



UNIVERSIDAD DE GRANADA

MÁSTER DE GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA 2014-2015

**MICROZONACIÓN SÍSMICA
DEL ÁREA URBANA DE
EL EJIDO (ALMERÍA)**

Helena Seivane Ramos

Tutores:

Dr. Manuel Navarro Bernal

Dr. Antonio García Jerez

Trabajo Fin de Máster- Granada 2015

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO 2. MARCO SISMOLOGICO	7
CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA Y DESCRIPCIÓN GEOTÉCNICA	11
3.1. Marco geológico	11
3.2. Caracterización geotécnica y determinación de los perfiles Vs a partir De ensayos SPT	13
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	18
4.1. Características del ruido ambiental	18
4.2. Métodos de análisis del ruido ambiental	19
4.2.1. Método SPAC	20
4.2.2. Método H/V	22
CAPITULO 5. REGISTRO Y ANÁLISIS DE DATOS	25
5.1. Instrumentación	25
5.2. Medidas de campo	27
5.3 Análisis de los registros	28
5.3.1. Método H/V	28
5.3.2. Método SPAC	29

CAPÍTULO 6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	30
6.1 Modelos Vs a partir del método SPAC	30
6.2 Mapa de periodos predominantes a partir del método H/V	33
6.3 Discusión de los resultados	35
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	40
AGRADECIMIENTOS	41
REFERENCIAS	42
APÉNDICES	46
A. Tabla resumen de periodos predominantes	46
B. Cocientes espectrales de los puntos de medida	47

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

La ciudad de El Ejido está situada en el sureste de la Península Ibérica (Fig.1), más concretamente en la zona Bética Interna, siendo el Sistema Bético la zona de mayor sismicidad dentro del contexto nacional. El origen de la actividad sísmica del borde meridional de la Península Ibérica es debido a la convergencia que se produce entre las placas Euroasiática y Africana. La sismicidad histórica de la región revela la ocurrencia de terremotos con intensidades máximas de VIII-IX cercanos a la zona de estudio, que han sido responsables, a lo largo de los años, de haber producido cuantiosos daños en edificaciones, infraestructuras, interrupción del funcionamiento de servicios esenciales y de ocasionar numerosas víctimas entre la población afectada (Vidal, 1986).

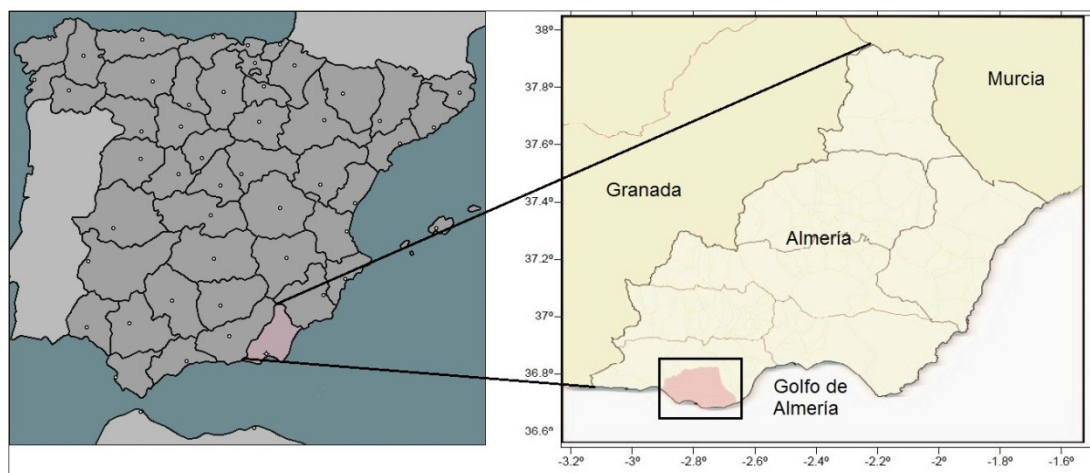


Figura 1: Localización geográfica del municipio de El Ejido dentro de la provincia de Almería.

La evaluación del efecto de sitio, debido a las condiciones geológicas del terreno, es un aspecto importante para la prevención y reducción del riesgo sísmico a escala urbana, ya que es este efecto local uno de los factores que contribuye a la modificación de las características del movimiento del suelo durante una sacudida sísmica. En base a esto, un buen conocimiento sobre la geología y las propiedades geotécnicas de los materiales que conforman el suelo, de un determinado lugar o área de estudio, será fundamental a la hora de caracterizar la respuesta de este ante la propagación de las ondas sísmicas.

Los estudios de microzonificación sísmica pretenden determinar la respuesta sísmica de cada tipo de suelo ante un terremoto y su capacidad de amplificación sísmica. La microzonación sísmica está orientada a la planificación del uso del suelo a escala urbana y su objetivo fundamental es subdividir la región sobre la que está dirigido en sectores relativamente pequeños, cada uno con un comportamiento similar de los parámetros relevantes del movimiento sísmico.

Las medidas de ruido ambiental de corto periodo, para caracterizar los efectos de sitio, han sido aplicadas en una gran variedad de entornos sísmicos (p.e. Field et al, 1995; Seo, 1994). La investigación sobre el aprovechamiento del ruido ambiental para exploración geofísica en el rango muy superficial ha experimentado un gran desarrollo en las dos últimas décadas favorecida por la disponibilidad de instrumentos portátiles con buena sensibilidad y respuesta. Gran parte de estos trabajos se concentran en el desarrollo y evaluación de aplicaciones informáticas destinadas al análisis del ruido ambiental grabado en arrays (antenas sísmicas), estando basados principalmente en métodos descritos anteriormente en la literatura, como el método Spatial Autocorrelation Method SPAC (p.e. Cho et al., 2004; García Jerez et al., 2004; García-Jerez et al., 2008).

El método de la razón espectral H/V del ruido ambiental (Nakamura, Y., 1989) ha sido ampliamente discutido y probado como un método válido, rápido y efectivo (p.e. Bard, P., 1999) ó (Enomoto, T. et al., 2002) en la determinación del período predominante del suelo y se ha aplicado en diversas ciudades españolas (p.e. Cheddadi, A., 2001; Navarro, M. et al., 2007; García-Jerez et al., 2008; Caselles et al., 2010).

Este Trabajo Fin de Máster plantea el uso de técnicas geofísicas y de ingeniería sismológica de gran precisión y su aplicación en el área urbana de El Ejido. Se aborda el empleo del método de autocorrelación espacial (SPAC, por sus siglas en inglés) como técnica geofísica para determinar la estructura superficial del terreno en términos de velocidad de cizalla y caracterizar el comportamiento dinámico de éste mediante la determinación de las frecuencias (periodos) predominantes, usando el método de la razón espectral H/V.

CAPITULO 2

MARCO SISMOLOGICO

Las Cordilleras Béticas, localizadas en el límite entre las placas Euroasiática y Africana, en el Mediterráneo occidental, han experimentado una evolución polifásica que implica deformaciones de compresión y extensión alternativas y a veces simultáneas, desde principios del Mioceno (Marín-Lechado et al., 2010). La tectónica más reciente, desde el Plioceno medio, se puede caracterizar por la compresión NNO-SSE, como resultado de la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana. La convergencia tiene una tasa de aproximadamente 5 mm /año (DeMets et al., 1994) y el límite de placas tiene un carácter difuso debido a la dispersión geográfica de la sismicidad (Fig.2) que hace que este límite comprenda una banda de más de 300 km de anchura (Galindo-Zaldívar et al., 1993; Udías and Buforn, 1991).

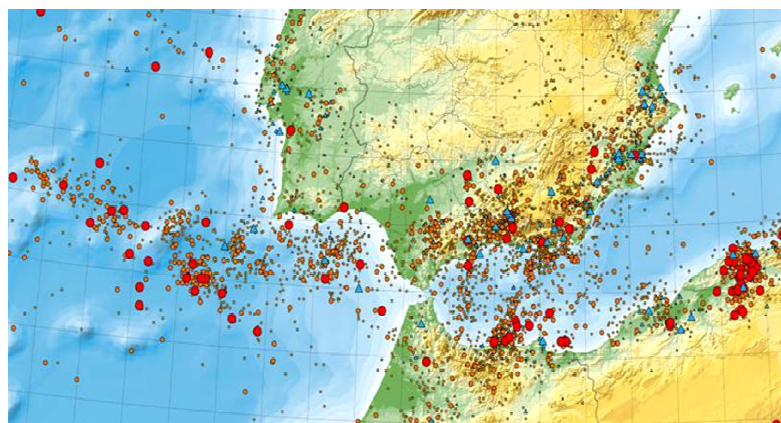


Figura 2. Distribución de la Sismicidad regional del sur de España entre 1920 y 2003 (Fuente IGN)

La parte sudeste de las Cordilleras Béticas está caracterizada por una continua actividad sísmica profunda y somera. En concreto, el Campo de Dalías y las zonas marinas adyacentes representan un área con relevante sismicidad en la que se registran numerosos terremotos de pequeña magnitud, existiendo también registros históricos e instrumentales de varios eventos de magnitud moderada. Las evidencias históricas y arqueológicas indican que en los dos milenios pasados el área estudiada ha sido afectada por al menos 50 terremotos destructivos, lo que demuestra que el peligro sísmico asociado es ciertamente significativo (Marín-Lechado et al., 2005). Las descripciones más precisas del archivo histórico comienzan a partir del siglo XV, y tanto la zona epicentral como la intensidad máxima en la escala MSK se estiman a partir de estas fuentes.

En las zonas internas de las Cordilleras Béticas ocurren actualmente procesos extensionales ortogonales que propician el desarrollo de fallas normales y diaclasas tensionales. Dos de las fallas más importantes cercanas a El Ejido son la falla de Balanegra y la falla de Loma del Viento, que se encuentran a una distancia aproximada de 7 km al suroeste y sureste del principal núcleo urbano del municipio respectivamente. A estas fallas se les asocian crisis sísmicas recientes (Fig.3), existiendo características geomorfológicas en las líneas de costa y escarpes en el terreno que evidencian su reciente actividad (Marín-Lechado et al., 2010).

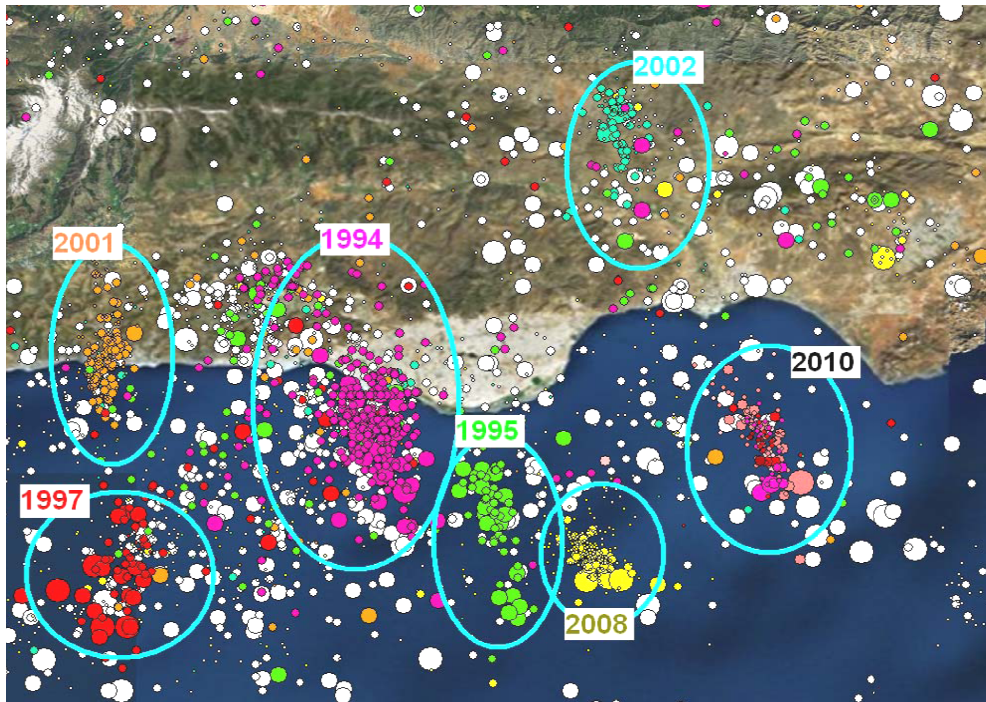


Figura 3: Sismicidad reciente en el sur de la provincia de Almería.

La denominada falla de Balanegra (Fig.4) está formada por varias fallas paralelas que generan una morfología escalonada descendente hacia la línea de costa. La zona de falla tiene una longitud total de 6 km y un buzamiento medio N140E/70°SO. La sismicidad asociada a esta falla es importante. El pueblo de Adra, a una distancia de 15 km aproximadamente de El Ejido, así como sus alrededores, cerca de la falla de Balanegra, han experimentado largos periodos de actividad sísmica, particularmente en estos dos últimos siglos. Los mayores terremotos ocurridos en la región de Almería y sus intensidades se recogen en la siguiente tabla (Tabla 1) reproducida por (Marín-Lechado et al., 2005).

Fecha	Intensidad (MSK)	Localidad
09/11/1518	IX	Vera
22/09/1522	IX	Sur de Adra
19/04/1550	VII	Almería
31/12/1658	VIII	Almería
13/01/1804	VIII	Dalías
21/01/1804	VIII	Adra
25/08/1804	IX	Parte sudoeste de Adra
28/01/1872	VII	Motril
12/06/1894	VII	Nacimiento
25/5/1901	VII	Motril
16/06/1910	VII	Adra
16/06/1910	VIII	Adra
11/08/1913	VII	Albuñol

Tabla 1: Sismicidad Histórica para la región de Almería

El terremoto de Dalías (Almería), ocurrido el 25 de agosto de 1804, causó más de 250 muertos en el poniente almeriense (Vidal, 1986). Este terremoto, de intensidad

macrosísmica epicentral VIII-IX en la escala MSK, se sintió desde Almería a Motril con intensidad de grado VI-IX. Dalías quedó en ruinas y todas las casas de la ciudad se vieron afectadas por el terremoto (Vidal, 1986). En el centro de la ciudad de Berja se contabilizaron muchos edificios derrumbados. En la ciudad de Adra la intensidad fue de grado VIII y todas las casas de la ciudad se vieron afectadas por el terremoto. Otros daños importantes se registraron en Canjayar, Roquetas de Mar, Almería y Albuñol, entre otras localidades (Vidal, 1986).

La actividad sísmica más intensa registrada recientemente en esta región ocurrió a finales de 1993 y principios de 1994, cuando se produjeron dos terremotos de M_b 4.9 y 5.0 e intensidades máximas en la escala MSK de VII en las proximidades de Adra. Un total de 350 sismos, con magnitudes mayores a 1.5 se registraron en el área durante los tres meses siguientes al terremoto principal, situándose la mayor parte de los hipocentros entre 0 y 12 km de profundidad.

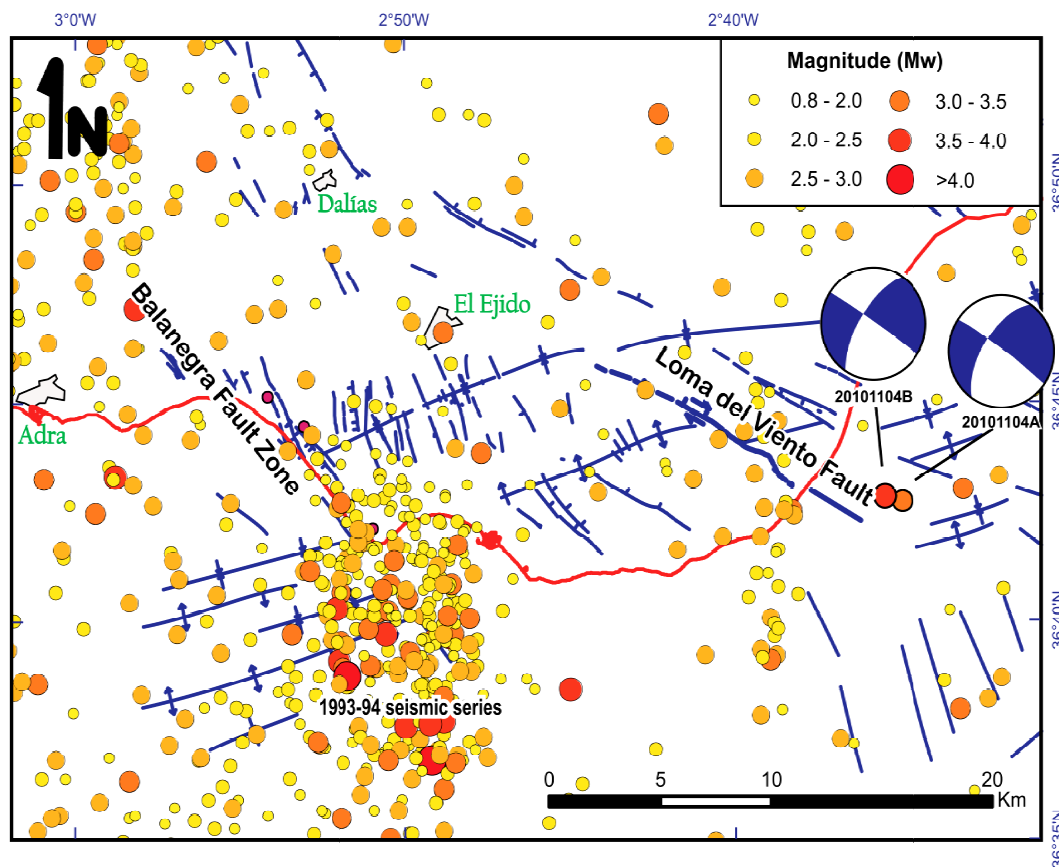


Figura 4: Mapa sismotectónico del campo de Dalías. Se representan las estructuras tectónicas activas y la sismicidad a profundidades menores de 25 km posterior a 1990 (catálogo Instituto Andaluz de Geofísica) (Reproducida de Pedrera et al. 2012).

En el trabajo de monitoreo por GPS de la falla de Balanegra (Marín-Lechado et al., 2010) se mostró una ausencia de movimiento vertical significativo entre las dos campañas de medidas realizadas en el espacio temporal de un año, lo cual sugeriría según los autores un carácter puramente sísmico de esta falla, evidenciando un periodo intersísmico de acumulación de energía elástica sin deslizamiento en la superficie principal de ésta. Además, los autores establecen en el citado trabajo una primera aproximación del periodo de retorno de esta falla: entre 225 y 300 años. En

base a las relaciones de longitud/magnitud (Wells and Coppersmith, 1994), asumen la ocurrencia de posibles eventos de hasta una magnitud 5.

La traza de la denominada falla de Loma del Viento (Fig.4) cubre alrededor de 8 km y tiene una dirección media N120°E, aunque en detalle se observa como una falla segmentada que comprende seis segmentos conectados. A pesar de la ausencia de terremotos históricos claramente asociados con esta falla, se considera razonable tenerla en cuenta como una falla potencialmente sísmica. Su morfología ondulada podría influenciar en su futuro comportamiento sísmico, ya que algunos de los segmentos de falla son oblicuos a su movimiento general deducido de los datos cinemáticos de campo; estos segmentos oblicuos actuarían como una resistencia grande en contra del movimiento general de la falla y podrían bloquearla, haciendo que acumulase energía elástica de deformación (Pedrera et al., 2012)

Según lo anterior, El Ejido muestra un escenario sísmico caracterizado por una sismicidad histórica que ha afectado gravemente a las zonas urbanas circundantes en los últimos siglos, aunque para El Ejido no exista ninguna recopilación histórica debido a que se ha establecido como núcleo urbano hace menos de un siglo. Es significativo el bajo porcentaje de viviendas existentes en el área urbana con más de 80 años de antigüedad. Por otra parte, la identificación y estudio de las fallas más importantes, como son la falla de Balanegra y la de Loma del Viento, indica un posible comportamiento sismogénico capaz de producir terremotos espaciados de gran magnitud. Su localización muy cercana a la costa les añadiría además una posible actividad tsunamigénica (Marín-Lechado et al., 2010) la cual no afectaría a la ciudad de El Ejido, aunque sí podría afectar a otros núcleos del término municipal.

