) y en 1988 (Assumpção, 1998). Éste último, fue registrado por varias estaciones de la región y se localizó en el borde de la plataforma continental, a 250 km al Sureste de Punta del Este. En la Figura 1 se muestra un mapa geológico con los principales epicentros de la región del Río de la Plata y Uruguay.

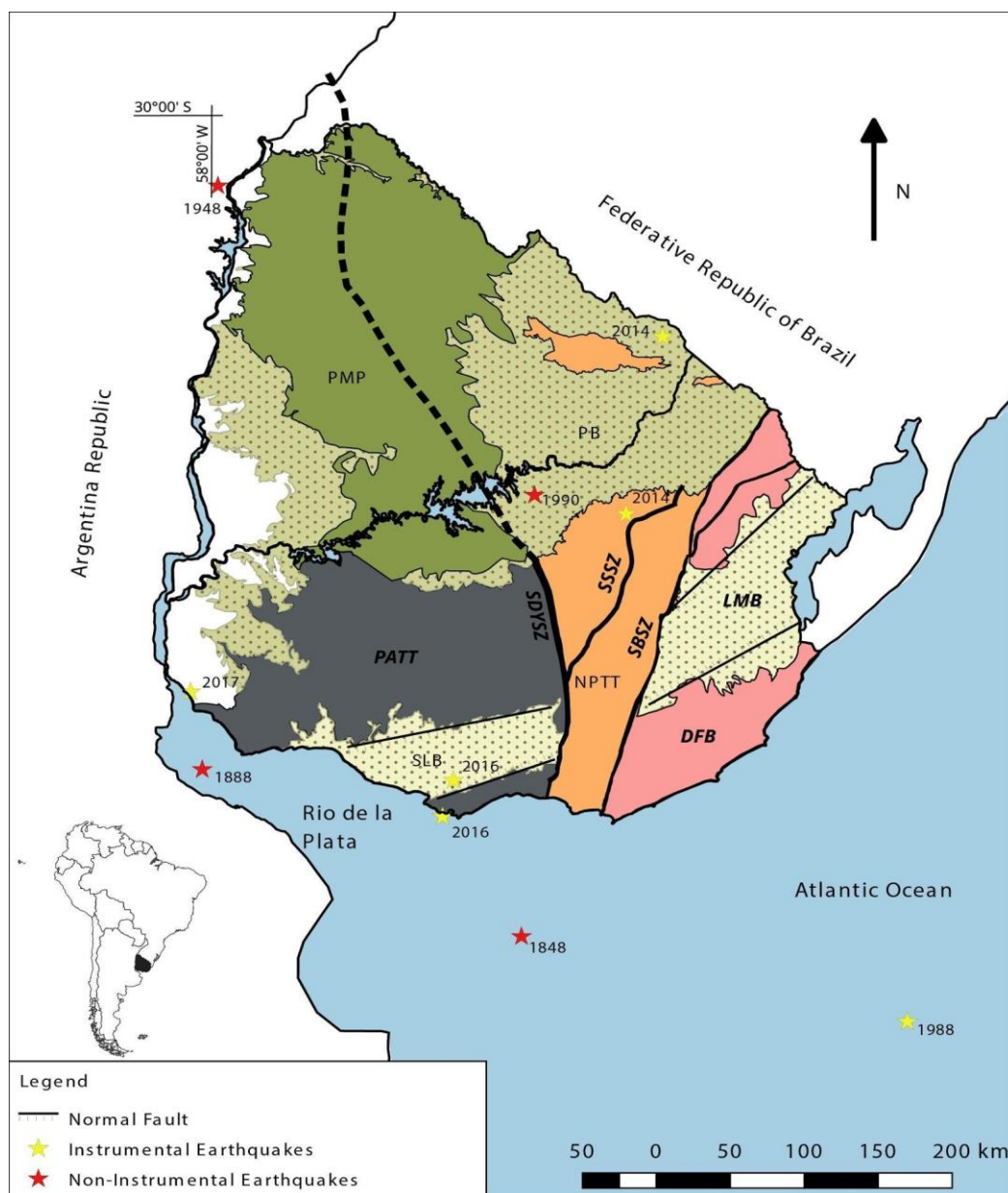


Figura 1. Distribución de los principales epicentros de sismos registrados instrumentales y no instrumentales de la región del Río de la Plata y Uruguay.

Es de destacar que sismos corticales intracontinentales (alejados de los márgenes de las placas), si bien son poco frecuentes, pueden ser de grandes magnitudes y causar enormes daños como los ocurridos en 1812 y 1813 en Nueva Madrid (EEUU), Gujarat (India) en el 2001, Botswana en 2017, con magnitudes de momento de 8.3, 7.7 y 6.5, respectivamente.

Como lo sugieren los estudios recientes de Assumpção et al. (2013) es de gran importancia para el conocimiento científico determinar la estructura litosférica en la región. La sismología mediante métodos tales como el análisis de función receptor (para la estimación del espesor de corteza) y tomografías sísmicas (para reconstruir una imagen de la estructura interna de la Tierra a partir de la lectura de los tiempos de trayecto de ondas sísmicas) aporta información relevante. Estudios de función receptor, tomografía de ondas superficiales y ruido sísmico se han realizado para obtener un modelo de estructura cortical (Snokes y James 1997; Feng et al., 2004, 2007; Gerstoft et al., 2006; Bensen et al., 2007; Assumpção et al., 2013; Rosa et al., 2016; entre otros).

Recientemente, Rodríguez et al. (2017) realizaron el primer estudio preliminar de función receptor para la estación OGAUY (Figura 2), localizada en las cercanías de la localidad de Aiguá (Maldonado), obteniendo un valor de profundidad del Moho de 39 km.

El objetivo de este trabajo es mostrar la evolución de la red sismológica uruguaya y describir los tres últimos eventos sísmicos percibidos por la población en el país.

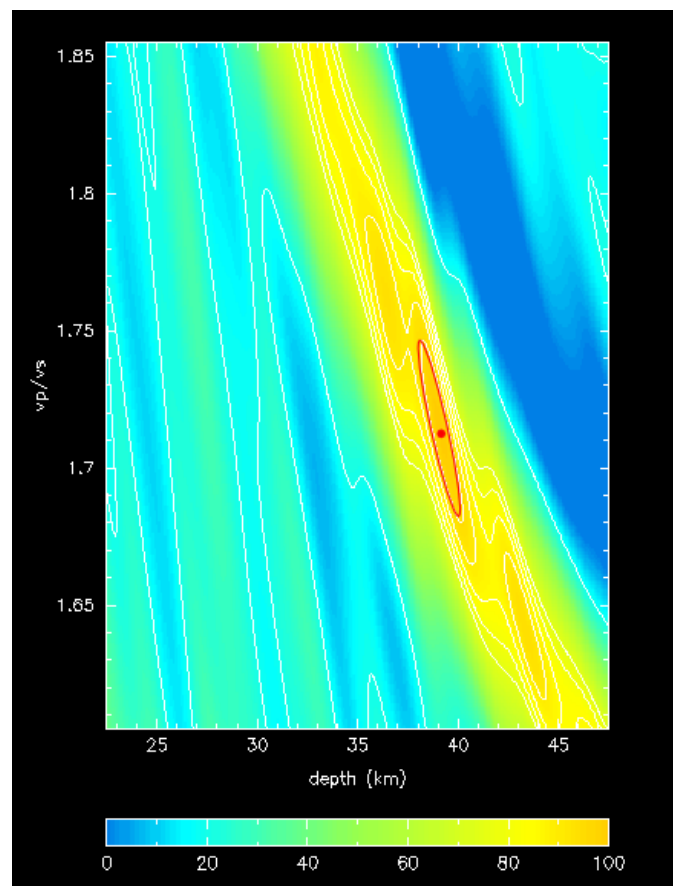


Figura 2. Gráfico de profundidad del Moho en función de K ( $V_p/V_s$ ) en HK-stack. Tomado de Rodríguez et al., 2017.

## Marco Teórico

Debido a la acumulación de esfuerzos/tensiones en el interior de la Tierra, existe un punto en el cual las mismas exceden el límite de resistencia elástica de las rocas afectadas. Una vez ocurrido esto, esa energía acumulada se libera a través del desarrollo de fracturas (fallamientos), calor y ondas sísmicas, las cuales se propagan por el interior de la Tierra (Figura 3).

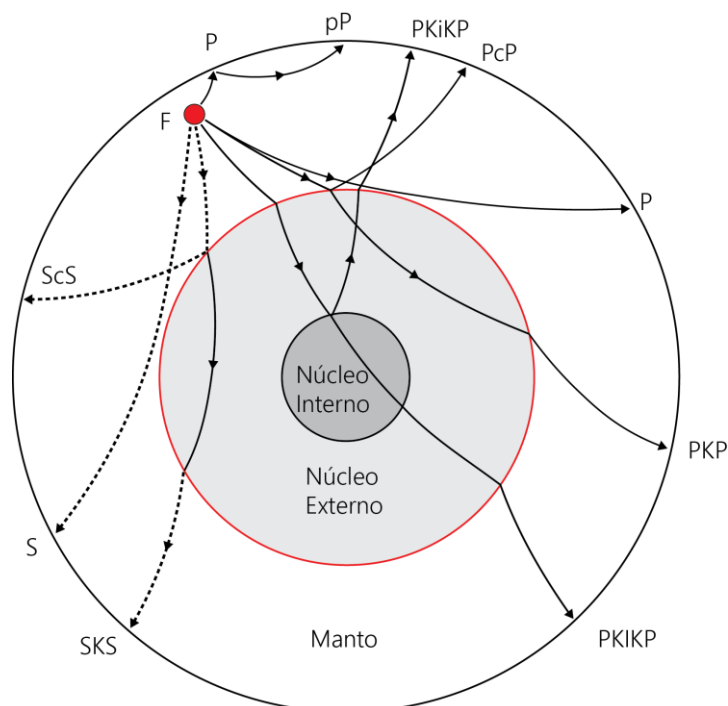


Figura 3. Esquema de propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra. F: foco o hipocentro; rayo que atravesó el manto P (línea sólida) o S (línea punteada); c indica reflexión en la frontera manto-núcleo; K indica transmisión a través del núcleo externo; i indica reflexión en la frontera núcleo externo-núcleo interno e I indica transmisión a través del núcleo interno.

Las ondas sísmicas son ondas elásticas que son “emitidas” desde las fuentes sísmicas (también llamadas foco o hipocentro), tales como los eventos naturales (terremotos), explosiones originadas por actividad humana, entre otros. Su análisis, nos permite generar conocimiento acerca de la estructura y las propiedades físicas de nuestro planeta (Bormann et al., 2012a y b). Existen dos grandes tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo y las superficiales. Las ondas de cuerpo (Figura 4) son aquellas que viajan por el interior de la Tierra y se clasifican en ondas P (ondas primarias u ondas compresivas) y S (ondas secundarias u ondas de cizalla). Las ondas P son las primeras en llegar a la estación sismológica debido a su mayor velocidad de propagación, que para un modelo cortical estándar corresponde aproximadamente a 6 km/s. Estas ondas provocan un movimiento de las partículas del medio que atraviesan hacia adelante y atrás en la dirección de propagación de la onda (polarización longitudinal) generando compresión-dilatación. Las ondas S, con una velocidad de propagación estándar de 3 km/s, arriban a la estación posteriormente a las ondas P. El movimiento de partícula que generan es perpendicular a su dirección de propagación (transversal) por lo tanto, pueden oscilar hacia arriba y abajo sobre un plano vertical (ondas

SV), sobre un plano horizontal (ondas SH) o sobre un plano a cualquier ángulo entre la vertical y la horizontal. Esto depende del mecanismo de la fuente, historia de propagación de la onda y ángulo de incidencia en la estación (Bormann et al., 2012a y b). Tanto las ondas P como las ondas S poseen una polarización lineal cuando se propagan en un medio isótropo y homogéneo, sin embargo, las ondas S se dividen en una componente rápida y otra lenta ante la presencia de anisotropía (Bormann et al., 2012a y b).

Dado que la superficie de la Tierra “se comporta” como una superficie libre se forma otros tipos de ondas conocidas como ondas superficiales. Estas poseen una menor velocidad de propagación que las ondas de cuerpo. Existen dos tipos de ondas superficiales llamadas Love y Rayleigh, en honor a los científicos que las descubrieron. Las ondas Rayleigh son una combinación de ondas P y ondas SV que pueden existir en la parte superior de un semiespacio homogéneo (Stein & Wysession, 2009). Estas ondas están polarizadas en el plano de propagación SV y debido al desfase entre las P y SV, el movimiento de partícula en la superficie es elíptico y retrógrado (Bormann et al., 2012a y b) (Figura 5). Por otro lado, las ondas Love se comportan como ondas de cizalla SH, las cuales provocan un movimiento de partícula horizontal y perpendicular a la dirección de propagación (Figura 5). Estas ondas se generan mediante la interferencia constructiva de repetidas reflexiones de ondas SH telesísmicas en la superficie libre. Los eventos sísmicos pueden clasificarse en función de la distancia de su epicentro a la estación más cercana de la red en: a) locales, hasta 200 km; b) regionales, a una distancia de 200 - 2000 km; y c) telesísmicos, a una distancia de más de 2000 km (ver Figura 6).

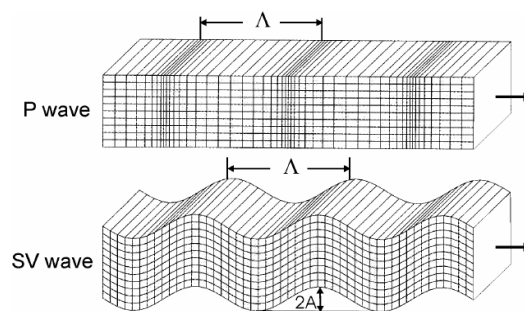


Figura 4: Representación de ondas de cuerpo (P - arriba, SV - abajo) viajando en un medio homogéneo e isótropo. Tomado de Bormann et. al 2012a.

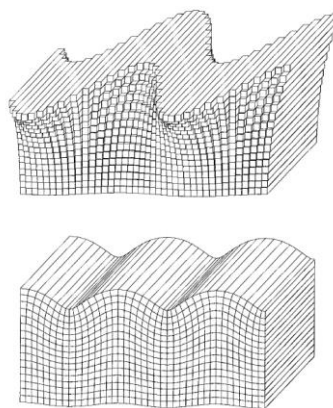


Figura 5: Representación de ondas superficiales (Onda Love - arriba, Onda Rayleigh - abajo). Bormann et. al 2012b.