CAPITULO 3

GEOLOGÍA Y DESCRIPCIÓN GEOTECNICA

3.1 Marco geológico

La ciudad de El Ejido está localizada entre los meridianos 36°45' y 36°47'N y los paralelos 2°47' y 2°50'O. Forma parte de una llanura litoral suavemente ondulada ubicada en el extremo suroriental de Andalucía. Esta llanura, conocida generalmente como Campo de Dalías, ocupa una extensión aproximada de 390 km² (Marín Lechado, 2005). El Campo de Dalías (Fig.5) es una cuenca neógeno-cuaternaria que limita al norte con las elevaciones montañosas de la Sierra de Gádor y al sur con la línea de costa del Mar de Alborán. Ha sido estudiada como tal por diversos autores en trabajos geológicos, hidrogeológicos, geofísicos y geodinámicos (Asensio et al., 2003; Marín Lechado et al., 2004; Martín Rojas, 2006; Molina-Sánchez et al., 2015).

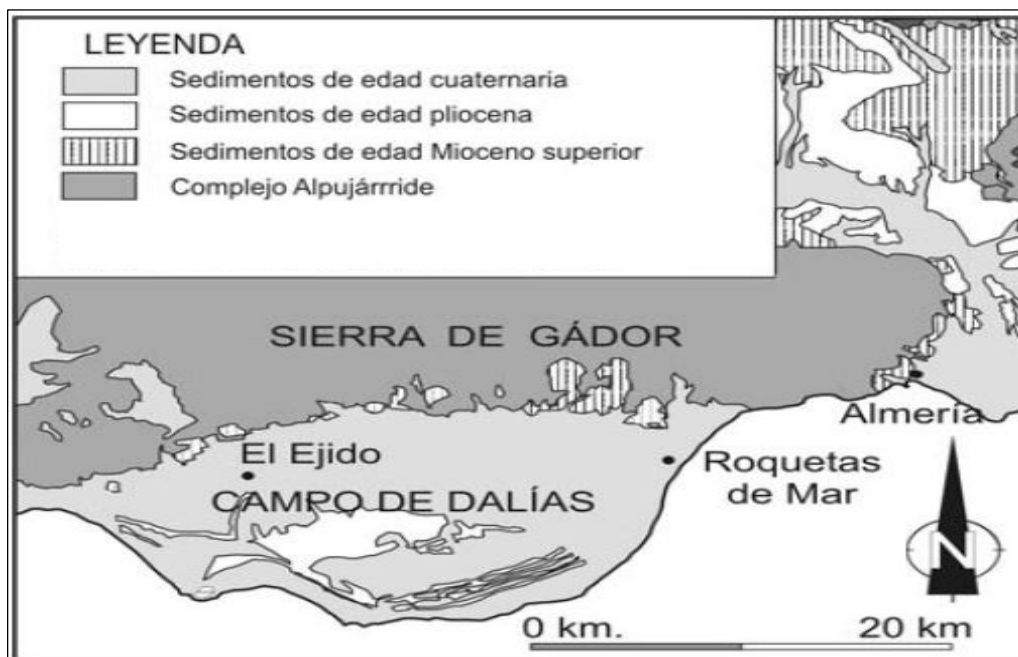


Figura 5: Mapa geológico regional del área de estudio (Fuente: Marín Lechado 2005).

El área de estudio se encuentra dentro del dominio bético, más concretamente en el sureste de las zonas internas de las Cordilleras Béticas, y constituye el sector meridional de afloramiento de materiales del Neógeno y rocas cuaternarias de este dominio tectónico. Las zonas internas constituyen la región más intensamente deformada del Orógeno y están constituidas principalmente por tres complejos metamórficos, siendo el denominado Complejo Alpujárride (Fig.6) sobre el que está apoyada la ciudad de El Ejido, con su basamento formado principalmente por esquistos, cuarcitas y mármoles (Marín Lechado, 2005).

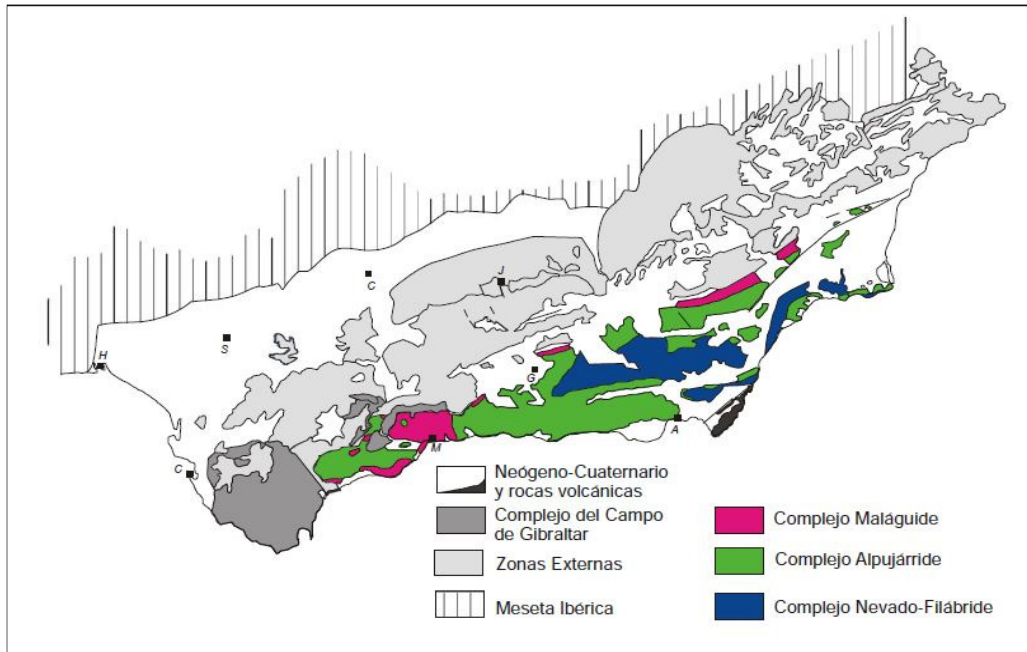


Figura 6: Mapa geológico de la Cordillera Bética en el que aparecen diferenciados los tres complejos de la Zona Interna Bética: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide (Fuente: Martín Rojas, I., 2006).

El límite norte del núcleo urbano de El Ejido corresponde a las estribaciones de la Sierra de Gádor, la cual está formada por rocas pertenecientes al Complejo Alpujárride; es por ello que se puede decir que el basamento aflora ampliamente en la alineación montañosa de Sierra de Gádor y que esta representa el basamento metamórfico sobre el que se ha depositado la cuenca sedimentaria de origen detrítico en la que se sitúa el área urbana de El Ejido.

3.2 Caracterización geotécnica y determinación de los perfiles Vs a partir de ensayos SPT.

Para la caracterización geotécnica del área urbana de la ciudad de El Ejido se han utilizado informes y estudios geotécnicos recopilados del Archivo Municipal de la localidad. Estos informes constituyen la fase previa necesaria para los proyectos de cimentación de los edificios que han sido levantados en cada uno de los solares a los que se refieren, datan desde el año 1986 a los más recientes del 2006. La localización de los estudios geotécnicos, así como las columnas estratigráficas extraídas de los estudios geotécnicos analizados se presentan en las Figuras 7 y 8. El sustrato Plioceno lo representa una formación de calcarenitas, cuyo origen se sitúa en la regresión Pliocena que situó la costa muy cerca de los actuales escarpes montañosos de la sierra de Gádor. El Cuaternario más reciente está representado fundamentalmente por materiales detríticos heterogéneos más o menos cementados, tales como los conglomerados de gravas, arenas, limos y arcillas.



Figura 7: Localización de cada uno de los sondeos utilizados para la elaboración de las columnas estratigráficas y los perfiles de velocidad con el fin de obtener una caracterización geotécnica lo más completa posible.

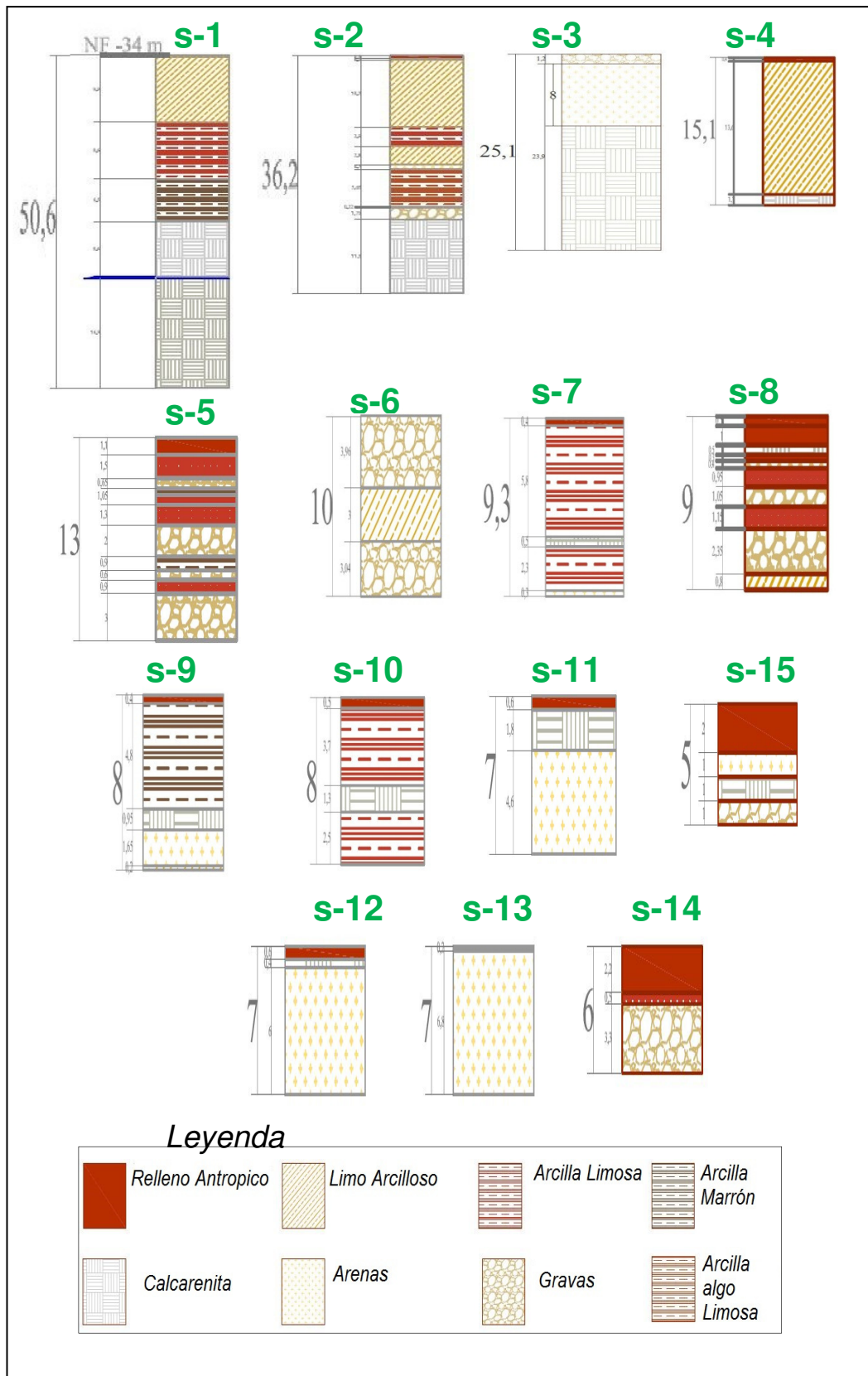


Figura 8: Columnas estratigráficas para los 15 sondeos disponibles en los diferentes informes geotécnicos, su distribución espacial dentro del área urbana se muestra en la Fig.7. Solamente se ha detectado nivel freático en el sondeo S-1 a una profundidad de 34 m.

El interés por analizar los resultados del test de penetración estándar (SPT por sus siglas en ingles), en éste y otros trabajos de microzonación sísmica, está en la obtención de la velocidad de las ondas de cizalla V_s a partir de los valores del número de golpes N del SPT, ya que V_s es el parámetro que condiciona en mayor medida la amplificación en una sacudida sísmica, y es por tanto uno de los parámetros más utilizados para la caracterización de la estructura de las primeras capas de los terrenos. Para la determinación de V_s se suelen aplicar los métodos de sísmica activa (e.g. sísmica de refracción) o pasiva (e.g. método SPAC, capítulo 5). No obstante, una primera aproximación se puede obtener a partir de correlaciones empíricas entre la velocidad de cizalla, obtenida por alguno de esos métodos, y el número de golpes N -SPT del ensayo.

La elección de la relación empírica a utilizar no es un aspecto sencillo pues hay diversas cuestiones a tener en cuenta: La primera es que se debe partir de la idea que la mejor correlación sería aquella realizada para los diferentes suelos dentro del área o región estudiada, y para ello se debe tener un estudio previo específico. Por tanto, los valores de V_s obtenidos de otro modo se deberán usar como una primera aproximación, pero no como un dato definitivo para un sitio en el que no se haya establecido una correlación local. La segunda dificultad está en la elección de las relaciones empíricas entre las obtenidas por diversos autores. Aunque se nos presenten las ecuaciones obtenidas con sus correspondientes coeficientes de correlación, hay que tener en cuenta que: i) cada autor ha utilizado un conjunto mayor o menor de datos; ii) las muestras de cada trabajo aunque sean del mismo material pueden variar en las propiedades físicas como la porosidad o el contenido en finos o en agua iii) la posible utilización del número de golpes N -SPT sin corregir o el valor de corrección de campo N_{60} hace que las relaciones empíricas tengan mayor o menor coeficiente de correlación (Dikmen, 2009).

En base a que existen materiales pliocenos y cuaternarios, las correlaciones elegidas son las siguientes:

-Para la formación de calcarenitas la correlación obtenida por (Akin et al., 2011) de *todos los suelos Pliocenos* : $V_s = 121.85 \cdot N^{0.101} z^{0.216}$, $r = 0.94$. (3.1)

donde z es la profundidad en metros.

- Para los materiales Cuaternarios las correlaciones obtenidas por Ohta and Goto, (1978) de *todos los suelos Cuaternarios aluviales*:

$$V_s = 61.6 \cdot N^{0.254} z^{0.222}, r^2 = 0.67. \quad (3.2)$$

$$\text{Arcillas Cuaternarias aluviales: } V_s = 62.1 \cdot N^{0.22} z^{0.23}, r^2 = 0.69. \quad (3.3)$$

$$\text{Gravas Cuaternarias aluviales: } V_s = 92.3 \cdot N^{0.22} z^{0.23}, r^2 = 0.69. \quad (3.4)$$

$$\text{Arenas medias Cuaternarias aluviales: } V_s = 63.9 \cdot N^{0.22} z^{0.23}, r^2 = 0.69. \quad (3.5)$$

De todos los informes de los que se ha obtenido columna estratigráfica, solamente se han podido aplicar estas correlaciones a algunos, debido a su incompletitud. Para los que sí aparecen los datos expuestos claramente, se han obtenido los perfiles de velocidades y además el parámetro V_s^{30} , en una primera aproximación. En las

siguientes imágenes (Fig.9) se presentan los perfiles de velocidad para los sondeos S-1, S-2, S-3, S-5 y S-10. Estos perfiles se han obtenido aplicando las correlaciones anteriores sobre los valores de número de golpes N-SPT de cada ensayo. Exceptuando el caso del sondeo S-2, que llega a una profundidad de 36.2 m, los otros tres perfiles se han extrapolado mediante una regresión lineal hasta una profundidad de 30 m para poder obtener el parámetro V_s^{30} .

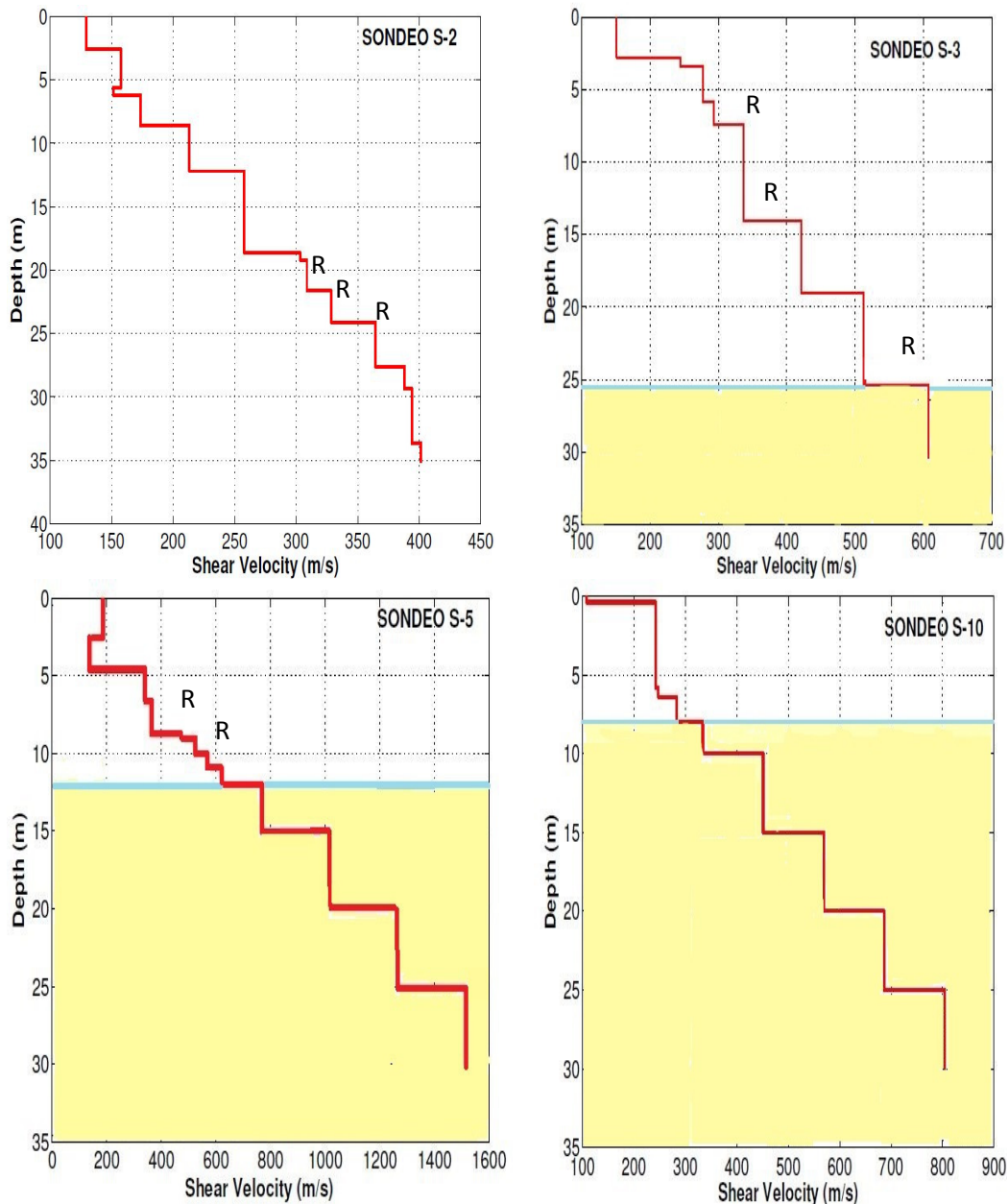


Figura 9: Perfiles de velocidad extraídos de los ensayos SPT realizados en los sondeos, catalogados en este trabajo como S-2, S-3, S-5 y S-10. El fondo amarillo indica que para esas profundidades el perfil presentado es una estimación a partir de la regresión lineal de los pares de datos (velocidad, profundidad). Para el sondeo S-2 no fue necesario hacer ninguna regresión lineal pues el test SPT llega a 36m. Los puntos en los que aparece una R indican a qué profundidades hubo rechazo durante el ensayo del test de penetración estándar.