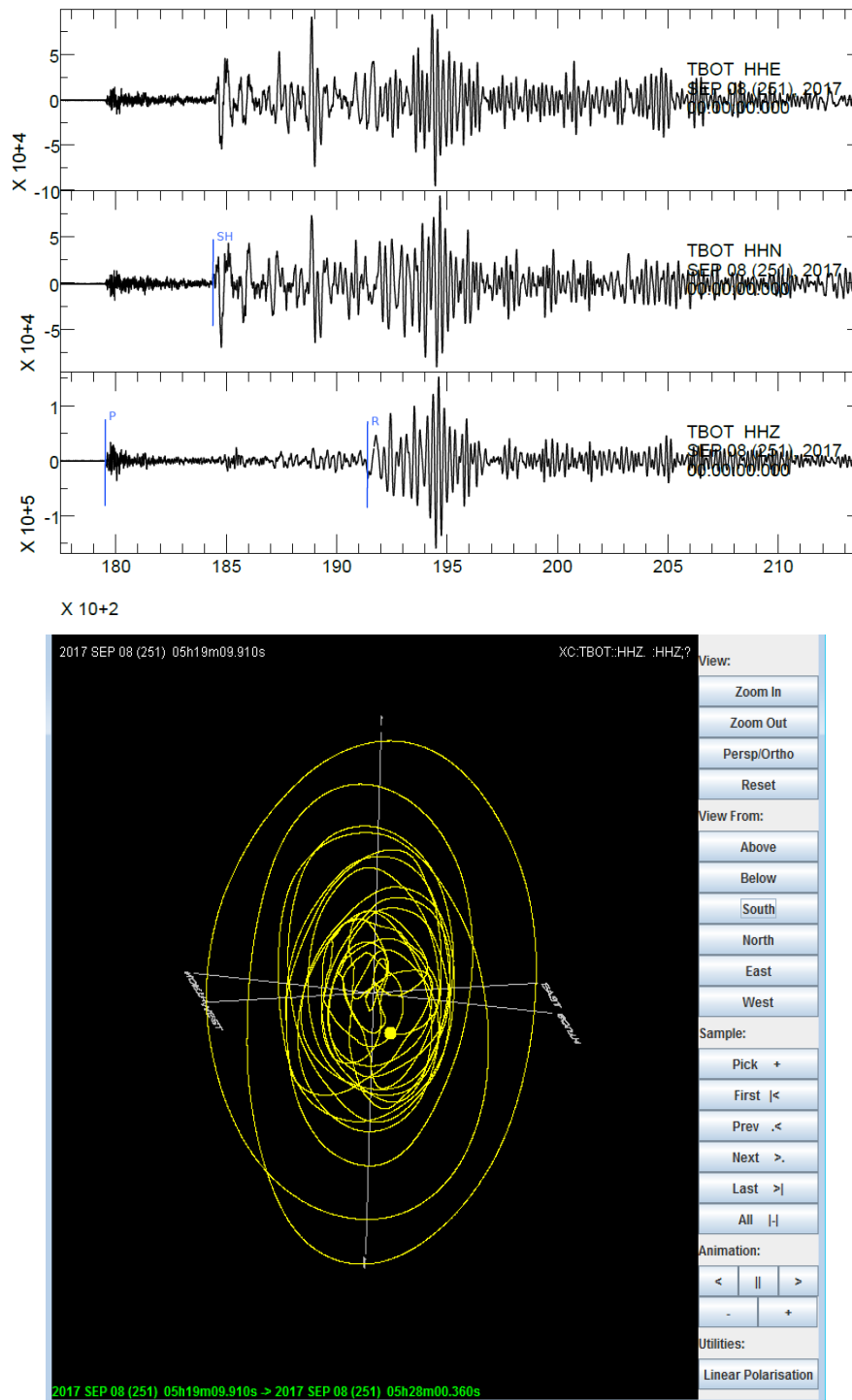


Figura 6. Imagen superior, registro del telesismo con epicentro en Oaxaca, México de magnitud 8.1 registrado el 8 de septiembre de 2017 a las 04:49:20, en la estación TBOT. Se observan los arribos de las fases P y S y, en la imagen inferior se puede ver el tren de ondas superficiales.

El registro de la aceleración y velocidad del suelo y, por lo tanto, el registro de la llegada de las ondas sísmicas se expresa en lo que se conoce como acelerograma y sismograma respectivamente. Las diferencias en la velocidad de propagación de las ondas y las diferentes perturbaciones que generan sobre el medio, en el cual se propagan, provocan un patrón característico en estos registros que permite su discriminación respecto a otros tipos de eventos generadores de vibraciones en el terreno (explosiones, tránsito vehicular, tránsito

peatonal, entre otros). Para la sismicidad natural, la perturbación en el registro sísmico comienza con un pulso inicial, por lo general mejor expresado en la componente vertical (Z), correspondiente al arribo de las ondas P, para culminar con un incremento en amplitud asociado a la llegada de las ondas S y posteriormente al tren de las ondas superficiales (Figura 6).

Como fue mencionado anteriormente, los sismos corticales intracontinentales (también llamados de intraplaca continental) son por lo general de magnitudes bajas. Un fenómeno que acompaña a la actividad sísmica de baja magnitud (menor a 5), es la percepción de un estruendo (ruido). Estos han sido reportados desde hace siglos y ocurren comúnmente, por ejemplo, en la costa Este de Estados Unidos, Turquía, Gran Bretaña, entre otros. La generación de este ruido se da cuando la onda P tiene un rico contenido en altas frecuencias (20-50 Hz) y un ángulo de incidencia bajo (Davison, 1938). En estas condiciones, ocurre una transmisión de la onda desde el medio terrestre al aéreo generando la percepción de un sonido de baja frecuencia (Hill, 1976a y b; Green et al 2009). Es así que la llegada del sonido al sujeto se da luego del arribo de la onda P y antes de la llegada de la onda S, ya que el movimiento perceptible se da asociado al pasaje de las ondas S y no tanto al pasaje de las P. La persona “escucha” primero y luego “siente” el temblor. Para que se cumplan las condiciones mencionadas, el hipocentro debe ser somero (menor a 20 km) y magnitud menor a 5, lo cual evita la atenuación de las ondas de alta frecuencia antes de llegar a superficie. Davison (1938) realizó un extenso estudio sobre el ruido asociado a sismos en Gran Bretaña y los clasificó en las siguientes categorías: 1) Vagones, carretas, vehículos a motor, aplanadoras o trenes pasando rápidamente cerca del observador. 2) Trueno distante, fuerte golpe o un bramido, pero casi siempre un trueno distante. 3) Viento, rugido creciente. Como si el viento soplando en una chimenea o a través de un corredor. 4) Caída de objetos pesados, el golpe de una puerta, ruido de olas sobre la costa. 5) Explosiones, detonaciones distantes, artillería pesada desde lejos. 6) Sonidos misceláneos, estampidas de animales, cascadas, entre otros. A medida que baja la intensidad del sismo la percepción del sonido como un trueno aumenta, y la percepción de sonido como viento disminuye (Davison 1938). Rupturas corticales de menor tamaño generan un registro rico en altas frecuencias, mientras que fallas de mayor tamaño generan un registro rico en bajas frecuencias. A su vez, como la magnitud es dependiente del área de ruptura, sismos de menor magnitud generan contenidos de alta frecuencia (Shearer, 2009). Estas condiciones son características de sismicidad de intraplaca. Por otra parte, muchas veces se ha reportado la presencia de luces asociadas a movimientos sísmicos (EQL siglas en inglés) tanto antes, como durante y después, y es explicado tentativamente por corrientes eléctricas inducidas por el esfuerzo (Fidani, 2009) y/o emanación de gas radón (Heraud y Lira, 2010), aunque no existe consenso en la génesis del fenómeno.

### **Evolución y situación actual de la red sismológica uruguaya**

El 22 de marzo del año 2013, el Observatorio Geofísico del Uruguay dio inicio a la red sismológica nacional (red UY) con la instalación de un sismómetro cercano a la localidad de Aiguá, Maldonado (Estación OGAUY). El sismómetro instalado (Reftek 151A-60s) fue prestado por la Universidad de São Paulo (USP) y se mantuvo en funcionamiento hasta enero



del año 2015, momento en el cual fue devuelto. Posteriormente, el 22 de enero de 2015 se instaló en Sarandí del Yí (Durazno), un sismómetro de banda ancha Güralp CMG-40T con digitalizador CMG-DM24, muestreando a 100 sps (muestras por segundo) adquirido con fondos del PEDECIBA Geociencias (80%) y 20% restante con fondos personales. A finales del año 2015 la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE - MIEM) adquirió 14 acelerómetros Güralp CMG-5TDE y se iniciaron las campañas de reconocimiento para establecer posibles sitios de instalación de los mismos.

En este proyecto de instalación de sensores sísmicos se trabaja en conjunto con el Ministerio de Defensa Nacional a través del Servicio Geográfico Militar (SGM), Ministerio de Industria Energía y Minería (MIEM) y Universidad de la República (UdelaR). Los sensores son instalados junto a las estaciones permanentes GPS pertenecientes a la Red Geodésica Nacional Activa (REGNA-ROU).

Para enero de 2018, el OGU ya tenía once estaciones instaladas en territorio nacional (Figura 7): OGAUY (Aiguá, Maldonado), ARAP (Termas del Arapey, Salto), TBOT (Ciudad de Tacuarembó, Tacuarembó), PDTT (Paso de los Toros, Tacuarembó), SDYD (Sarandí del Yí, Durazno), ROST (Santa Teresa, Rocha), MVDC (Cerro de Montevideo, Montevideo), MVDN (Carrasco Norte, Montevideo) , VSTT (Villa Sara, Treinta y Tres), ANCO (Anchorena, Colonia) y TCOPM (Paraje Minuano, Colonia).

En particular, en las estaciones ARAP y TBOT se colocó un acelerómetro y un sismómetro con el objeto de estudiar el rendimiento instrumental de los acelerómetros. Los sismómetros son propiedad de la Universidad de São Paulo (pertenecen a la red XC) y se encuentran en préstamo en el marco del proyecto “*Pantanal-Chaco- Paraná Basins (PCPB): Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution*” (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo- FAPESP, Brasil). Recientemente, en febrero de 2018 el sismómetro que se encontraba en la estación ARAP fue trasladado a la estación PSAL (red XC). Por otro lado, en la estación MVDN, se instaló un sismómetro Trillium Compact 120 propiedad de la Universidad de la República, en modo temporal.

Actualmente la red sismológica en Uruguay (red UY, Figura 7) consta de diez estaciones acelerométricas (MVDC, ROST, OGAUY, SDYD, TBOT, VSTT, ARAP, PDTT, ANCO y TCOPM) y dos sismológicas (TBOT, MVDN) distribuidas por todo el territorio nacional con perspectivas de ampliación.

Todos estos equipos de medición consisten en acelerómetros y sismómetros triaxiales, es decir, miden la aceleración o velocidad del suelo en tres direcciones: dos dentro del plano horizontal y uno vertical, normal a dicho plano. Estas direcciones o ejes se orientan respecto al norte geográfico por lo que las componentes horizontales resultan en dirección E-O y N-S. Los datos proporcionados (sismogramas, acelerogramas) se expresan como series de tiempo, donde quedan representadas todas las frecuencias de onda que es capaz de registrar el equipo, y es posible con la aplicación de diferentes tipos de filtros eliminar el ruido que dificulta el análisis de la señal.

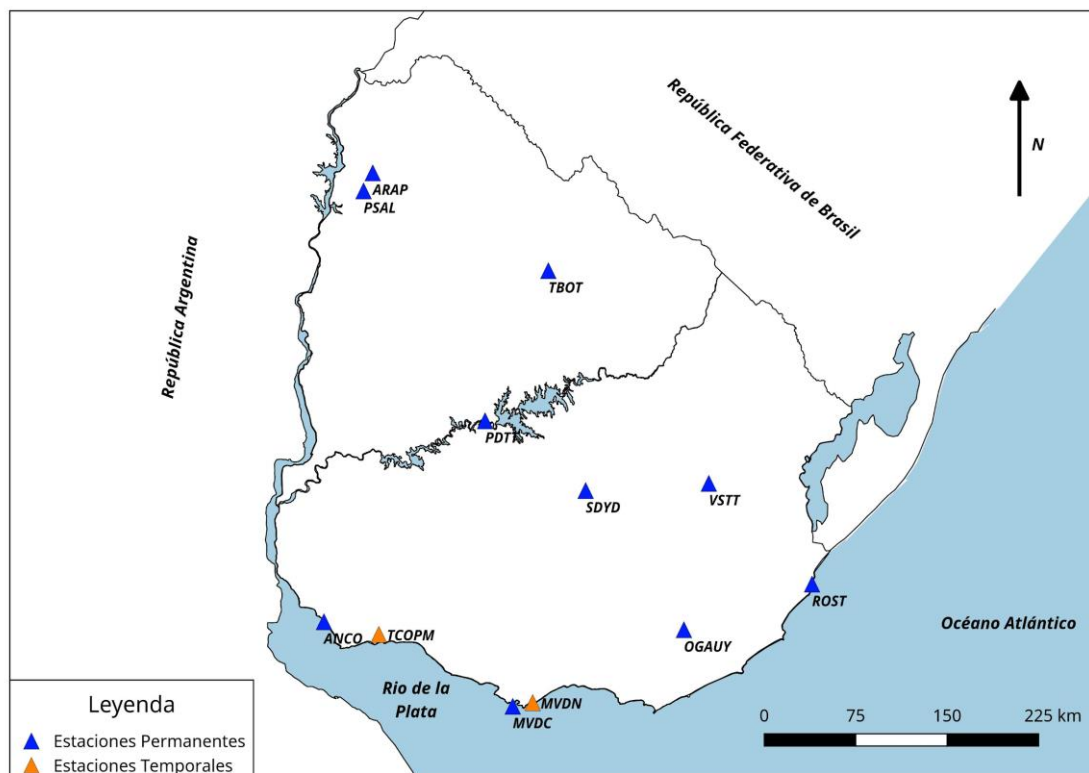


Figura 7. Mapa mostrando la distribución de las estaciones Sismológicas/Acelerométricas en el territorio Uruguayo. Las estaciones PSAL y TBOT poseen sismómetros pertenecientes a la red XC, el resto de las estaciones poseen equipamiento perteneciente a la red UY (incluida la estación TBOT que posee equipos de ambas redes).