El parámetro V_s^{30} se calcula según la expresión:

$$V_s^{30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_i}} \quad (3.6)$$

Donde h_i es el espesor de cada capa de suelo reconocida en el ensayo hasta alcanzar los 30 m. de profundidad, V_i la velocidad de cizalla asociada a cada capa en m/s y n el número de capas hasta alcanzar los 30m. Así para el sondeo S-2 se obtiene una $V_s^{30}=207\text{m/s}$, para el sondeo S-3 $V_s^{30}= 354\text{m/s}$, para el sondeo S-5 $V_s^{30}= 479 \text{ m/s}$ y para el S-10 $V_s^{30}= 409 \text{ m/s}$.

CAPITULO 4

METODOLOGÍA

4.1 Características del ruido ambiental

La metodología que se ha seguido para la obtención y el posterior análisis del conjunto de datos en el que se basa principalmente este trabajo, constituyendo una novedad para el área urbana de El Ejido, son los métodos conocidos como de sismica pasiva. Esta metodología se nombra en la literatura científica como métodos de microtremor, denominándose con los términos microtremor o ruido ambiental a las vibraciones ambientales provenientes de cualquier fuente, desde fenómenos naturales en las bajas frecuencias a actividades humanas en las altas frecuencias, en general al movimiento de fondo de la tierra atribuible a fuentes no sísmicas. Una clasificación (Tabla 2) reproducida por Bonnefoy-Claudet et al. (2006b) de las fuentes de ruido ambiental en base a su contenido frecuencial es la siguiente:

Fuentes de ruido ambiental	Gutenberg 1958	Asten(1978,1984)
Olas oceánicas golpeando en la costa	0.05-1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monzones y perturbaciones meteorológicas a gran escala	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local	1.4-5 Hz	
Tremor volcánico	2-10 Hz	
Urbana	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Tabla 2: Resumen de las fuentes de ruido en base a su contenido frecuencial traducida de (Bonnefoy-claudet et al., 2006b).

A partir de esta clasificación se establece que el ruido sísmico tiene dos orígenes diferentes: natural o cultural, con diferente contenido frecuencial. Esta división ha llevado a los autores a distinguir entre microsismos y microtremores: el ruido sísmico ambiental en la banda de bajas frecuencias (0.05-1 Hz), es referido a veces como microsismos y se considera que está relacionado con la interacción del oleaje con el fondo marino cerca de la costa. La banda del microtremor (frecuencia >1 Hz) está dominada por las fuentes culturales, particularmente el tráfico, mientras que en las áreas remotas el viento es la fuente predominante (Wang et al., 2014). Se debe mencionar que el término microtremor abarca también, en muchas publicaciones recientes, al término microsismo por lo que hay que tener en cuenta que ambos términos pueden tener el mismo significado en algunos trabajos (Bonnefoy-Claudet et al., 2006b).

El ruido cultural exhibe variaciones cíclicas en su amplitud con pautas diarias y semanales asociadas a las actividades humanas, mientras que el ruido natural exhibe variaciones de amplitud asociadas a fenómenos naturales, sobre todo actividad oceánica que perduran periodos más largos de tiempo.

En lo referente al tipo de ondas que componen el ruido sísmico ambiental, se asume que son las ondas superficiales las que lo dominan, siendo el modo fundamental a través del que se propaga la mayoría de la energía de este campo de ondas. Solamente en los casos en los que exista un gran contraste de impedancias¹ entre la superficie y el basamento subyacente, o en el que haya fuentes superficiales cercanas, aparecerá una proporción significativa de ondas internas (Bonney-Claudet et al., 2006b). En lo que no existe un consenso entre los autores que han estudiado este campo es en la proporción que aporta cada subtipo de onda superficial: ondas Love o Rayleigh, ya que para cada estudio las proporciones varían, lo que indicaría que tanto la geología y la geometría de las capas del subsuelo como las características de las fuentes de ruido influyen en la proporción resultante (Bonney-Claudet et al., 2006b).

4.2 Métodos de análisis de ruido sísmico

La gran ventaja del método de análisis de ruido sísmico frente a otros métodos geofísicos es su adaptabilidad y adecuación a ambientes urbanos. Aunque existen otros métodos no destructivos para el estudio geotécnico del subsuelo como el método de sísmica de refracción o la tomografía eléctrica, los ambientes urbanos resultan problemáticos para éstos. Por ejemplo, la tomografía eléctrica necesita la ausencia de elementos metálicos en contacto eléctrico con el suelo en las proximidades de los puntos de medida, hecho bastante difícil de cumplir en cualquier ciudad, donde la presencia de elementos metálicos es una constante en el paisaje urbano (puntos de luz, señales de tráfico, tuberías, etc.). Por otra parte el propio ruido sísmico cultural puede enmascarar la señal útil en las medidas de los métodos de sísmica de reflexión o refracción.

La mayoría de estudios que utilizan medidas de ruido ambiental se pueden dividir en dos grupos, específicamente: los que utilizan métodos espectrales con una única estación de medida, y los estudios que utilizan una configuración en array y que obtienen una estimación directa de velocidades aparentes de propagación. En el primer grupo está incluida la técnica del cociente espectral H/V, utilizándose en la actualidad prácticamente como una herramienta estándar para el cálculo del periodo natural de sitio, con el objetivo de una clasificación de éstos en estudios de peligrosidad y riesgo sísmico (Asten et al., 2004).

Las bases y fundamentos teóricos del método de análisis de microtemores mediante array se remontan a la formulación matemática establecida por Aki (1957)

¹ Para sedimentos el contraste de impedancias se expresa como sigue: $C = \frac{\rho_b \cdot v_b}{\rho_s \cdot v_s}$, donde ρ es la densidad y v la velocidad de las ondas sísmicas, el subíndice b se refiere al basamento y el s a la capa sedimentaria depositada sobre él.

para la técnica conocida actualmente como método de autocorrelación espacial o de coherencia espacialmente promediada (SPAC). Esta técnica proporciona la clave para la extracción de la velocidad de fase en función de la frecuencia cuando las fuentes de energía sísmica son multi ó omnidireccionales. El trabajo de Aki fue todo un hito, precursor a la era del registro y procesado digital de los datos sísmicos. El método fue más adelante consolidado, en la práctica y en el plano teórico, por los sismólogos japoneses en las décadas de los 80 y 90 (Asten, 2004).

En estos mismos años se desarrolló, también en Japón, una rama paralela basada en el uso de las medidas de una estación de tres componentes y la determinación del espectro del ruido sísmico como herramienta para el mapeo de zonas sedimentarias y la estimación los efectos de amplificación sísmica, todo ello surgido de la necesidad de evaluación del peligro sísmico. Fue en 1989 cuando Nakamura revisó la técnica del cociente espectral horizontal/vertical (H/V), propuesta inicialmente por Nogoshi and Igarashi (1971), destacando que los cocientes espectrales resultantes al aplicarla mostraban picos muy cercanos a las resonancias de sedimentos no consolidados sobre un basamento duro. Fue a partir de entonces cuando los métodos de sísmica pasiva comenzaron a ganar popularidad debido a sus bajos costes y facilidad de ejecución.

En este trabajo de microzonación sísmica se han utilizado estas dos metodologías. Los siguientes puntos proporcionan una descripción con más detalle de ambas técnicas.

4.2.1 Método SPAC

Los métodos de array basados en la medida de ruido ambiental se basan en las siguientes hipótesis previas: *i*) los microtremor constituyen un proceso estocástico y estacionario en el tiempo y en el espacio, *ii*) las ondas superficiales dominan este campo de ondas, *iii*) la estructura del subsuelo está formada por capas horizontales.

Las ondas superficiales se propagan principalmente por las capas más superficiales de la tierra y aunque su amplitud puede ser muy grande, va decayendo con la profundidad. Las ondas Rayleigh se propagan paralelamente a la superficie con un movimiento elíptico contenido en el plano vertical que contiene a la fuente y al receptor. El carácter dispersivo de las ondas Rayleigh significa que su velocidad de propagación depende de la frecuencia. Las componentes espectrales de periodos altos profundizan más y se propagan con mayor velocidad que las de periodos cortos. El uso de un array, en el que al menos 2 estaciones registran simultáneamente la componente vertical, permite la medida de estas propiedades dispersivas a partir del cálculo del *coeficiente de autocorrelación espacial*. De su procesado posterior por medio de los métodos de inversión puede ser extraído el perfil de la velocidad de cizalla V_s para el sitio de despliegue del array.

El diseño de la array requiere la adaptación al entorno, sobre todo en un ambiente urbano con una gran densificación de edificios en el que no todas las geometrías y tamaños pueden ser desplegados. En su trabajo original, Aki se basó en un arreglo de tres estaciones formando un triángulo equilátero y una cuarta situada en el centro geométrico. En la actualidad se suelen utilizar arrays con este tipo de arreglos

triangulares o lineales. En este trabajo se ha escogido como disposición geométrica la de un pentágono regular, colocándose un total de seis sensores, cinco de ellos en cada uno de los vértices del pentágono y el sexto en el centro.

El trabajo de Aki comienza formulando su análisis para ondas estacionarias unidimensionales con una velocidad fija que no depende de la frecuencia de vibración y después lo generaliza para el caso dispersivo y para el caso bidimensional. No trata el caso tridimensional pues se justifica debido a que las medidas normalmente se harán para un plano superficial (Aki, 1957).

Las funciones de onda que representan el ruido ambiental en dos puntos de la superficie se expresan como: $u(x,y,t)$ y $u(x+\xi,y+\eta,t)$, donde ξ y η representan las diferencias en las coordenadas cartesianas de los dos puntos. La función de correlación espacial definida por Aki se formula como sigue:

$$\phi(\xi, \eta, t) = \overline{u(x, y, t) \cdot u(x + \xi, y + \eta, t)}. \quad (4.1)$$

Pasando a trabajar en coordenadas polares (r, θ) , el promedio acimutal de esta función de correlación espacial se expresa como :

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(r, \theta) d\theta. \quad (4.2)$$

Incluyendo las condiciones para un campo de ondas estocástico y estacionario Aki reescribe la expresión de la densidad de potencia espectral cruzada del campo de ondas \hat{u} , $\Phi(\omega)$, en términos de la función de correlación espacial como:

$$\Phi(\omega) = \frac{1}{c} \iint \phi(r, \theta) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) \frac{\omega}{c} dr d\theta. \quad (4.3)$$

donde J_0 es la función Bessel de orden cero y c se define como la velocidad de fase a la frecuencia ω . A partir de estas dos últimas expresiones se llega a las relaciones:

$$\Phi(\omega) = \frac{\pi\omega}{c^2} \int_0^\infty \bar{\phi}(r) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) r dr. \quad (4.4)$$

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) d\omega. \quad (4.5)$$

Para el caso de ondas dispersivas, como lo son las ondas Rayleigh, solamente habría que incluir en el desarrollo la dependencia de la velocidad con la frecuencia $c(\omega)$. Finalmente, se incluye en la formulación un filtro paso banda centrado en la frecuencia ω_0 , quedando la función de correlación promedio como:

$$\bar{\phi}(r) \equiv \bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0) J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right). \quad (4.6)$$

Donde $P(\omega_0)$ es la densidad espectral de potencia para la frecuencia ω_0 , que puede medirse con una sola estación. En consecuencia el correspondiente *coeficiente de autocorrelación promedio* definido por Aki es:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = \frac{\overline{\Phi(r)}}{p(\omega_0)} = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right). \quad (4.7)$$

Lo que finalmente indica la expresión 4.7 es que a partir de las mediciones del coeficiente de correlación promediado acimutalmente $\bar{\rho}(r, \omega_0)$ para varios rangos de frecuencia ω se puede obtener la curva de dispersión aparente $c(\omega)$ trabajando con un determinado tamaño de array r (Aki, 1957).

El proceso de inversión de la curva de dispersión consiste en establecer un modelo final estratificado de velocidad V_S del terreno, capaz de generar la curva de dispersión $c(\omega)$.

El proceso de inversión puede tener un enfoque determinista, aleatorio o una combinación de ambos, y se realiza empleando los datos obtenidos en la curva de dispersión (Xia et al., 1999a), la cual depende en mayor o menor medida de los siguientes factores: velocidad de las ondas S (V_S), velocidad de las ondas P (V_P), espesor de las capas (H) y densidad (ρ). Puesto que la velocidad V_S tiene un mayor impacto en las propiedades de las ondas superficiales, es posible invertir la curva de dispersión de tal manera que se obtenga el modelo de V_S del terreno en función de la profundidad (Xia et al., 1999b). Según el método utilizado, el proceso de inversión puede exigir aportar un modelo inicial V_S del terreno, lo que supone en algunos casos un problema añadido. En nuestro caso, el modelo inicial de partida se ha construido a partir de la información geotécnica obtenida en el área de estudio y de las propias curvas de dispersión, empleando el criterio $\lambda/3$ (Tokimatsu, J., 1997).

4.2.2 Método H/V

El origen de la técnica del cociente espectral de las componentes horizontal y vertical del ruido ambiental, mencionado en la literatura como método H/V ó HVSR, es el trabajo de Nogoshi y Iragashi (1971) en el que estos autores destacan una similitud llamativa entre los cocientes espectrales H/V de los microtemores y los de las ondas Rayleigh, lo que los llevó a sugerir en una primera hipótesis que las ondas Rayleigh eran la principal componente en los registros de microtemores (Salazar et al., 2014). Fue a partir del trabajo de (Nakamura, Y., 1989) cuando este método ganó prestigio como herramienta de caracterización de los efectos de sitio.

Una hipótesis básica de este método (Fig.10) es que para el caso de suelos duros y uniformes, como el basamento rocoso, la vibración producida por el ruido ambiental es estacionaria en el tiempo y similar en las tres componentes del movimiento. Cuando sobre ese suelo duro y uniforme hay depositada una o varias capas con un alto contraste de impedancia asociado, se producirían los fenómenos de refracción y reflexión de las ondas sísmicas que las atraviesan, esto conduce directamente a la distribución desigual de la energía del campo de ondas dentro de estas capas. Las capas blandas tienden a atrapar y acumular la energía del campo de ondas sísmicas haciendo que el movimiento se amplifique en éstas. Cuando se produce este

fenómeno, lo que ocurre es que en una determinada frecuencia las componentes horizontales del movimiento son mayores que la componente vertical. Por tanto la hipótesis fundamental del método consiste en la suposición de que en el cociente espectral H/V habrá un máximo absoluto para la frecuencia en la que el suelo ejerce las mayores amplificaciones del movimiento sísmico.

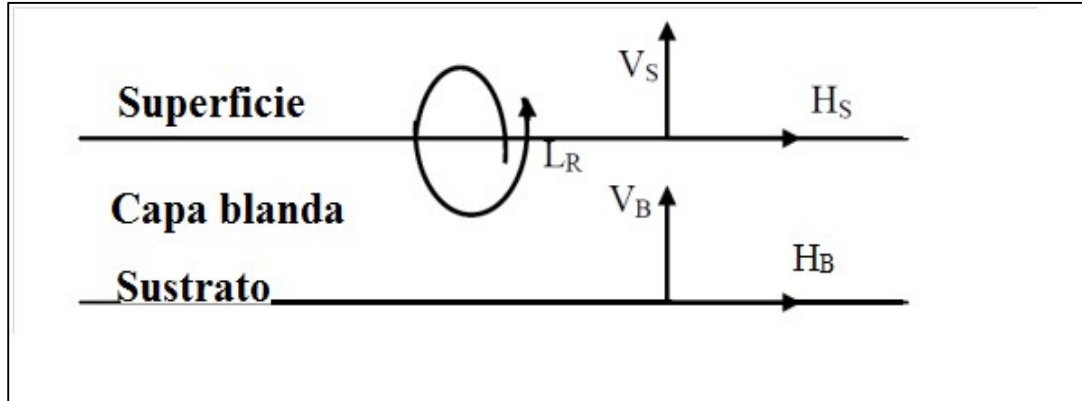


Figura10: Ilustración del modelo simple asumido para la interpretación del cociente H/V para microtemores definido por Nakamura (1989).

La estimación del efecto de sitio se define por la función de transferencia expresada como sigue:

$$SE(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \quad (4.8)$$

siendo $H_S(\omega)$ y $H_B(\omega)$ los espectros de Fourier de la componente horizontal en superficie y en el sustrato, respectivamente. Nakamura escribe los espectros teniendo en cuenta separadamente el contenido de ondas superficiales y el de ondas internas, la expresión de los espectros en la superficie se pueden reescribir como sigue:

$$H_S(\omega) = A_H(\omega) \cdot H_B(\omega) + H_{super.}(\omega) \quad (4.9)$$

$$V_S(\omega) = A_V(\omega) \cdot V_B(\omega) + V_{super.}(\omega) \quad (4.10)$$

Donde $A_H(\omega)$ y $A_V(\omega)$ son los factores de amplificación del movimiento horizontal y vertical de las ondas internas incidentes. Nakamura plantea una nueva función de transferencia $S(\omega)$ como cociente de las funciones de transferencia de las componentes horizontales y verticales $S_H(\omega)$ y $S_V(\omega)$:

$$S(\omega) = \frac{S_H(\omega)}{S_V(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)}}{\frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)}} = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \cdot \frac{V_B(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (4.11)$$

Una observación experimental verificada por (Nakamura 1989) es que para un amplio rango de frecuencias el cociente espectral de las componentes vertical y

horizontal para el sustrato tiene un valor prácticamente igual a uno, $\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} \cong 1$, por lo que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir del registro de ruido sísmico ambiental en superficie:

$$S(\omega) = \frac{S_H(\omega)}{S_V(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)}}{\frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)}} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)}}{\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)}} \cong \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} = \frac{[A_H(\omega) \cdot H_B(\omega) + H_{super}(\omega)]}{[A_V(\omega) \cdot V_B(\omega) + V_{super}(\omega)]} \quad (4.12)$$

Si, a la frecuencia ω , la energía de las ondas superficiales en superficie es mucho menor que la de ondas de cuerpo (en ambas componentes) y la componente vertical está poco amplificada ($A_V(\omega) \cong 1$) entonces $S(\omega) \cong A_H(\omega)$.

Esta función de transferencia $S(\omega)$ presentará un máximo de amplitud a un periodo fuertemente relacionado con la estructura geológica local, muy cerca del periodo de resonancia de la componente horizontal de las ondas S. Dicho periodo se denomina periodo predominante del suelo. Según esta interpretación, el pico del cociente espectral H/V no puede ser asociado directamente a las ondas Rayleigh, (Nakamura, 1989) si no principalmente a las refracciones múltiples de la onda S_H . Nakamura dio la definición teórica de la técnica H/V incluyendo las refracciones múltiples de las ondas S_H , pero por otra parte algunos autores asociaron el pico del cociente H/V únicamente a la presencia de ondas Rayleigh. Nakamura se fijó en los ejemplos dados por Nogoshi y Igarashi (1971) y se dio cuenta que para las frecuencias del pico del cociente H/V, la energía de las ondas Rayleigh tenía unos valores casi nulos en su componente vertical y horizontal, hecho que contradecía la explicación dada por otros autores. Esta controversia ha sido durante mucho tiempo objeto de debate entre los investigadores en este campo. Sobre lo que actualmente sí existe un consenso es que esta técnica es insuficiente para la determinación de los valores absolutos de amplificación sísmica, ya que tiende a infravalorar el factor de amplificación respecto al dado por los métodos de cocientes espectrales clásicos de terremotos (Seekins et al., 1996; Bonilla et al., 1997; Lachet et al., 1996) aunque sí es una buena técnica para determinar la frecuencia predominante y las dominantes. El hecho de que el ruido ambiental sea una mezcla de ondas Love, Rayleigh e internas, así como la naturaleza y origen de las fuentes, es lo que hace que el origen de los picos del cociente espectral H/V sea múltiple. Sin ninguna restricción o estudio específico local que indique la composición real del ruido, se considerará en condiciones normales que la frecuencia del pico que aparezca en el espectro H/V es igual o muy cercana a la frecuencia de resonancia de las ondas S para ese suelo. Una discusión más amplia sobre los orígenes del pico del cociente H/V puede encontrarse en SESAME (2004, Apéndice B.2), Bonnefoy-Claudet et al., (2006a) o Van der Baan, (2009).