### Caracterización de los eventos sísmicos

En el periodo comprendido entre marzo del 2016 y septiembre del 2017 fueron registrados por la red sismológica uruguaya (UY) varios eventos sísmicos de los cuales tres fueron percibidos y generaron inquietud en la población. Estos eventos tuvieron lugar el 23/03/2016, 24/11/2016 y 04/09/2017. El primer evento fue registrado solo con un sismómetro que se encontraba temporalmente instalado en la Facultad de Ciencias y solo se pudo determinar una zona epicentral. Para el evento del 24 de noviembre de 2016, se contó con cuatro estaciones de la red UY que permitieron, junto con estaciones de Brasil y Argentina determinar la localización, profundidad y magnitud (ver Tabla 1). El último evento sísmico percibido por la población ocurrió próximo a la localidad de Carmelo, el día 04 de septiembre del 2017 a las 20:05 hora local y registrado en una estación temporal localizada en Paraje Minuano. Estos datos, junto con los registros sísmicos desde el 2013, sugieren que la actividad sísmica es de baja magnitud.

### Evento UY20160323 - Casabó

En el momento de ocurrencia de este evento, el sismómetro (Güralp-40T) se encontraba momentáneamente en período de prueba en la Facultad de Ciencias para ser luego instalado en la estación OGAUY, donde permaneció hasta final de 2016. Si bien el sismómetro estaba

en funcionamiento, la calidad de los datos no fue la mejor, ya que el equipo se hallaba dentro de la ciudad de Montevideo y el ruido sísmico debido a la actividad urbana era importante. Por lo tanto, se pudo determinar que el evento ocurrió el 23 de marzo de 2016 a las 23:26 hora local con epicentro en Puntas de Sayago, pero no fue posible calcular ni la magnitud del evento ni su profundidad.

La primera denuncia sobre el evento fue realizada por vecinos al cuartel de bomberos, pero al no poder explicar el origen de lo que percibieron, éstos no acudieron. En la Figura 8 se muestra el sismograma del evento.

En el análisis de los reportes de la población se puede resaltar dos características importantes de este evento: una sensación de vibración-temblor y un ruido. Aunque estas dos sensaciones son constantes, se reconocieron diferencias en cuanto a su descripción (duración, intensidad, comparación con otros eventos conocidos).

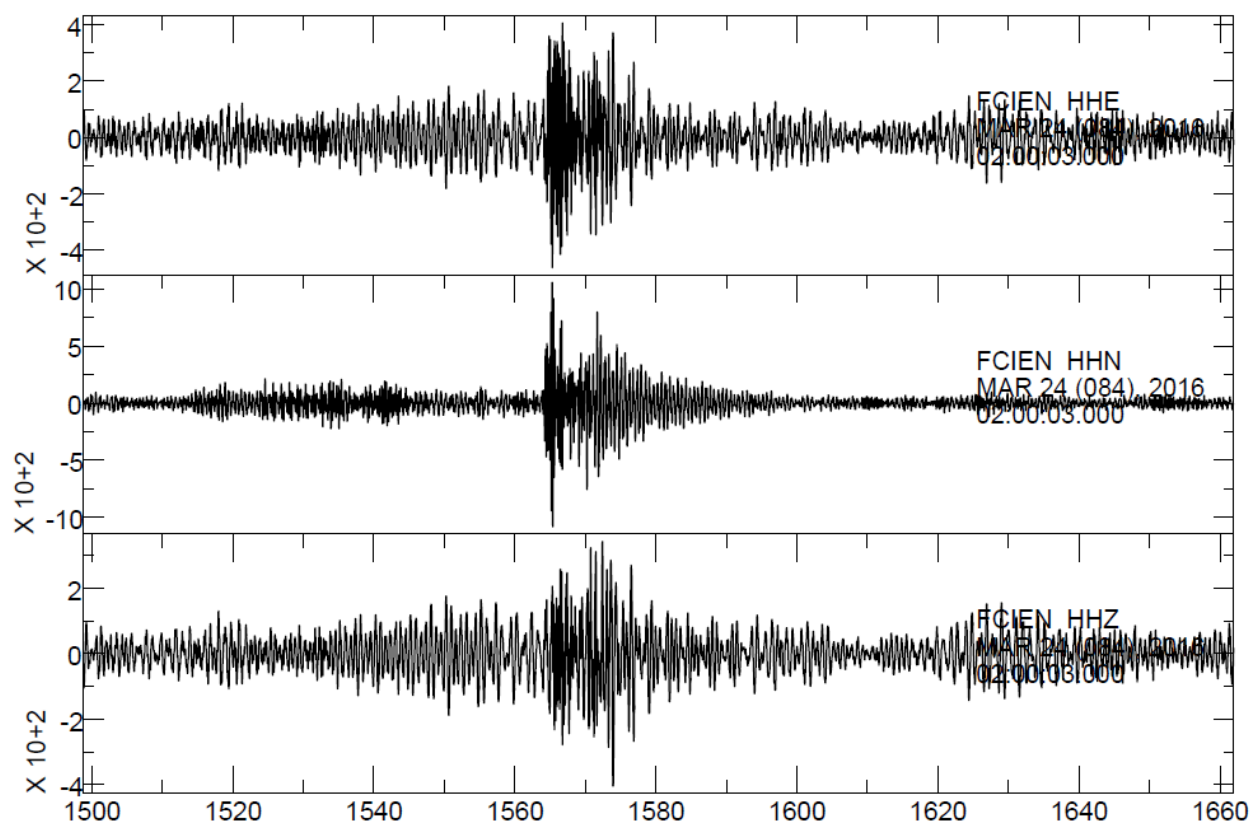


Figura 8. Sismograma del evento registrado a las 23:26 con un filtro pasabandas entre 1-5 Hz.

Por otro lado, los pobladores de la zona están acostumbrados a explosiones por diferentes razones (obras en los alrededores, canteras, actividades militares, entre otras), pero sin embargo, la mayor parte de los entrevistados indicaron que este hecho fue muy diferente a otros que han habido en la zona.

A partir de las entrevistas realizadas (más de 40) se resumen algunas descripciones:

Movimiento que vino “desde abajo” y “un estruendo que venía de abajo”.

“Parecía que una garrafa había explotado cerca de la casa”, “sin ruido de explosión”.

Parecía que alguien corriera o algo hubiera caído en el techo de las viviendas (techos livianos de chapa).

La fuente del ruido “pareció moverse muy rápido”, que “se sintió como una onda”, “que iba aumentando y pasó”.

Se sintió el movimiento como un desplazamiento desde la costa hacia el norte.

Primero se sintió algo parecido a una explosión e inmediatamente después la vibración (“El susto y el ruido fueron tal que pensé que había explotado algo en la refinería de la teja. Primero el ruido de explosión luego la vibración...”).

Se sintió un primer golpe y luego vibración que continuó unos segundos; “Tenía los pies descalzos sobre el piso y sentí la vibración del suelo”.