CAPITULO 5

REGISTRO Y ANÁLISIS DE DATOS

5.1 Instrumentación

Se realizaron dos campañas de toma de datos, la primera durante los días 4 y 6 de Enero 2015 y la segunda durante los días 14, 15 y 16 de Junio 2015. Un total de 51 registros de 3 componentes destinados a la aplicación del método H/V y 7 registros de 6 componentes usando una configuración pentagonal con diferentes radios en dos emplazamientos de la ciudad, spac1 y spac2 (Fig.14), forman el conjunto total de puntos medidos y procesados en este trabajo. Para los registros de 3 componentes se utilizó en ambas campañas un sismómetro Güralp (Fig.11) de banda ancha perteneciente a la Universidad de Almería, equipado con un digitizador de 24 bits y un sensor triaxial que puede medir simultáneamente las componentes verticales, Norte-Sur y Este-Oeste del movimiento del suelo. Cada uno de los tres sensores es sensible a las vibraciones del suelo dentro del rango de frecuencias: 0.033-100 Hz. El modelo utilizado es un CMG-6TD con una respuesta plana en velocidad entre 0.033 Hz y 100 Hz. La frecuencia de muestreo ha sido de 100 muestras por segundo ($\cong 100$ Hz). En general, para cada localización los registros fueron de 15 minutos de duración, pudiendo ser ampliados algunos hasta 20 minutos. Los sensores horizontales fueron posicionados en cada medida según las orientaciones norte/sur y este/oeste a partir del norte magnético, determinado en cada medida mediante una brújula, alineando así el sismómetro con la ayuda de la marca exterior de su asa, dirigida para ser orientada hacia el norte (Fig. 11.b).

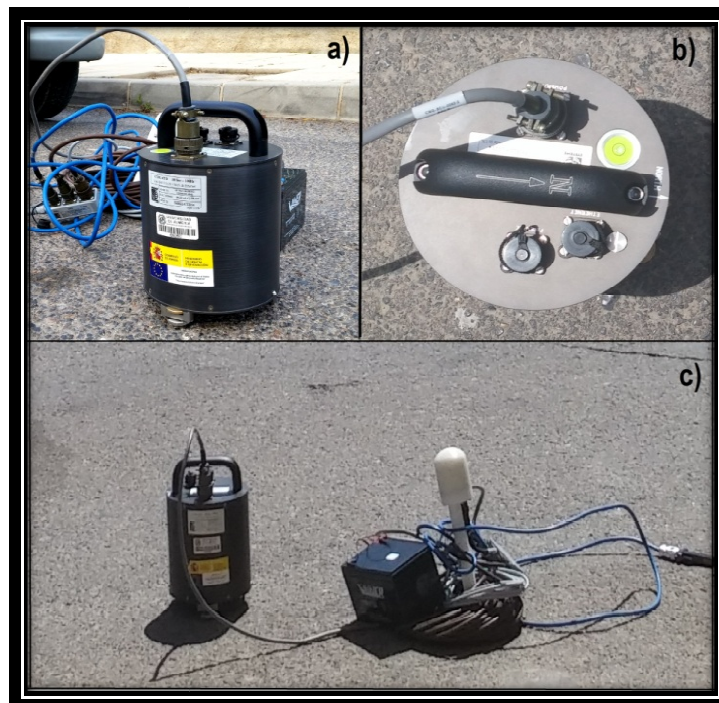


Figura 11: a) Sismómetro Güralp de banda ancha, modelo CMG-6TD; b) Detalle del asa utilizado para la orientación de los sensores, se aprecia también la burbuja de nivel; c) Equipo completo de medición: Sismómetro, batería, antena GPS, memoria usb y conectores.

Antes del inicio de cada registro de datos se niveló apropiadamente el sismómetro por medio de las patas de nivelación de su base y la burbuja de nivel de su tapa, puesto que una nivelación incorrecta induciría un error en el registro y en la interpretación posterior de los resultados.

En la segunda campaña de medidas se hicieron un total de 14 puntos utilizando simultáneamente el sismómetro de banda ancha y un segundo equipo: un equipo portátil de registro SPC-51 (Fig.12) diseñado por la empresa Tokyo Sokushin (Japón) y perteneciente a la Universidad de Almería. Este segundo equipo de registro está formado por un sistema de adquisición, sensores de velocidad VSE-15D con un rango de frecuencia entre 0.1 y 70 Hz y rango dinámico entre $15 \cdot 10^{-8}$ y 0.1 m/s, conversión analógica digital de 16 bit y frecuencia de muestreo variable. En este caso se usó una frecuencia de muestreo de 100 Hz.



Figura 12: **a)** Equipo SPC-51 de registro de vibración ambiental; **b)** SPC-51 conectado a fuente de energía; **c)** Equipo completo de medición de ruido ambiental SPC-51 y sensores VSE-15D; **d)** Sensores de velocidad VSE-15D donde se puede observar dos en componente horizontal y al extremo derecho, el sensor en componente vertical.

El equipo SPC-51 permite realizar simultáneamente registros en 6 canales diferentes, por lo que fue usado para la determinación de la estructura superficial del terreno a partir del método SPAC. Se utilizaron arrays pentagonales con diferentes radios en cada emplazamiento, situando los sensores VSE-15D en su componente vertical en los vértices y centro de los pentágonos desplegados (Fig.14). El tiempo de registro fue de 30 minutos para cada uno de los radios utilizados, y la señal fue muestreada a 100 muestras por segundo.

5.2 Medidas de campo

En la planificación de la campaña de medidas se debe tener en cuenta la naturaleza y comportamiento del ruido ambiental (capítulo 4). Es por ello que se han evitado periodos o días en los que las condiciones locales preveían viento fuerte u oleaje fuerte en la costa cercana. La toma de datos se programó inicialmente para 25 puntos dentro del casco urbano de la ciudad, conformando una malla cuadrada de 500 x 500 m de lado para cada celda de puntos de medida (Fig.13). Posteriormente se densificó el cuadrante inferior dentro de una malla de 250 x 250 m, realizándose medidas fuera del casco urbano de la ciudad con la intención de observar una posible tendencia general de incremento del periodo predominante del suelo, una vez realizado un primer análisis de los datos. De esta forma el conjunto final de puntos de medida lo integran 46 puntos dentro de la malla cuadrada, y otros 6 puntos más fuera de la malla. En el punto spac1 donde se realizó la primera medida de SPAC también se registró una medida de su ruido ambiental en 3 componentes para aplicar el método H/V.

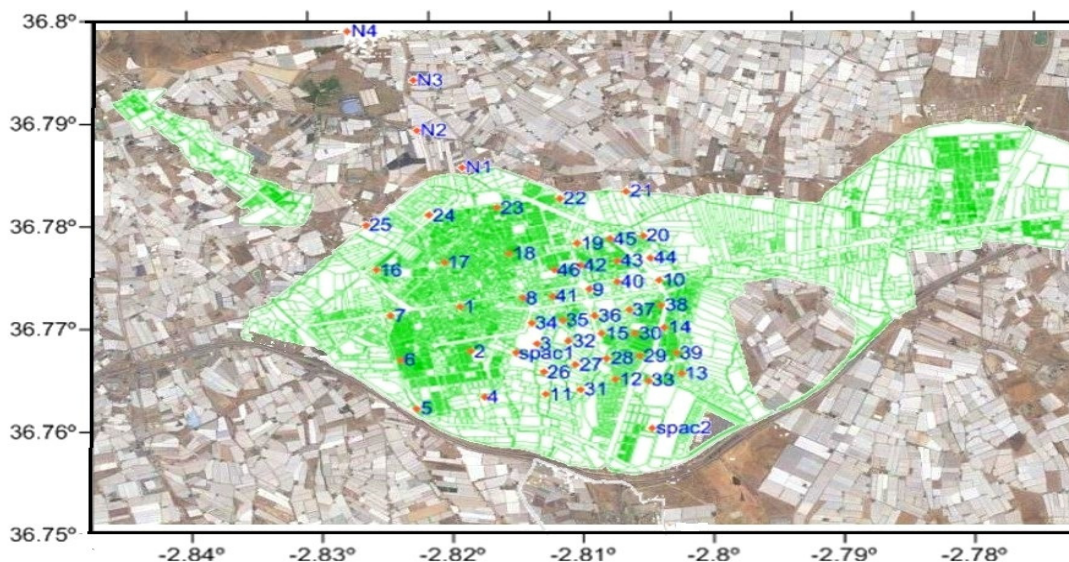


Figura 13: Ubicación de los puntos de medida, la malla principal está formada por los denotados del 1 al 46 y los puntos fuera de la malla son los denotados como: N1,N2,N3,N4, spac1 y spac2.

La disposición geométrica de los pentágonos regulares en los puntos denotados como spac1 y spac2, destinados a la aplicación del método SPAC, ha sido desplegada para diferentes valores del radio de la circunferencia, ya que el espectro de coherencia espacial se debe de calcular para varias distancias entre los pares de sensores, de ahí que se utilicen varios radios. Los radios que se han utilizado para el punto spac1 han sido 40, 20,10 y 5 m respectivamente (Fig.14) y para el punto spac2 han sido utilizados tres radios de 24,12 y 6 m respectivamente.

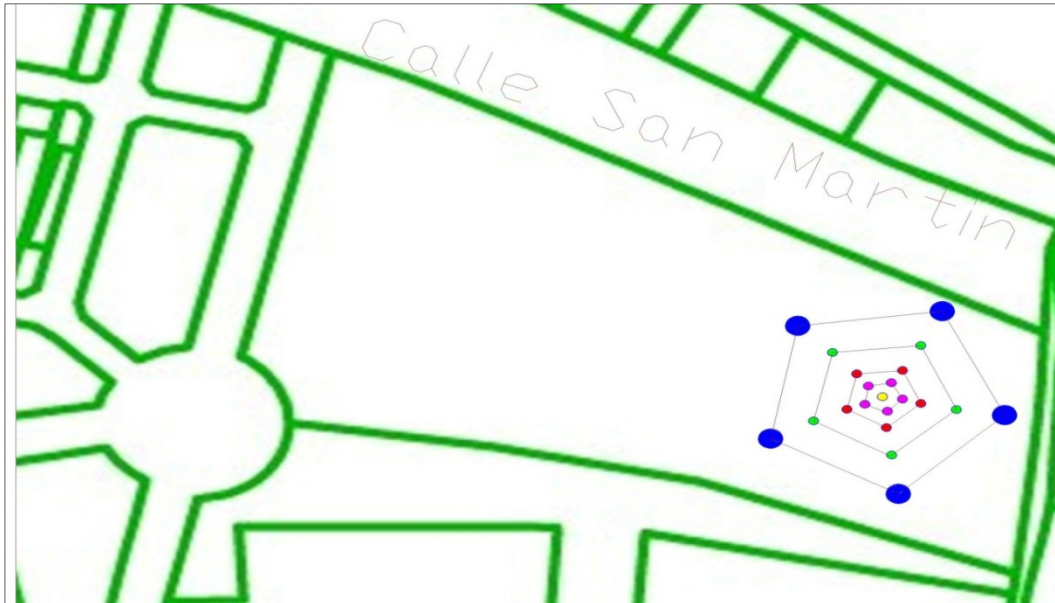


Figura 14: Despliegue del array para el punto de medida indicado en la Figura 13 como *spac1*. Aparecen los cuatro pentágonos desplegados, aunque en la práctica no fueron desplegados simultáneamente si no que se empezó por desplegar el de mayor radio, $r = 40\text{m}$, realizar una medida de 30 minutos y al finalizar mover los sensores situados en los vértices hacia los vértices del radio de 20 m, repitiendo el mismo proceso hasta llegar al de radio menor $r = 5\text{m}$. El punto central coloreado en amarillo es el común a todos ellos y es el centro de cada una de las circunferencias circunscritas.

5.3 Análisis de los registros

5.3.1 Método H/V

El software de código abierto Geopsy (<http://www.geopsy.org>), desarrollado para las aplicaciones e investigaciones en geofísica dentro del proyecto Europeo SESAME (<http://sesame.geopsy.org/index.htm>) ha sido la herramienta utilizada para el procesamiento y aplicación del método H/V usando los registros obtenidos en las campañas de medida.

Para el procesamiento de cada señal al menos los diez primeros y últimos segundos fueron eliminados del registro. El hecho de acercarse y andar cerca de los sensores para comenzar y parar la medida puede resultar en picos en el registro que afecten a las características estacionarias del ruido ambiental. Esto no es necesario para los registros del equipo SPC-51, ya que con este equipo se programa el tiempo de medida. Una vez realizado el registro, este es revisado para comprobar que no había ninguna perturbación durante el tiempo de registro antes de ser guardado.

El filtrado de todas las señales se ha realizado aplicando un filtro Butterworth de paso alta de orden 4 con una frecuencia de corte de 0.02 Hz. El método de suavizado escogido ha sido el de Konno&Onachi, con un valor 40 para la constante de suavizado. La longitud de ventana para todas las señales ha sido de 40 s, con un solapamiento del 50%, y la función de ventana ha sido de tipo coseno. Para el cálculo

del espectro horizontal se ha elegido una función cuadrática promedio de las componentes horizontales, expresada como sigue:

$$H(\omega) = \sqrt{\frac{N^2(\omega) + E^2(\omega)}{2}}. \quad (5.1)$$

5.3.2 Método SPAC

Para el procesamiento y aplicación del método SPAC sobre los registros obtenidos en las campañas de medida se ha utilizado un software desarrollado en Matlab por el grupo de Geofísica Aplicada de la Universidad de Almería.

Todas las señales han sido divididas en ventanas de longitud 20 s con un solapamiento del 80% y pasadas al dominio de la frecuencia mediante la Transformada Discreta de Fourier (DFT).

Las densidades espectrales cruzadas fueron promediadas para las estaciones de los vértices del pentágono y divididas por la correspondiente densidad espectral de potencia de la estación central, obteniéndose el coeficiente de correlación $\rho(r,\omega)$, el cual se relaciona con la velocidad de fase de las ondas Rayleigh mediante la ecuación 4.7 (Capítulo 4). De esta forma las curvas de dispersión experimentales se han calculado resolviendo numéricamente dicha ecuación para diferentes rangos de longitud de onda en función del radio utilizado y, posteriormente, se han combinado para obtener una única curva de dispersión promedio para cada sitio.

Los perfiles de velocidad se han obtenido utilizando el algoritmo downhill-simplex (Nelder and Mead, 1965). Para el cálculo directo (obtención de la curva de dispersión teórica dado un modelo de capas) se ha recurrido a los programas de cálculo desarrollados por Herrmann, R.B., (1987).

CAPITULO 6

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados finales de la aplicación de los métodos SPAC (capítulo 4.2.1) y H/V (capítulo 4.2.2) sobre los registros de ruido ambiental obtenidos durante las campañas de toma de datos. En el primer apartado se presentan las curvas de correlación y de dispersión, obtenidas a partir del método SPAC, y los modelos de velocidades de cizalla (Fig.15.c y Fig.16.c). En el segundo apartado se presentan el mapa de distribución de periodos predominantes (Fig.20) dentro del casco urbano de El Ejido, obtenido a partir del método H/V.

6.1 Modelos Vs a partir del método SPAC

En las figuras 15 y 16 se muestran las curvas de correlación, de dispersión y el perfil de velocidad obtenidos para los puntos spac1 y spac2 (Fig.13). Para las curvas de correlación se observa un comportamiento análogo al de la función de Bessel de orden cero, tal y como se especifica en la base teórica del método (Ecuación 4.7). El rango de frecuencias para las curvas de dispersión en el punto spac1 varía entre los 9 y 24 Hz y los valores de velocidad de fase van de 402 a 815.5 m/s. Para el punto spac2 las frecuencias de las curvas de dispersión obtenidas varían entre 12 y 28 Hz y los valores de velocidad de fase van de 522.6 a 787.7 m/s.

Los resultados de los perfiles de velocidad de cizalla muestran, para los puntos spac1 y spac2, velocidades de cizalla máximas de 1070 y 1028 m/s a profundidades de 40 y 38 m respectivamente. Si se aplica la relación de la ecuación (3.6) a estos perfiles se obtiene una velocidad promedio para los primeros 30 m, V_s^{30} , de 579 m/s para el punto spac1 y 646 m/s para el spac2. Comparando estos perfiles y resultados con los obtenidos del estudio de los ensayos SPT (capítulo 3.2) se hace notar el carácter aproximativo de la técnica basada en las relaciones empíricas utilizadas en ese primer apartado de cálculo de los perfiles Vs (capítulo 3.2) que en este caso ha aportado resultados infravalorados.

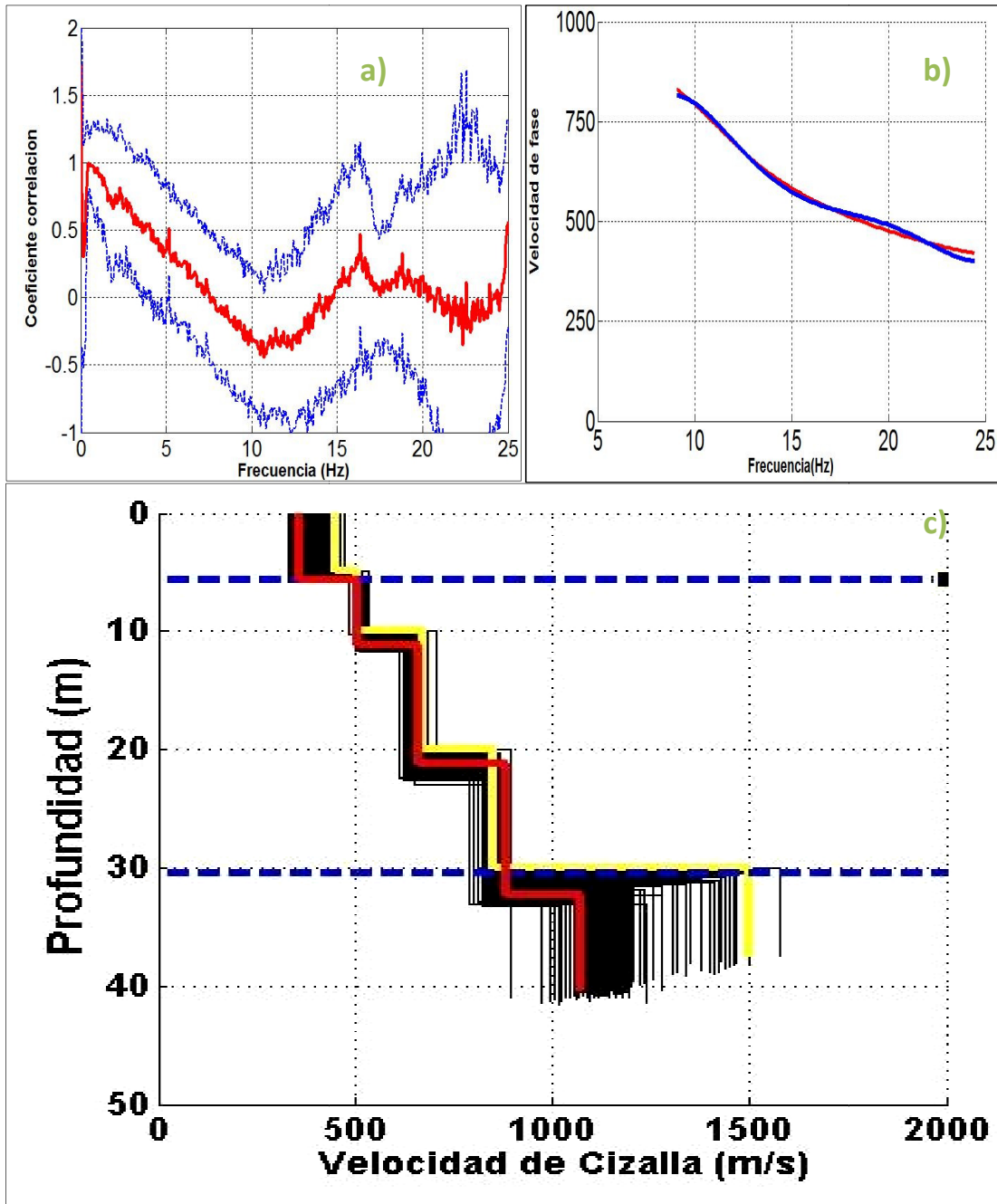


Figura 15: a) Coeficiente de correlación (rojo) obtenido para el radio de 40 m. b) Curvas de dispersión, teórica (roja) y observada (azul). c) Modelo de velocidad de cizalla obtenido en el punto spa1. La línea amarilla representa el modelo inicial de partida y la línea roja el modelo final.

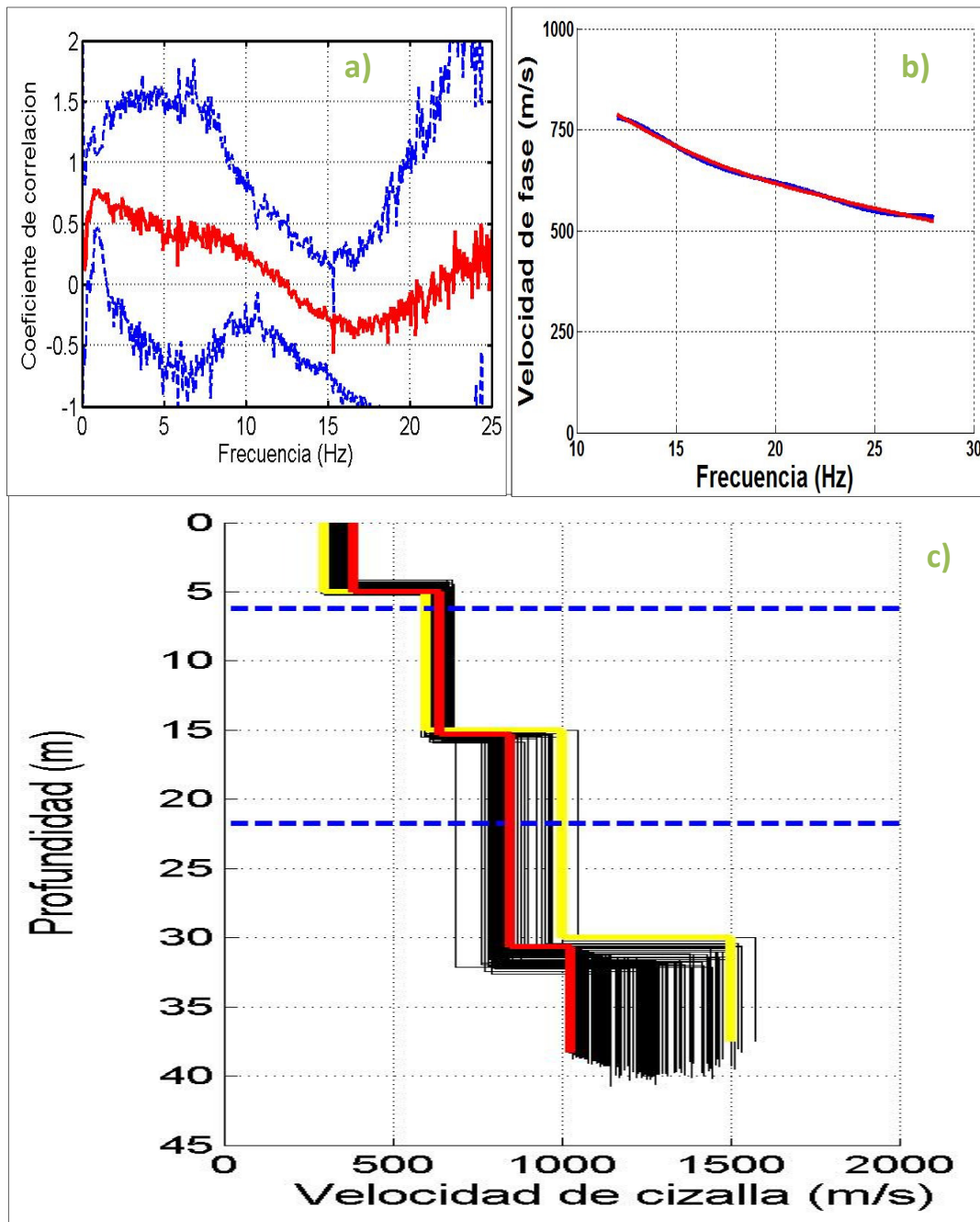


Figura 16: a) Coeficiente de correlación (rojo) para el radio de 24 m. b) Curvas de dispersión, teórica (roja) y observada (azul). c) Modelo de velocidad de cizalla obtenido en el punto spac2. La línea amarilla representa el modelo inicial de partida y la línea roja el modelo final.

6.2 Mapas de periodos predominantes a partir del método H/V

Para la determinación del periodo predominante de cada punto se analizó su cociente espectral H/V (Fig.17) y se fijó la frecuencia a la que aparece el pico de máxima amplitud, así como su desviación estándar. El valor que se ha elegido para cada caso es el proporcionado por el programa Geopsy, que se corresponde con el valor promedio del máximo para cada ventana analizada.

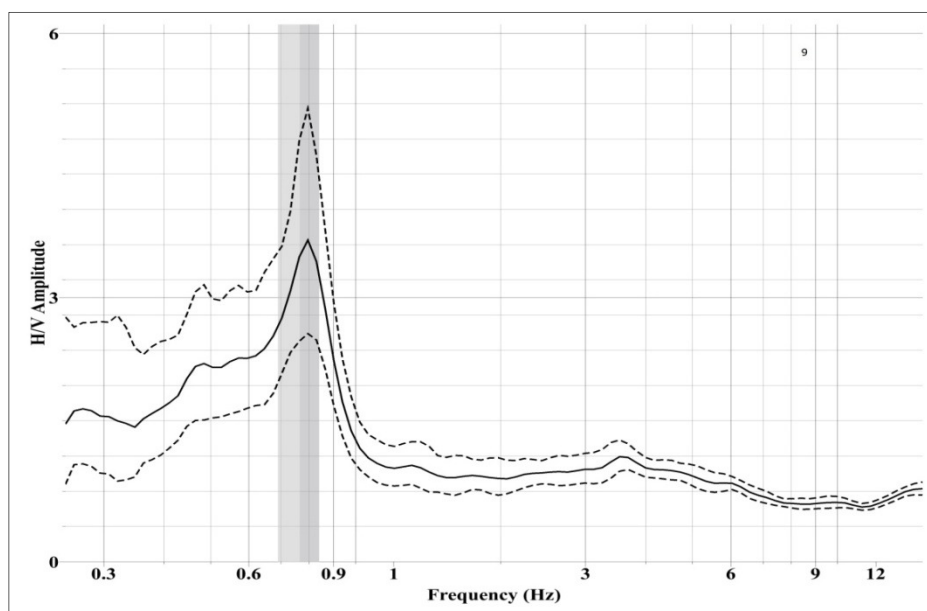


Figura 17: Ejemplo de cociente espectral H/V para el punto de medida número 9 (Fig.14). El centro de la banda gris indica la frecuencia predominante marcada por el programa Geopsy, resultado del promedio de las ventanas de 40 s analizadas, y el ancho de la banda la desviación estándar asociada.

Para los casos en los que se identifica un segundo pico en el coeficiente H/V (Fig.18), de menor amplitud que el predominante y suficientemente claro como para ser identificado, a su frecuencia asociada se le denomina frecuencia dominante. Estos casos suelen ocurrir a frecuencias bastante separadas, lo que indica que existen dos contrastes de impedancias en el terreno a diferentes escalas: uno para una estructura de gran potencia y el otro para una más superficial. De esta manera ambos picos son interpretados como características de cada escala, siendo el de menor frecuencia el considerado como fundamental (SESAME, 2004). Este tipo de curva, aunque no es muy común en el área de estudio, puede encontrarse en el punto spac1 (Fig.18a). Algunas medidas adicionales tomadas al sur del área de estudio muestran picos secundarios mucho más desarrollados. En varios casos, el H/V presenta picos muy próximos cuya significación no ha sido completamente aclarada (Fig.18b). En estos casos, la lectura de la frecuencia predominante se basa en el análisis estadístico de la posición del máximo absoluto sobre el conjunto de ventanas consideradas. En el análisis de los registros de este trabajo se ha detectado un total de ocho puntos cuyo cociente presenta un doble pico.

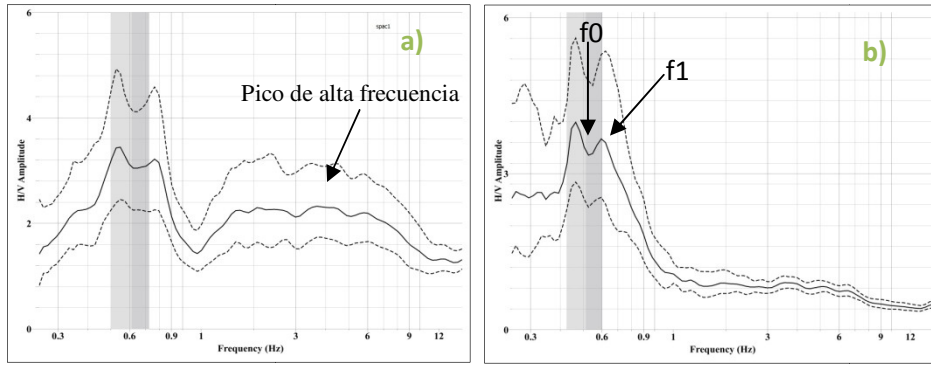


Figura 18: Ejemplos de cociente espectral H/V en los que se identifica un doble pico
a) Punto de medida spac1 (Fig.13). En este punto además se identifica un pico secundario a alta frecuencia **b)** Punto de medida número 14 (Fig.13) donde f_0 es la frecuencia del pico predominante y f_1 del dominante.

En el siguiente mapa (Fig.19) aparece representado el periodo predominante de todos los puntos de medida, a excepción del punto número 40, ya que aún habiéndose realizado la medida, el análisis posterior reflejó un error en el registro, posiblemente debido a un bloqueo del sensor vertical, reflejándose en un cociente espectral sin ningún pico reconocible. Todos los periodos presentados en este mapa son los obtenidos mediante la aplicación del método H/V a los registros adquiridos con el sismómetro de banda ancha Güralp.

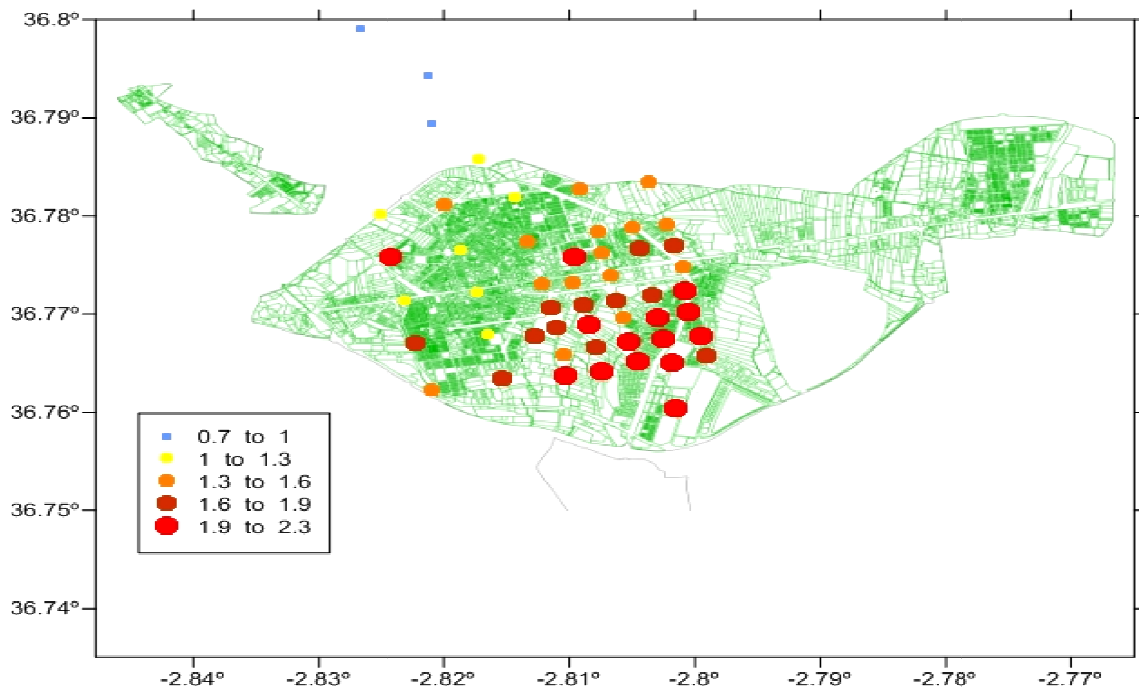


Figura 19: Mapa de distribución de los periodos predominantes en el caso urbano de El Ejido. Su determinación proviene del análisis de los cocientes espectrales H/V (Anexo A) de los registros del sismómetro de banda ancha Güralp.

La distribución de periodos predominantes (Fig.19) está dividida en cinco rangos de valores, cuyos límites se muestran en la leyenda del mapa de la figura 20. Nótese que la mayoría de puntos tiene un periodo predominante asociado mayor a 1.3 s. Se aprecia una tendencia, casi generalizada, de aumento del periodo hacia la parte

sudeste de la malla, concentrándose en este cuadrante la mayoría de los periodos mayores a 1.9 s.

6.3 Discusión de los resultados

Los modelos de velocidad dados por los sondeos geotécnicos (Capítulo 3.2) dan lugar a una clasificación del suelo tipo III (NCSE-02): suelos medios a blandos con una velocidad promedio en los 30 primeros metros comprendida entre 200 y 400 m/s e incluso de tipo II (NCSE-02): roca blanda con un rango de valores para el parámetro V_s^{30} desde 400 a 750 m/s. El rechazo (Fig.9) en los test SPT se consigue en algunos sondeos a profundidades de entre 6 y 8 m, prueba de la alta cohesión existente a profundidades someras. Así mismo, los perfiles de velocidad (Fig.15.c y Fig.16.c) extraídos de la aplicación del método SPAC, muestran unos valores del parámetro V_s^{30} comprendidos en el rango 550-650 m/s, por lo que en estos puntos el terreno se considera tipo II (NCSE-02). Las columnas estratigráficas (Fig.8) extraídas de los sondeos geotécnicos muestran afloramientos de calcarenitas pliocenas en los primeros 20 m en la mayoría de los sondeos, y además en ciertos puntos dentro del casco urbano afloran en superficie; esto hace que el primer nivel del suelo sea moderadamente duro. Como consecuencia en El Ejido se observa que las cimentaciones de algunas construcciones no son demasiado profundas aprovechando estratos de calcarenitas, las cuales pueden encontrarse en los primeros 5 metros de profundidad (e.g. sondeo S-3).

Los periodos fundamentales de resonancia identificados en la ciudad de El Ejido dan valores relativamente altos, variando entre 1.1 y 2.3 s dentro del casco urbano. Para un modelo de una sola capa sedimentaria sobre el basamento, en el que inciden verticalmente ondas S, la velocidad de las ondas de cizalla V_s está relacionada con el espesor H y el período de resonancia T de dicha capa sedimentaria mediante la expresión (Kramer 1996).

$$T = \frac{4H}{V_s}. \quad (6.1)$$

Un primer razonamiento sencillo en base a esta expresión, simplificando las capas sedimentarias existentes en una sola capa sobre el basamento, es que teniendo velocidades altas de V_s , del orden de 1000 m/s, los periodos mayores a 1.3 s serían debidos a una capa con una potencia por encima de los 300 m. Es por tanto que los resultados de este trabajo apoyarían la presencia de un contraste moderado a profundidades ciertamente significativas, lo que concuerda con los resultados de los sondeos profundos de trabajos previos (Marín Lechado, 2005) donde se muestran que los materiales Alpujarrides presentes en la Sierra de Gádor aparecen a profundidades del orden de los 300 a los 600 m en el área urbana del Ejido (Fig.20) por interpolación de estos sondeos profundos mediante krigeage.

En la figura 20 se muestra el resultado de la superposición de los mapas de isopacas (potencias en metros) de Marín Lechado (2005) de los sedimentos cuaternarios y neógenos) sobre el mapa del área urbana de El Ejido y la malla de puntos de medición de este trabajo.

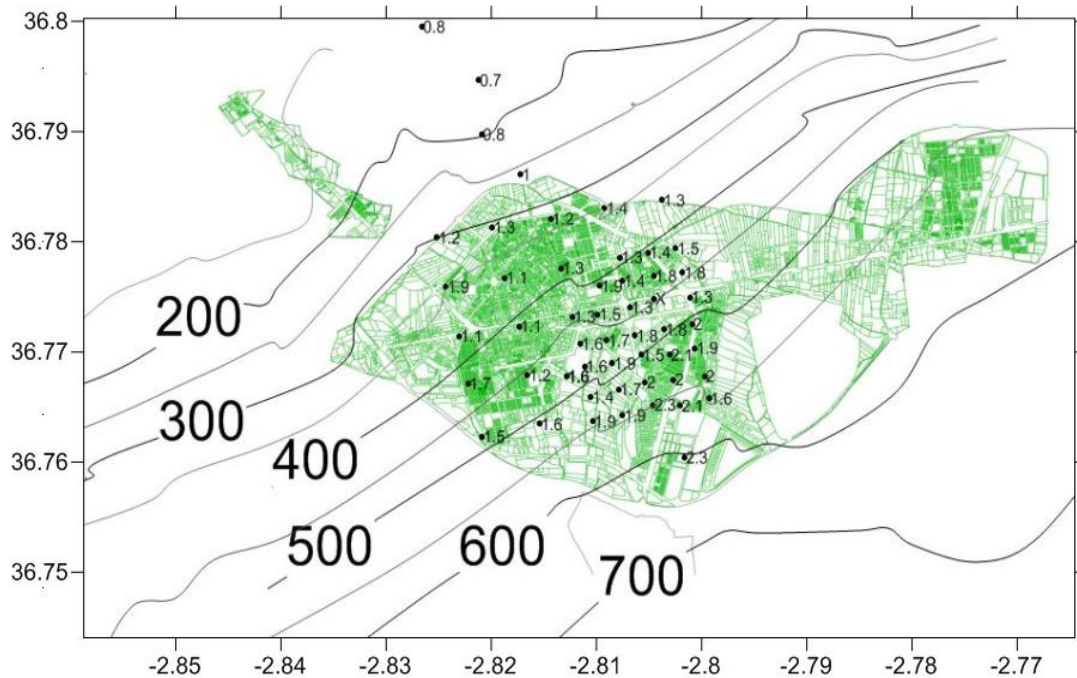


Figura 20: Mapa de la ciudad de El Ejido con la distribución de periodos predominantes de la malla experimental superpuesta sobre las isocías de potencias de sedimentos cuaternarios y neógenos de la parte norte del Campo de Dalías, Marín Lechado (2005).

La relación (potencia de sedimentos vs periodo predominante) se muestra en la gráfica de la figura 21 observándose una relación creciente entre el periodo predominante del terreno y la potencia de sedimentos. Esto respalda la idea propuesta de que el pico predominante de los cocientes H/V refleja el contraste entre el basamento alpujarride y los sedimentos depositados sobre él, si bien no es un argumento definitivo, ya que hay interfaces entre capas más someras con tendencias similares de hundimiento hacia el SE.