En algunas casas cayeron cosas de las estanterías (vasos, adornos) u objetos que estaban apoyados en ventanas o paredes (tablas, cuadros). En al menos dos casos hubo rajaduras de planchadas y varios casos de rajaduras de paredes.

Por otro lado, algunos pobladores sostienen que hubo un primer evento a las 23:10 mucho más suave que el de las 23:26 hs. La guardia de seguridad de las obras de la regasificadora localizada en Puntas de Sayago, llamó a la 01:30 am del día 25 diciendo que habían sentido explosiones debajo de ellos y hay reportes de que hubo un tercer evento aún mucho más suave a las tres de la mañana.

Las entrevistas realizadas sugieren que hay grandes variaciones en el comportamiento del sustrato ya que en algunos sitios no se sintieron vibraciones significativas, mientras que a pocos metros las vibraciones fueron muy fuertes hasta llegar a producir algunas roturas en la mampostería. En general las zonas con mayor cantidad de sedimentos o rellenos fueron más susceptibles al movimiento debido a la amplificación. Por ejemplo, el evento que ocurrió a la 01:30 am causó alarma en el establecimiento de la regasificadora, pero se sintió muy leve en la zona de Casabó, y casi no se sintió en el resto del área. Se destaca que muchas de las construcciones de la zona tienen diferentes niveles de precariedad, desde estructuras con aparentes diseños y refuerzos inadecuados, a estructuras muy livianas y de poca estabilidad.

En base a los datos recogidos se sugiere que no se trató de un único evento. El primero habría ocurrido a las 23:10, el siguiente a las 23:26 (de mayor intensidad), a la 01:30 am del día siguiente y a partir de dos entrevistados un último a las 03:00 am. Sin embargo, no ha sido posible identificar en el sismograma dichos eventos debido al ruido de sitio, sumado a que seguramente fueron de menor magnitud que el ocurrido a las 23:26.

### **Evento UY20161124 - Las Piedras**

Durante la noche del 24 de noviembre del 2016 ocurrió un evento que fue sentido en gran parte del Departamento de Montevideo y Sur del Departamento de Canelones, que generó una alarma importante.

Se analizaron los registros sísmicos de las diferentes estaciones de la red UY y algunas estaciones establecidas en territorio argentino y brasilero cercanas a nuestro país. El registro

de la estación OGAUY mostró un claro patrón de ondas sísmicas sin el filtrado de la señal. Se identificaron las fases P y S seguidas por un claro tren de ondas superficiales (Figura 8). La onda P se ve con la suficiente claridad como para definir un criterio de polaridad, indicando que llega en fase compresiva desde el Suroeste (azimut: 258°). Se observa una relación de amplitud entre las ondas de cuerpo (P y S) y las superficiales que sugiere una fuente somera (Schweitzer, et. al. 2002).

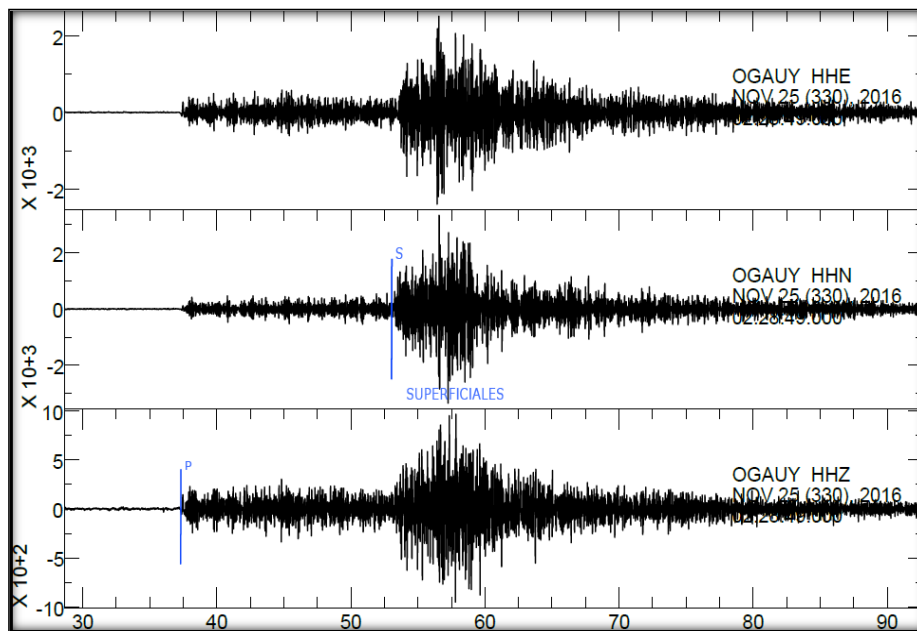


Figura 9. Sismograma de la estación OGAUY del evento Las Piedras, filtrado con un pasabandas entre 1 y 25 Hz.

En el registro de la estación SDYD también se detectó un claro patrón de ondas sísmicas sin ningún filtro, con ondas P y S menos claras pero identificables, mientras que las ondas superficiales se ven muy claramente (Figura 10).

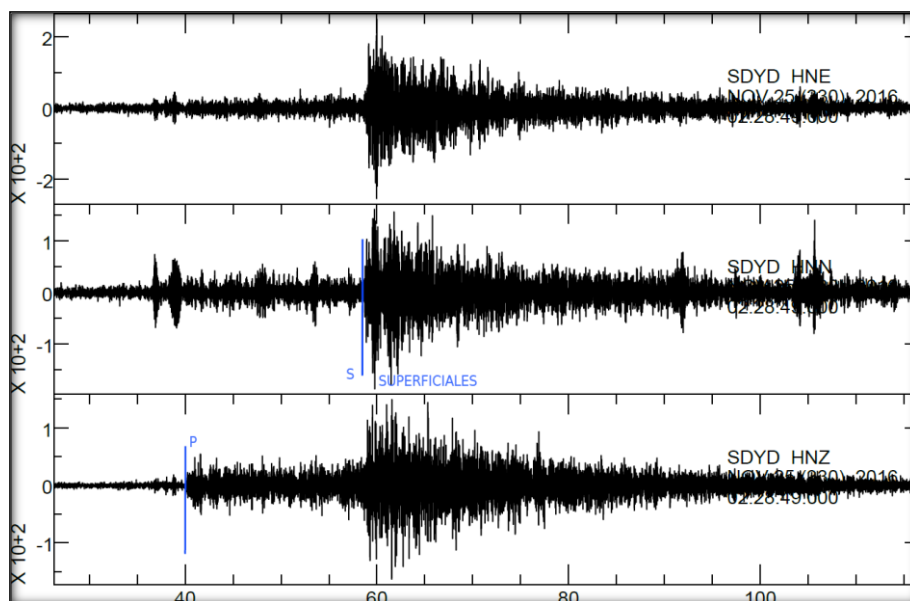


Figura 10. Acelerograma para la estación SDYD; señal sin filtrar.

En el acelerograma de la estación MVDC (Figura 11) se observó claramente las fases P y S definiendo una dirección Noreste-Suroeste.

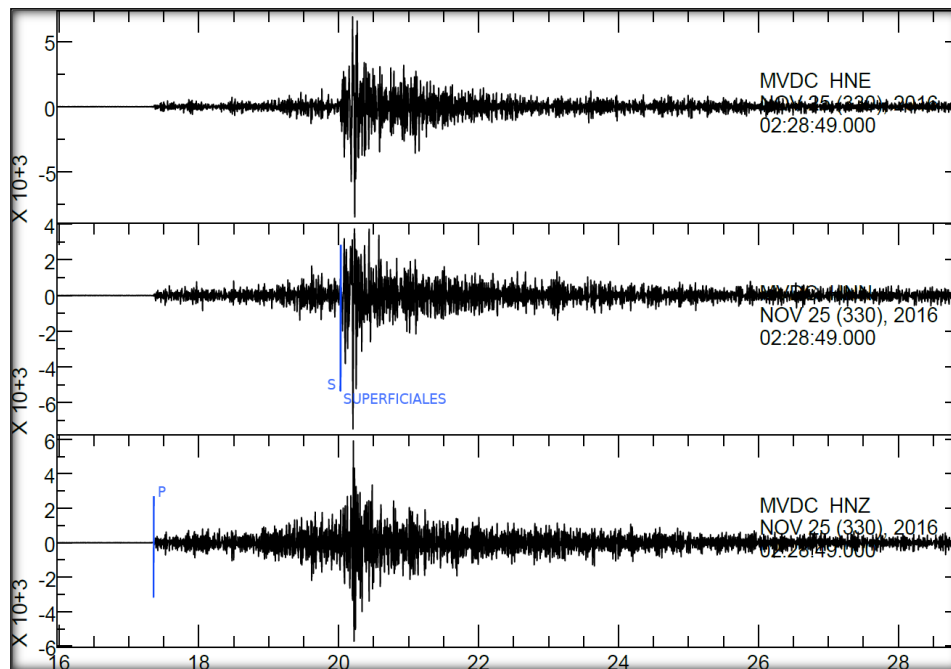


Figura 11. Acelerograma para la estación MVDC; señal sin filtrar.

En la estación ROST se identificaron ondas superficiales sin filtro, pero no fue posible identificar claramente las fases P y S sin filtrado de la señal. Los datos de esta estación se incorporaron, junto con los datos de MVDC, OGAUY y SDYD, al programa *HypoFast* (Lienert, 1986) para obtener una localización epicentral más sólida. Se determinó el epicentro al Norte de la localidad de Las Piedras (Latitud=  $-34.6925 \pm 4.2$  km, Longitud=  $-56.2003 \pm 4.8$  km, Prof. =  $12.3 \text{ km} \pm 6.0$  km, Magnitud Local= 3.4). Por último, se incorporaron los datos de las estaciones regionales de las redes XC y BL de Brasil equipadas con sismómetros Nanometrics 120-QA (PLTB y RODS) y la red RI de Argentina equipada con sismómetro geotech KS-2000 (FIUBA).

Es importante destacar que las ondas sísmicas se ven muy claramente en la estación PLTB localizada a unos 450 km de distancia del epicentro y en RODS, ubicada a 520 km de distancia. Esto confirma que el sismo es tectónico, ya que para cualquier otra hipótesis las ondas a estas distancias (y menores) deberían de estar lo suficientemente atenuadas como para no ser distinguibles del ruido. Una vez integrados los datos de estas estaciones, se volvió a localizar el epicentro en base a las estaciones MVDC, OGAUY, SDYD, ROST, FIUBA y PLTB.

En base a la distribución de frecuencias, se puede observar un contenido rico en altas frecuencias sísmicas ( $>20$  Hz) característico de sismos de baja magnitud con un área de ruptura (o superficie de falla) pequeña (Shearer, 2009). Finalmente, utilizando datos recabados vía correo electrónico y encuestas *web* acerca de la percepción del evento por parte de la población, se pudo generar un mapa de intensidades del sismo (escala de Mercalli Modificada) que puede verse en la Figura 12.

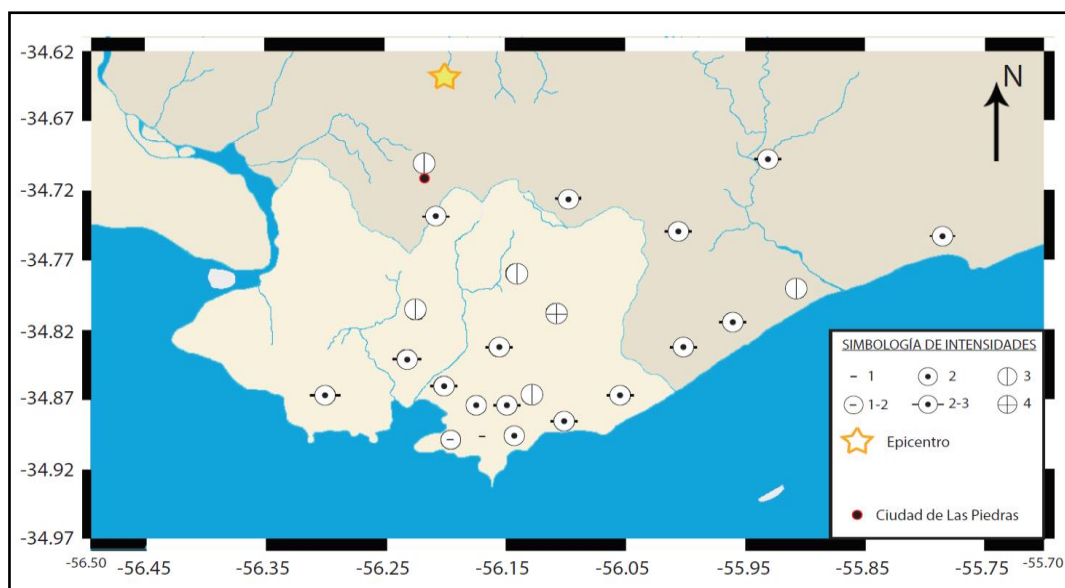


Figura 12. Distribución de valores de intensidades para el evento sísmico de Las Piedra (Tomado de Curbelo *et al.*, 2017).

### Evento UY20170904 - CARMELO

El día 04/09/2017 a las 20:05 hora local se reportó un ruido y temblor en la localidad de Carmelo, Departamento de Colonia. El mismo fue registrado únicamente por la estación acelerométrica temporal TCOPM ubicada en Paraje Minuano, Colonia (85 km al Sureste de Carmelo). Con estos datos se realizó el cálculo de la distancia epicentral y magnitud. Se determinó que el arribo de la onda P se dio a las 23:05:54 (hora UTC) con polaridad positiva y la onda S a las 23:06:03 (UTC) (Figura 14). La zona epicentral obtenida se localiza a 8 km de la ciudad de Carmelo con las coordenadas de referencia Lat:-34.040° y Long: -58.210°, mientras que la magnitud calculada fue la magnitud de coda ( $m_C$ ) con un valor de 2.5.