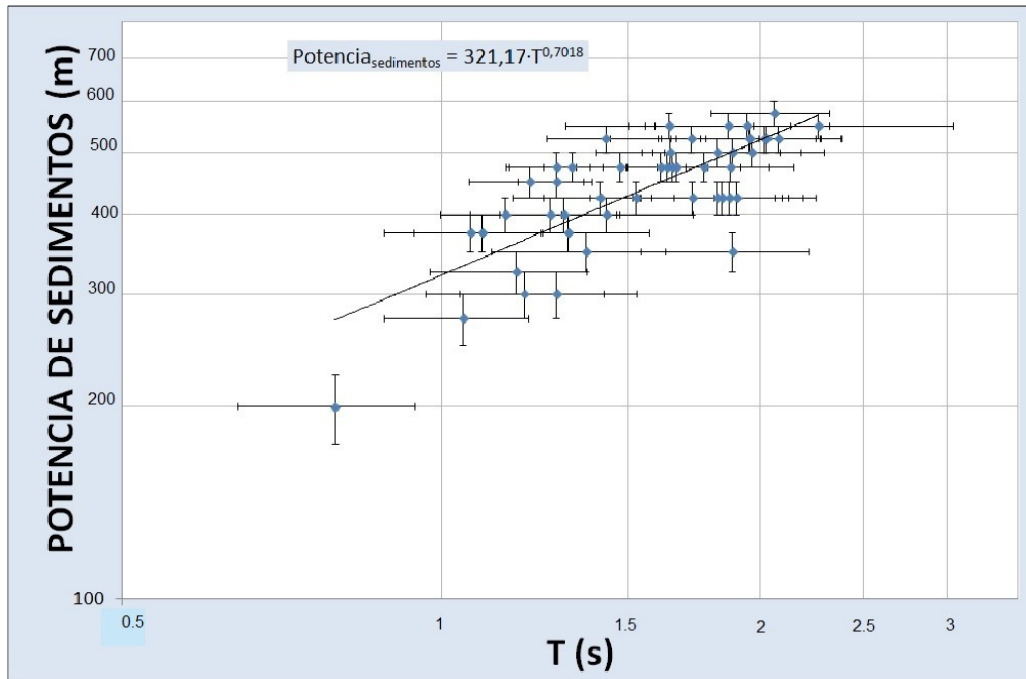


Figura 21: Gráfica de espesor de sedimentos vs periodo predominante para los puntos de la malla experimental. Se proporciona el ajuste a una función potencial (e.g. Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999).

Para aclarar el origen del pico principal del cociente H/V, se construyó una columna litológica (Fig.22) basada en el modelo de estructura del Campo de Dalías publicado en Pedrera et al. (2015). Los mapas analizados para ello son el resultado del análisis de perfiles sísmicos de reflexión y de la datación radiométrica y paleontológica de las unidades litológicas del Campo de Dalías cortadas en sondeos profundos de extracción de aguas.

La litología situada en el techo es identificada en Pedrera et al. (2015), según la clasificación por edades, como unidad A y comprende los abanicos aluviales cuaternarios de la parte norte del campo de Dalías, a los que se estima para el punto elegido de unos 21 m. La capa situada por debajo de esa primera unidad superficial tiene una potencia de 40 m y es identificada como unidad B. Comprende los depósitos pliocenos compuestos por margas, limos, calcarenitas, arenas, gravas y conglomerados. La capa situada debajo de la B es la capa C, con una potencia de 240 m, atribuida los autores al Messiniense. El techo de la unidad se interpreta como el límite entre el plioceno y el mioceno. Esta unidad C está subdividida en dos unidades, C₁ y C₂, estando la superior, C₂, compuesta por calizas margosas marinas y limos, mientras que la subunidad C₁ está compuesta por limos y margas del Messiniense inferior. La última capa de la columna litológica descansa directamente sobre el basamento y se identifica como unidad D. Es una unidad bioclástica y siliciclastica mixta de edad Tortoniense, con rocas volcánicas calci-alcalinas intercaladas, la cual tiene una potencia de unos 100 m en la columna representada en la figura 22.

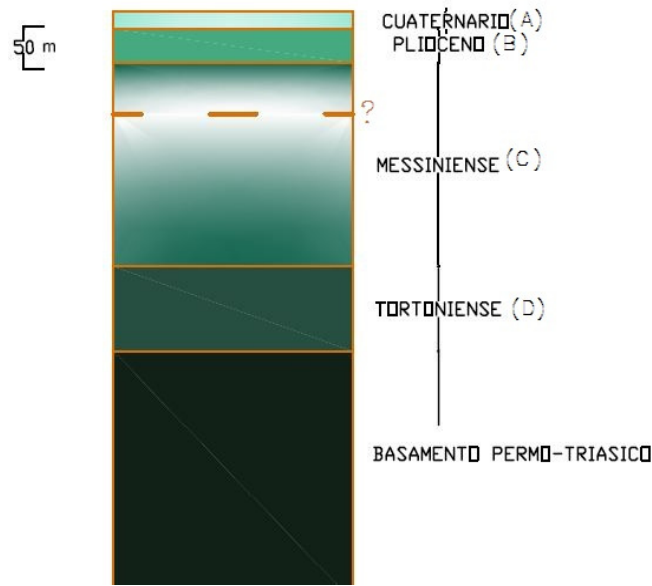


Figura 22: Columna litológica para el punto de coordenadas UTM (515676,4070015) construida a partir del modelo publicado por Pedrera et al., 2015.

Para la determinación del H/V sintético que corresponde a esta estructura se ha utilizado un método basado en la modelización del ruido ambiental mediante un campo difuso, considerando tanto los efectos de las ondas superficiales como los de las internas (García-Jerez et al., 2013; Sánchez-Sesma et al., 2011). Asumiendo valores de velocidades y densidades razonables para los materiales de la columna (Tabla 3), basados en estudios sísmicos en zonas próximas (García Jerez, A., 2010) se obtiene la curva mostrada en (Fig.23), la cual muestra un período predominante similar a los obtenidos experimentalmente en dicha zona.

Espesor (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	Densidad (g/cm ³)
21	993	500	1,8
40	1158	650	1,9
60	1493	850	2,0
175	1932	1100	2,0
105	3118	1800	2,5
	3464	2000	2,6

Tabla 3. Modelo estimado del terreno utilizado en la simulación del cociente H/V en el NO de la ciudad de El Ejido.

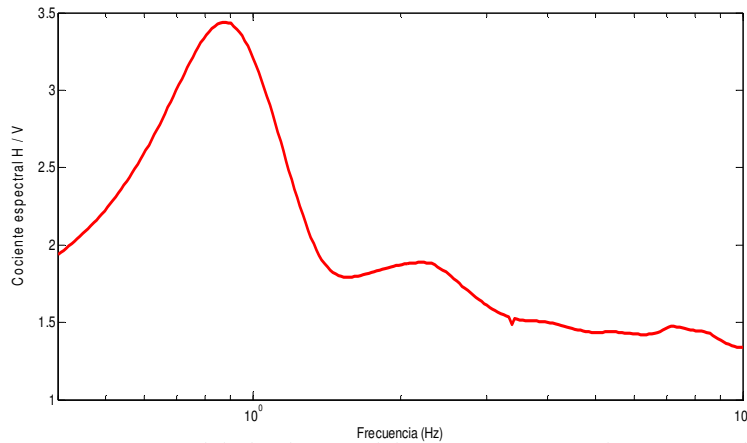


Figura 23: Modelado directo del cociente espectral H/V para la estructura mostrada en la figura 22, en el sector NO del área de estudio.

Se puede comprobar variando el modelo que el contraste del paquete sedimentario superior con la unidad D y con el basamento es el responsable de la generación del pico principal. Las incertidumbres sobre las velocidades concretas de estas capas profundas dificultan diferenciar sus efectos. Es incluso posible que la duplicación del pico, encontrada en varios cocientes H/V (e.g. Fig.18b) esté relacionada con este contraste de velocidad “en dos etapas” que ocurre en los últimos ~100 m del modelo.

La explicación sobre el origen del doble pico, encontrado en varios cocientes H/V (Apéndice B, puntos: 14, 16, 20, 28, 32, 38, 45, spac1) que se aventura a dar en este trabajo, es que la capa que conforma la unidad D representaría un doble contraste de impedancias, de esta forma se produciría una resonancia en dos etapas. Es decir, toda la potencia de sedimentos que descansa sobre el basamento tiene un comportamiento resonante a una frecuencia y a su vez las capas de las unidades A, B y C tienen un comportamiento resonante sobre la capa D a una frecuencia cercana a la asociada al primer comportamiento. Esta explicación sería la que se cree posible como origen del doble pico H/V de esos puntos.

CAPITULO 7

CONCLUSIONES

En este trabajo se han utilizado los métodos SPAC y H/V para la caracterización, a través de las medidas de ruido sísmico ambiental, del suelo urbano de la ciudad de El Ejido en términos de perfiles de velocidad de cizalla y periodos predominantes del terreno.

Los valores N-SPT muestran que el suelo urbano de la ciudad de El Ejido presenta una gran heterogeneidad en superficie, con valores V_s^{30} estimados comprendidos entre 207 y 479 m/s.

Los perfiles de velocidad calculados mediante el método de SPAC muestran un suelo semi-duro con valores V_s^{30} comprendidos entre 550 y 650 m/s (suelo Tipo II, NCSE-02).

Los valores del periodo predominante del terreno dentro del área urbana de El Ejido se encuentran por encima de 1 s, llegando a alcanzar valores superiores a los 2 s en la parte más meridional de la ciudad. Del análisis de la distribución de los periodos predominantes se observa una tendencia creciente del valor del periodo según la dirección NO-SE. Este resultado es concordante con la distribución de las isopacas de sedimentos Neógenos y Cuaternarios en el área de estudio (Marín Lechado, 2005).

La simulación de la razón espectral H/V, obtenida a partir de un modelo del terreno basado en sísmica de reflexión y modelos profundos, muestra que el pico del cociente espectral H/V refleja el contraste entre la capa de sedimentos y el basamento sobre el que descansa la ciudad de El Ejido.

En 8 puntos de medida se observa que la razón espectral H/V muestra más de un pico dominante, alguno de los cuales en el rango 2-6 Hz. Este pico a altas frecuencias puede interpretarse como debido a la existencia de contrastes de velocidades más superficiales. Este resultado es especialmente relevante si se analiza la posible resonancia entre el suelo y los edificios existentes en la ciudad ante una sacudida sísmica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría sido posible sin la ayuda ni la dedicación por su parte que han puesto en él mis tutores: Dr. Manuel Navarro Bernal y Dr. Antonio García Jerez. Agradezco haber trabajado con ellos y todas las lecciones aprendidas durante el Máster, han sabido contagiar en mí la pasión por su oficio y el compromiso directo de éste con la sociedad.

Agradecer a los Proyectos de Investigación CGL2011-30187-C02-02 y CGL2014-59908, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación y el Ministerio de Economía y Competitividad de España respectivamente, por la aportación de la instrumentación necesaria en la realización de las medidas de campo y documentación sobre el área de estudio. En este sentido, mostrar mi agradecimiento a la colaboración prestada por el Área de Urbanismo y por servicio de Archivo Municipal del Ayuntamiento de El Ejido

Agradezco a Carolina Aranda Caballero su importante colaboración y ayuda en el manejo de AutoCad para la representación de mapas y estratigrafías. Le agradezco a mi compañera Esther Martín Funes haberme facilitado los registros de la primera campaña de zonificación en la que se completaron los primeros 25 puntos de medida de este trabajo.

Quiero agradecer a mis padres su ayuda y apoyo, una vez más, en el logro de mis objetivos. La dedicación que puse en este trabajo es consecuencia de su esfuerzo para que yo lo realizase en las mejores condiciones.

REFERENCIAS

- Aki, Keiiti, 1957. Space and time spectra of stochastic waves, with special reference to microtremors. *22* 35, 415–456.
- Akin, M.K., Kramer, S.L., Topal, T., 2011. Empirical correlations of shear wave velocity (V_s) and penetration resistance (SPT-N) for different soils in an earthquake-prone area (Erbaa-Turkey). *Eng. Geol.* 119, 1–17. doi:10.1016/j.enggeo.2011.01.007.
- Asensio, Á.G., Prats, P.D., Montes, P.A.F., 2003. Sistema costero de Sierra de Gádor. Observaciones sobre su funcionamiento y relaciones con los ríos Adra y Andarax, y con el mar.
- Asten, M.W., 2004. Passive seismic methods using the microtremor wave field. ASEG Ext. Abstr. 2004, 1. doi:10.1071/ASEG2004ab003.
- Asten, M.W., Dhu,Trevor, N., Lam,Nelson, 2004. Optimised array design for microtremor array studies applied to site classification; comparison of results with SCPT logs, in: Proc. of 13th World Conf. on Earthquake Engineering, Vancouver, BC, Canada.
- Bard,P., 1999. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation. Presented at the The effects of surface geology on seismic motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani, Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 1251–1279.
- Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., Archuleta, R.J., 1997. Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 710–730.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., Fäh, D., 2006a. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* 167, 827–837. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006b. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. *Earth-Sci. Rev.* 79, 205–227. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.
- Caselles, J.O., Pérez-Gracia, V., Franklin, R., Pujades, L.G., Navarro, M., Clapes, J., Canas, J.A., García, F., 2010. Applying the H/V Method to Dense Cities. A Case Study of Valencia City. *J. Earthq. Eng.* 14, 192–210. doi:10.1080/13632460903086069.
- Cheddadi,A., 2001. Caracterización sísmica del subsuelo de la ciudad de Granada mediante el análisis espectral del ruido de fondo sísmico y la exploración de ondas de cizalla horizontales. Granada, Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.
- Cho, I., Tada, T., Shinozaki, Y., 2004. A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics* 69, 1535–1551. doi:10.1190/1.1836827.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194. doi:10.1029/94GL02118.
- Dikmen, Ü., 2009. Statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance for soils. *J. Geophys. Eng.* 6, 61–72. doi:10.1088/1742-2132/6/1/007.

- Enomoto, T., Kuuriyama, K., Navarro, M., Iwatate, T., 2002. Site-effects evaluation by H/V spectra comparing microtremor with strong motion records observed at ground surface and basement using borehole, in: 596. Presented at the The 12th European Conference on Earthquake Engineering, Londres.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics* 227, 105–126. doi:10.1016/0040-1951(93)90090-7
- García Jerez, A., 2010. Development and assessment of new methods for passive seismic exploration. Application to local geological structures in Southern Spain. PhD Thesis, University of Almería, Almería (Spain).
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., Pérez-Ruiz, J.A., 2008. Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method. *Geomorphology* 93, 74–88. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.018.
- García-Jerez, A., Luzón, F., Sánchez-Sesma, F.J., Lunedei, E., Albarello, D., Santoyo, M.A., Almendros, J., 2013. Diffuse elastic wavefield within a simple crustal model. Some consequences for low and high frequencies. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5577–5595. doi:10.1002/2013JB010107.
- García Jerez, A., Navarro, M., Luzón, F., 2004. Comparison between microtremor H/V spectral ratio and theoretical results by using a surface wave scheme. XXIX Gen. Assem.
- Herrmann, R.B., 1987. Computer programs in Seismology. Sant Louis University.
- Ibs-von Seht, M., Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, 250–259.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering* (Vol. 80). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., Savvaidis, A., 1996. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1692–1703.
- Marín Lechado, C., 2005. Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales: tesis doctoral. Editorial Universidad de Granada, Granada.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., de Lacy, M.C., Pedrera, A., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., García-Tortosa, F., Ramos, M.I., Rodríguez-Caderot, G., Rodríguez-Fernández, J., Ruiz-Constán, A., de Galdeano-Equiza, C.S., 2010. Levelling Profiles and a GPS Network to Monitor the Active Folding and Faulting Deformation in the Campo de Dalías (Betic Cordillera, Southeastern Spain). *Sensors* 10, 3504–3518. doi:10.3390/s100403504.
- Marín Lechado, C., Galindo Zaldívar, J., Rodríguez Fernández, L.R., Pedrera Parias, A., others, 2004. Estructura del Campo de Dalías a partir de datos gravimétricos y sísmicos.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I., Pedrera, A., 2005. Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics* 396, 81–96. doi:10.1016/j.tecto.2004.11.001.
- Martín Rojas, I., 2006. Las unidades internas del sector de la Sierra de Gádor: estructura y evolución geodinámica. Universidad d'Alacant = Universidad de Alicante, Alicante.

- Molina-Sánchez, L., Sánchez-Martos, F., Daniele, L., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A., 2015. Interaction of aquifer-wetland in a zone of intensive agriculture: the case of Campo de Dalías (Almería, SE Spain). *Environ. Earth Sci.* 73, 2869–2880. doi:10.1007/s12665-014-3260-3.
- Nakamura, Y., 1989. A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. *QR of RTRI* 30, 25–33.
- Navarro, M., Vidal, F., Enomoto, T., Alcalá, F.J., Sánchez, F.J., Abeki, N., 2007. Analysis of site effects weightiness on RC building seismic response. The Adra (SE Spain) example. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 1363–1383.
- NCSE-02 (2002). “Normativa de Construcción Sismorresistente Española“, Real Decreto 997/2002. Boletín Oficial Del Estado No. 244, 11 October, 2002, Spain.
- Nelder, J.A., Mead, R., 1965. A Simplex Method for Function Minimization. *Comput. J.* 7, 308–313. doi:10.1093/comjnl/7.4.308.
- Ohta, Y., Goto, N., 1978. Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 6, 167–187. doi:10.1002/eqe.4290060205.
- Pedreira, A., Marín-Lechado, C., Stich, D., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Rey-Moral, C., de Lis Mancilla, F., 2012. Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalías, Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics* 522-523, 208–217. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.001.
- Pedreira, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Lobo, F.J., 2015. Smooth folds favoring gypsum precipitation in the Messinian Poniente marginal basin (Western Mediterranean).
- Salazar, W., Mannette, G., Reddock, K., Ash, C., Hinds, M., 2014. FINAL REPORT: Seismic Microzonation Studies of Port of Spain, Trinidad, based on H/V spectral ratios and Genetic Inversion of Phase Velocity on Microtremors. <http://www.researchgate.net/publication/267096065>.
- SESAME European Research Group, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambiente Vibrations : Measurements Processing and Interpretation : SESAME European Project EVG1-CT-2000-0026, 62 p.
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., Rodríguez-Castellanos, A., 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium: Theory for microtremor H/V spectral ratio. *Geophys. J. Int.* 186, 221–225. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x.
- Seekins, L.C., Wennerberg, L., Margheriti, L., Liu, H.-P., 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: A comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 627–635.
- Tokimatsu, J., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. Presented at the Proc. IS-Tokyo'95 / 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo, Japan, pp. 1333–1368.
- Udías, A., Buforn, E., 1991. Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH* 136, 433–448. doi:10.1007/BF00878580.

- Van der Baan, M., 2009. The origin of *SH* -wave resonance frequencies in sedimentary layers. *Geophys. J. Int.* 178, 1587–1596. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04245.x.
- Vidal, F., 1986. Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán. Servicio de Publicaciones, Universidad de Granada, Granada.
- Wang, K., Luo, Y., Li, H., 2014. The nature of ambient noise over a field in western Junggar Basin near Karamay, China, in: *Proceedings of the 6th International Conference on Environmental and Engineering Geophysics*, Xi'an, China. pp. 162–167.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacement. *84* 974–1002.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 1999. Estimation of near surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *GEOPHYSICS* 64, 691–700. doi:10.1190/1.1444578.
- Xia, J., Miller, R., Park, C., 1999b. Evaluation of the MASW technique in unconsolidated sediments; Technical Program with biographies. Presented at the 69th Annual meeting, Houston, Texas, pp. 437–440.

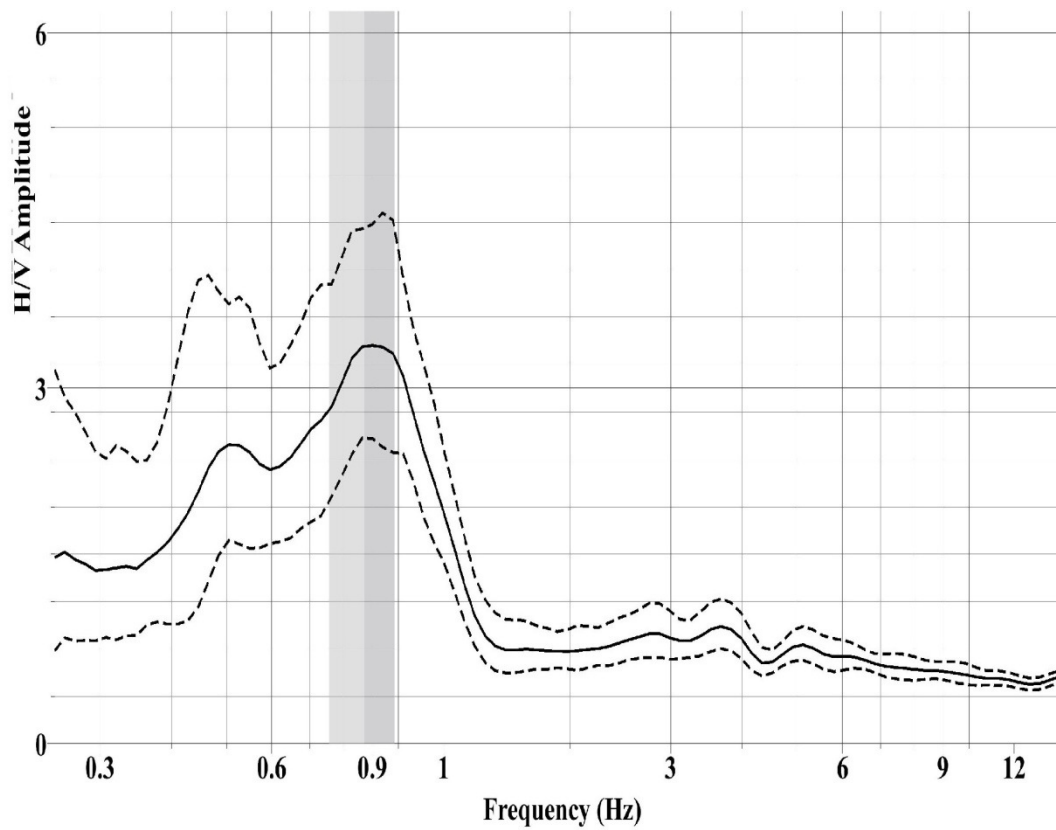
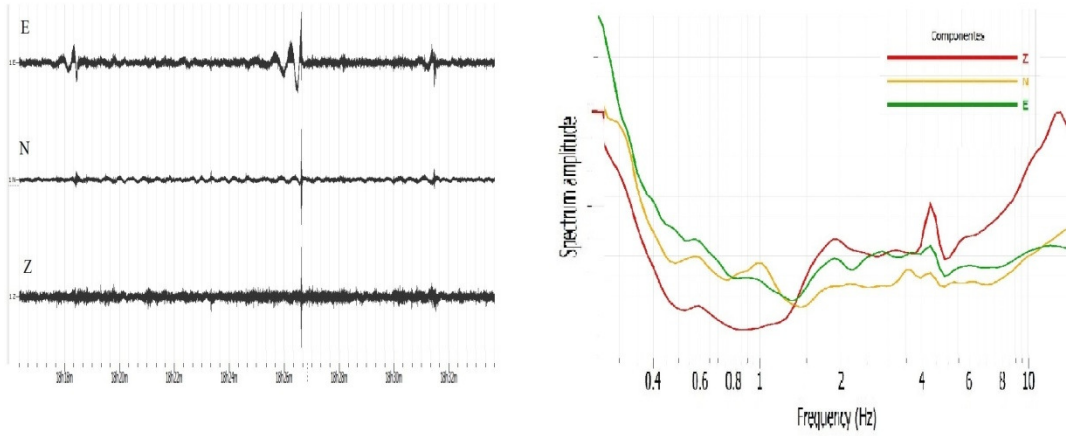
APÉNDICES

A. TABLA DE PERIODOS PREDOMINANTES

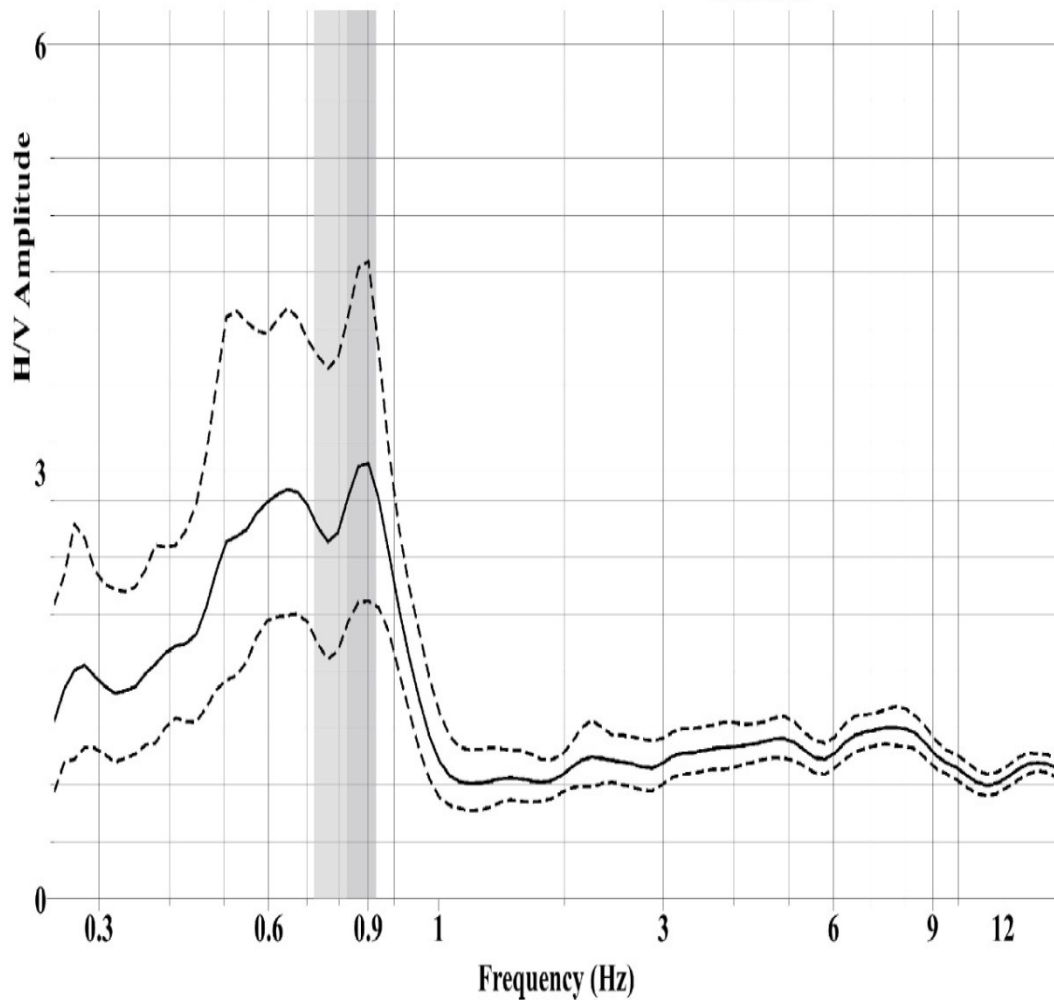
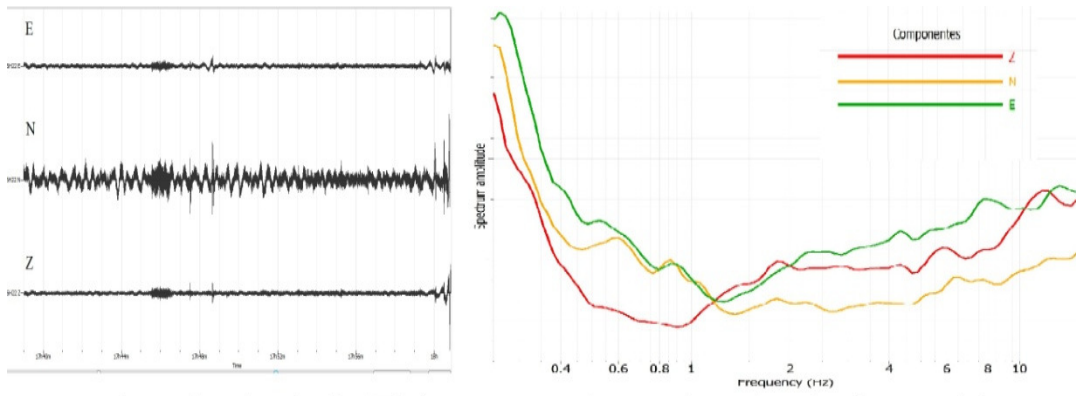
PUNTO	T (s)	ΔT (s)
1	1,1	0,1
2	1,2	0,2
3	1,6	0,2
4	1,6	0,3
5	1,5	0,2
6	1,7	0,2
7	1,1	0,3
8	1,3	0,2
9	1,3	0,1
10	1,3	0,1
11	1,9	0,2
12	2,3	0,4
13	1,6	0,8
14	1,9	0,3
15	1,9	0,3
16	1,9	0,3
17	1,1	0,3
18	1,3	0,2
19	1,3	0,2
20	1,9	0,3
21	1,3	0,3
22	1,4	0,2
23	1,2	0,2
24	1,3	0,2
25	1,2	0,2
26	1,4	0,3
27	1,7	0,4
28	2,0	0,3
29	2,0	0,3
30	2,1	0,3
31	1,9	0,3
32	1,9	0,3
33	2,1	0,3
34	1,6	0,0
35	1,7	0,3
36	1,8	0,3
37	1,8	0,3
38	2,0	0,3
39	2,0	0,3
41	1,5	0,3
42	1,4	0,2
43	1,8	0,3
44	1,8	0,3
45	1,4	0,3
46	1,9	0,3
spac1	1,6	0,3
N1	1,0	0,2
N2	0,8	0,2
N3	0,7	0,1
N4	0,8	0,1

B. COCIENTES ESPECTRALES H/V

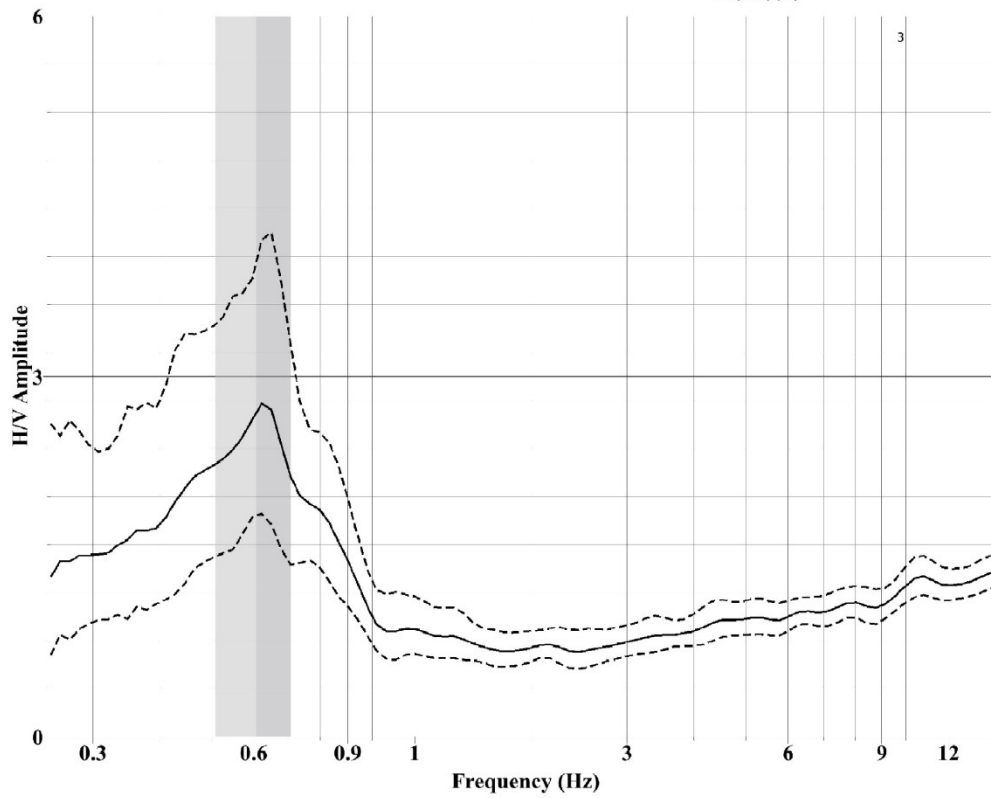
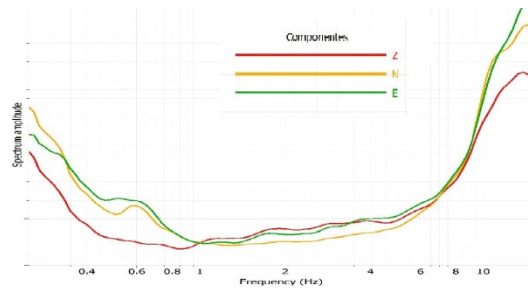
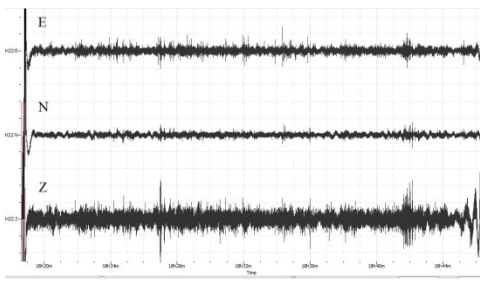
PUNTO 1



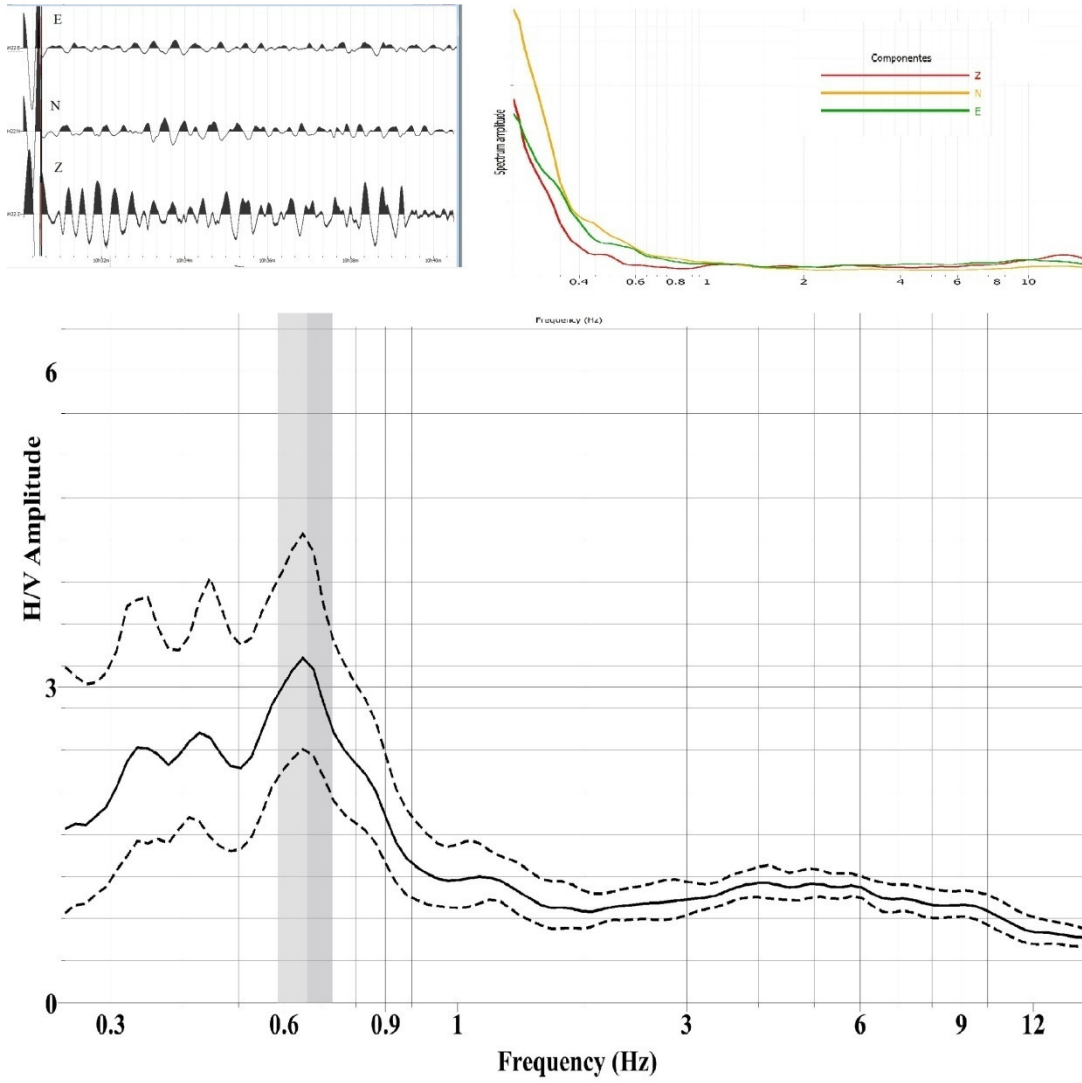
PUNTO 2



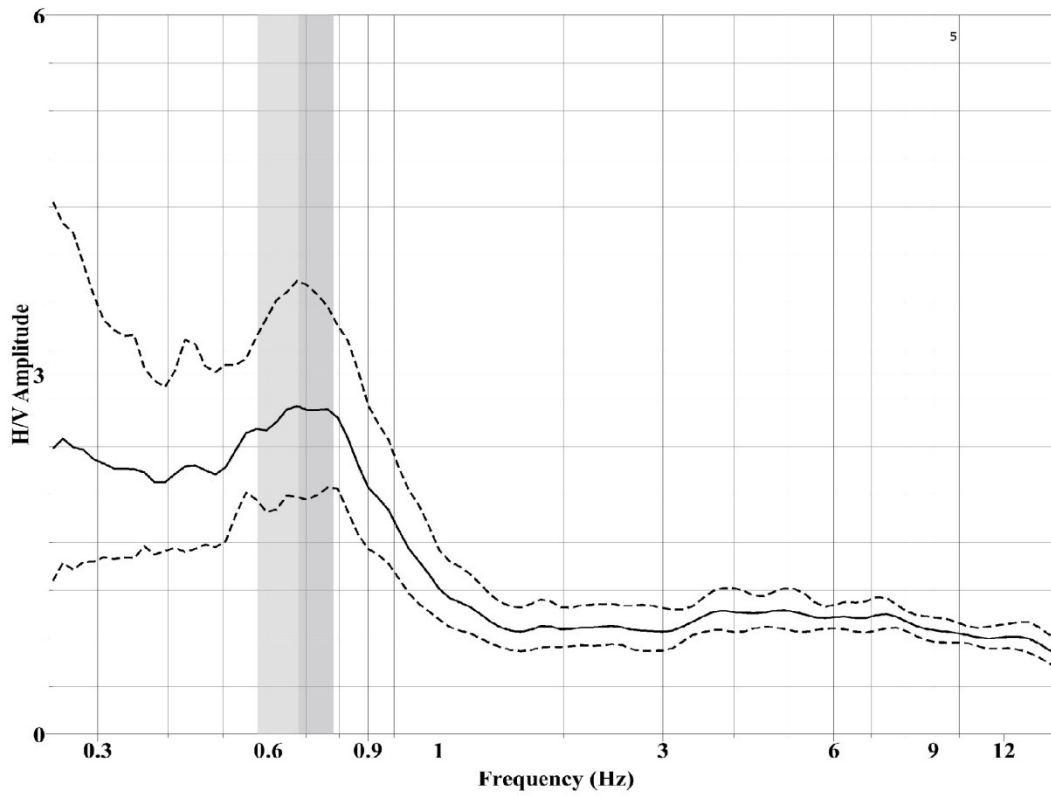
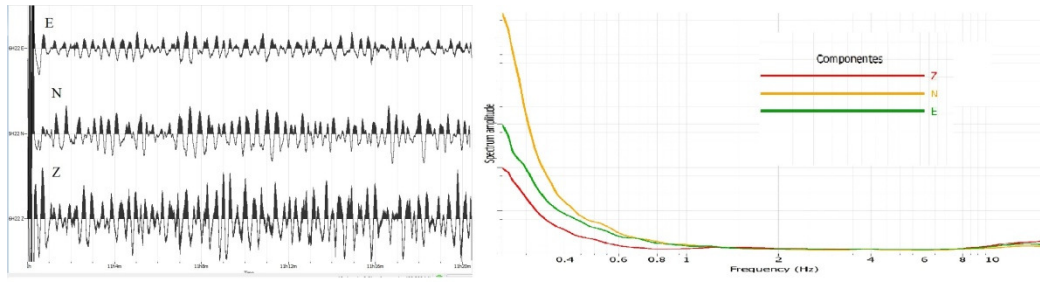
PUNTO 3