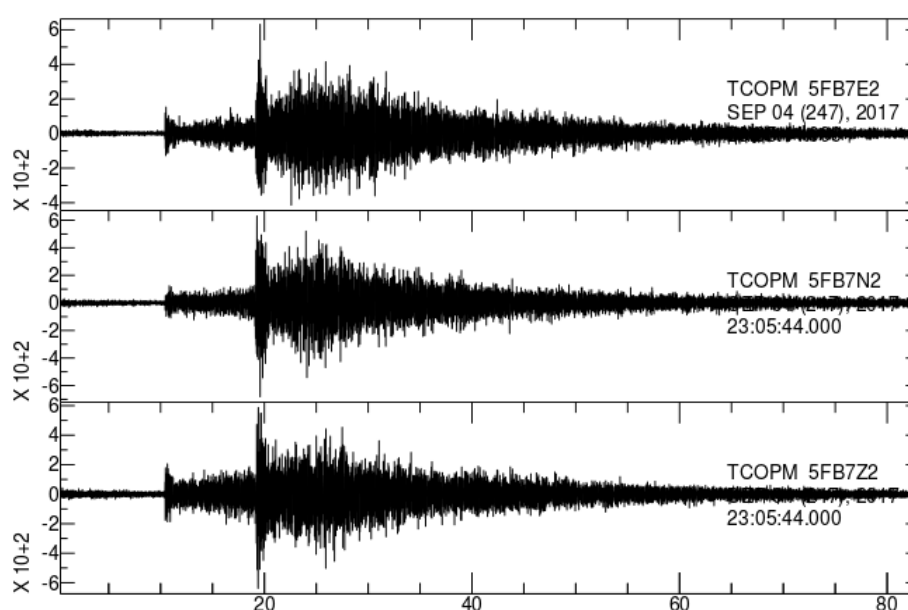


Figura 14. Acelerograma de la estación TCOPM con un filtro hp de 1 Hz. Notar a los 10 s del inicio del registro (23:05:44 hora UTC) la llegada de la primer onda P y poco antes de los 20 s la llegada de las ondas S.

La percepción de este evento presenta características similares a los ocurridos en oportunidades anteriores con descripciones que varían en la intensidad, aunque se destaca la sensación de un ruido además de “vibraciones” o “temblores” de paredes, piso y/o algún mueble. En términos generales, las personas que percibieron este fenómeno se encontraban dentro de construcciones edilicias.

## Conclusiones

El establecimiento de la red sismológica en Uruguay ha permitido en los últimos años comenzar a conocer las características de la sismicidad en nuestro territorio.

En solo un año y medio, en el período comprendido entre marzo de 2016 y septiembre de 2017 la población percibió tres eventos sísmicos, que, si bien fueron de baja magnitud y no provocaron daños sustanciales, generaron inquietud en la sociedad.

Es de vital importancia mantener esta red en funcionamiento y aumentar su densidad ya que nuestros sismos son en general de baja magnitud y por lo tanto la mayoría de ellos serán registrados por unas pocas estaciones.

Para poder evaluar el riesgo sísmico de una región es necesario poseer un período prolongado (varios años) de registro continuo, y más aún en una zona como la nuestra catalogada de intraplaca continental, donde la recurrencia de los eventos sísmicos es mucho menor que en zonas activas como lo son los bordes de placas tectónicas.

## Agradecimientos

El OGU agradece al Lic. Pablo Núñez, Lic. Néstor Campal (Director Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Industria, Energía y Minería), Ing. Leandro Rodríguez (Centro Regional de Sismología para América del Sur, Perú), MSc. Agustín Bertero (Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires, Argentina), Dra. Patricia Alvarado (Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Argentina), MSc. Bruno Collaço, Dr. Marcelo Assumpção (Instituto de Astronomía, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Brasil), MSc. Sebastián Bruzzzone, PhD. Peter Brown (Meteor Physics Group, Western Ontario University, Canadá), Director Cnel. Norbertino Suárez (Servicio Geográfico Militar (División geodesia y topografía), Ministerio de Defensa, Uruguay; Presidencia de la República, SINAIE, ANTEL, Unesco, Ministerio del Interior, Fcien (UDELAR), INIA Treinta y Tres. Se agradece también al proyecto *“Pantanal-Chaco- Paraná Basins (PCPB): Crust and Upper Mantle Seismic Structure and Evolution”* (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo- FAPESP, Brasil).

## Referencias



- ASSUMPÇÃO M. (1998). Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 160-169.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609, 82-96.
- Benavídez, A. (1998). Sismicidad y sismotectónica en Uruguay. *Física de la Tierra*, 155, 0214-4557.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.
- Bormann, P.; Engdahl, B. and Kind, R. (Ed.) (2012a). New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2), IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, 9pp; <http://nmsop.gfz-potsdam.de>; DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP\_r1\_ch2
- Bormann, P.; Engdahl, B. and Kind, R. (Ed.) (2012b). New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2), IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, 12pp; <http://nmsop.gfz-potsdam.de>; DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP\_r1\_ch2.
- Curbelo, A.; Rodríguez, M.; Castro, H.; Arduin, F.; Latorres, E.; Castro Artola, O. & Sánchez Bettucci, L. (2017) Percepción por parte de la población del evento sísmico UY24112016 - Las Piedras (Uruguay) XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Libro de Resúmenes, p. 243
- Davison, C. (1938). Earthquake sounds. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 28(3), 147–161.
- Feng, M., Assumpção, M., & Van der Lee, S. (2004). Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147(4), 315-331.
- Feng, M., Van der Lee, S., & Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4).
- Fidani, C. (2010). The earthquake lights (EQL) of the 6 April 2009 Aquila earthquake, in Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(5), 967.
- Gerstoft, P., K. G. Sabra, P. Roux, W. A. Kuperman, and M. C. Fehler (2006), Green's functions extraction and surface-wave tomography from microseisms in southern California, *Geophysics*, 71(4), SI23–SI31.
- Green, D. N., Guilbert, J., Le Pichon, A., Sebe, O., & Bowers, D. (2009). Modelling ground-to-air coupling for the shallow ML 4.3 Folkestone, United Kingdom, earthquake of 28 April 2007. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4), 2541-2551.

- Heraud, J. A., & Lira, J. A. (2011). Co-seismic luminescence in Lima, 150 km from the epicenter of the Pisco, Peru earthquake of 15 August 2007. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(4), 1025-1036.
- Hill, D. P. (1976a). Physical constraints on sounds generated by very small earthquakes. USGS Open File Report, 27 pp.
- Hill, D. P., et al. (1976b). Earthquake sounds generated by body-wave ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4), 1159–1172.
- Jaschek, E. (1972). ¿Hay sismos en la Provincia de Buenos Aires? *Ciencia e Investigación*, 28:26-29
- Lienert, B. R., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 771-783.
- Nature (1884). Brief note on Montevideo earthquake, *Nature*, vol 29, p.437.
- Rodríguez, M.; Castro, H.; Curbelo, A.; Latorres, E.; Castro Artola, O.; Assumpção, M. & Sánchez Bettucci, L. (2017) Modelización 1D de la estructura de velocidades para la corteza en las cercanías a la localidad de Aiguá – Uruguay mediante inversión de función receptora, XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Libro de Resúmenes, p. 246
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G. (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1-14.
- Sanchez Bettucci, L. (2017). Sismicidad y Sociedad. *Revista Naval*, 83:91-101
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., & Kværna, T. (2002). IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP).
- Shearer, P. M. (2009). Introduction to seismology. Cambridge University Press.
- Snoke, J. A., & James, D. E. (1997). Lithospheric structure of the Chaco and Paraná basins of South America from surface-wave inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2939-2951.
- Stein, S. & Wysession, M. (2009). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. John Wiley & Sons.
- Steinbrugge, K.V. (1974). A catalog of earthquake related sounds. *Bulletin of the seismological society of America*, 64(5), 1409-1417.