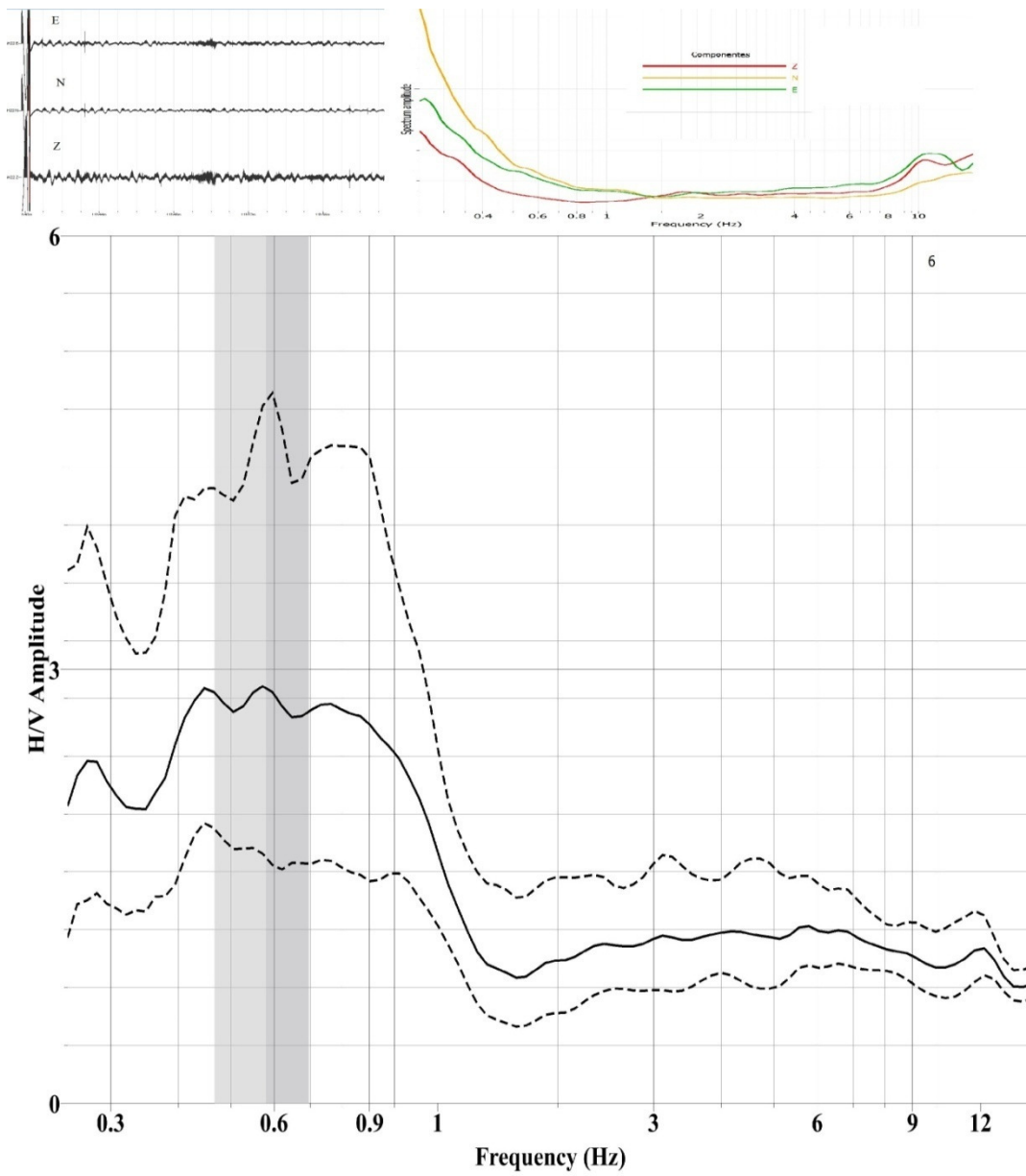
PUNTO 4



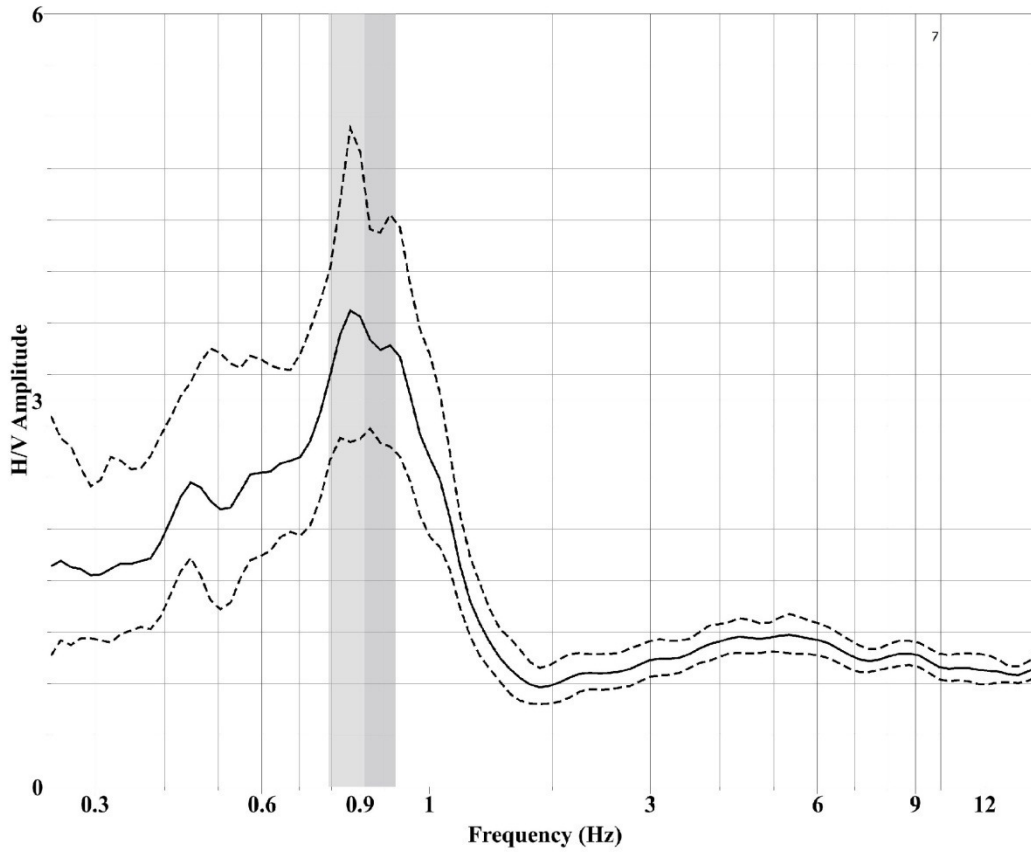
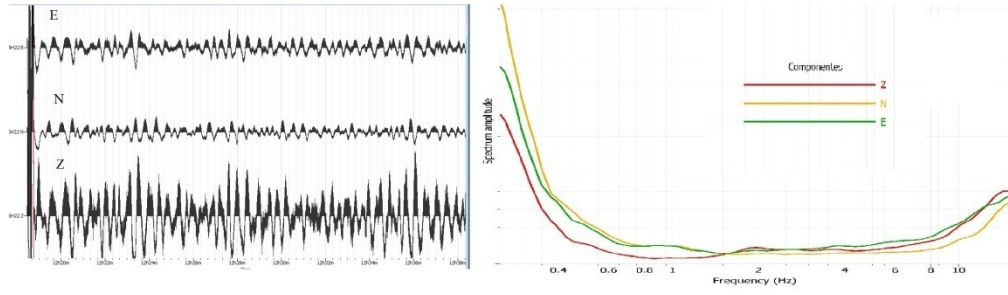
PUNTO 5



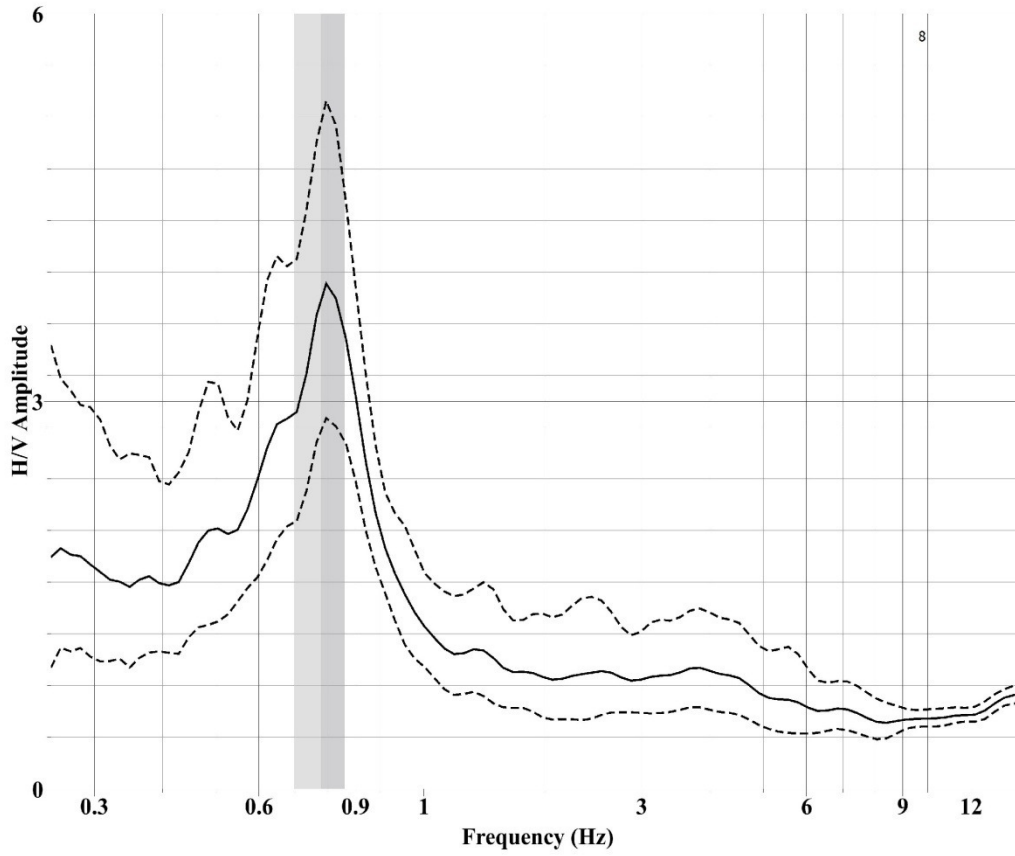
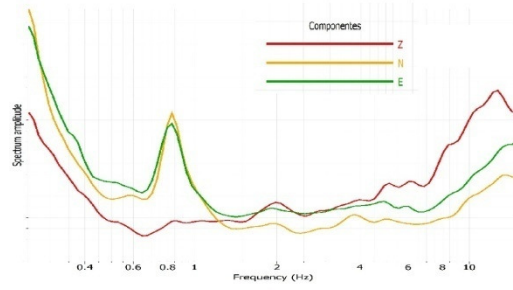
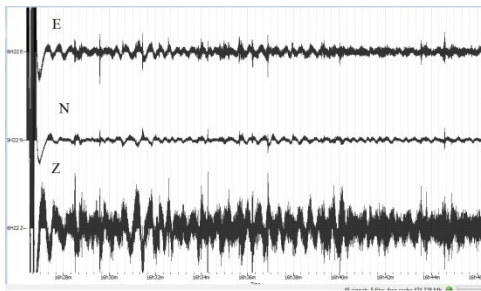
PUNTO 6



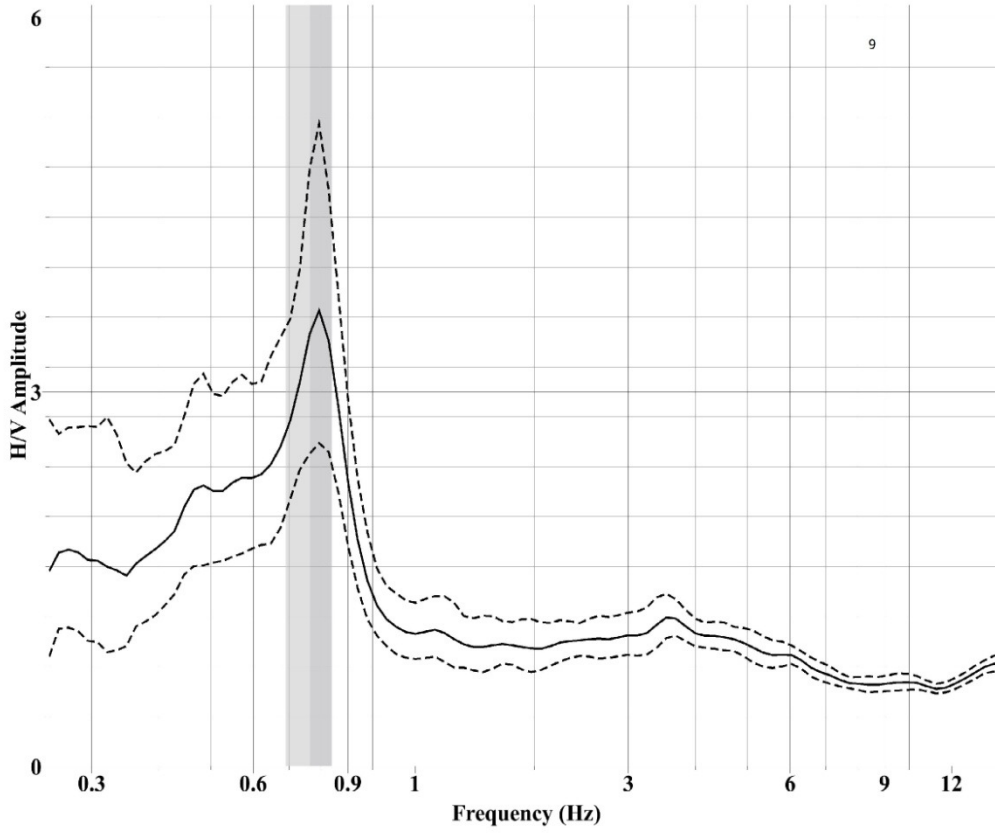
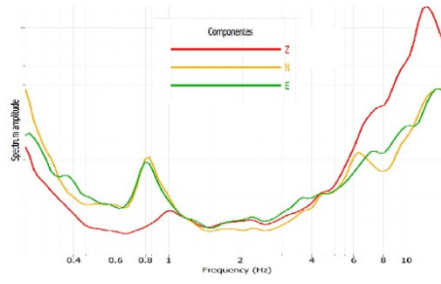
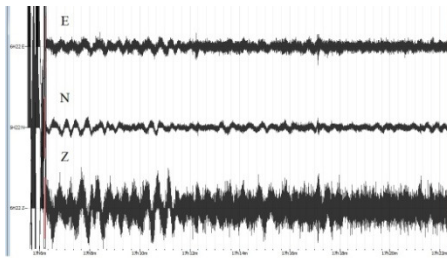
PUNTO 7



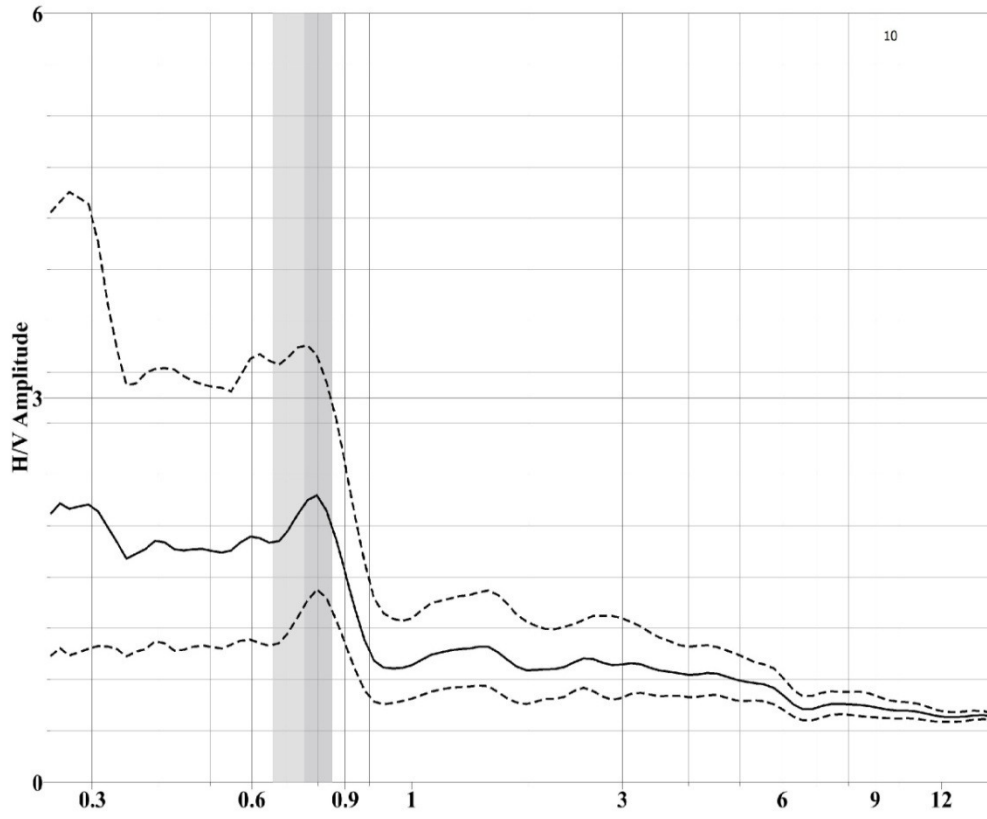
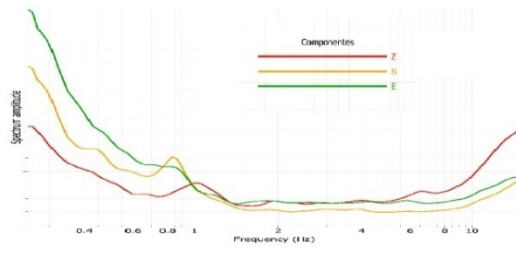
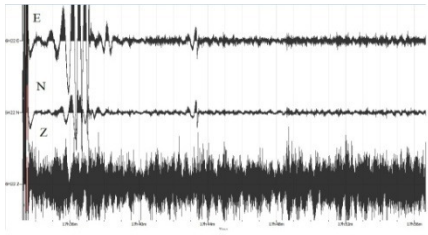
PUNTO 8



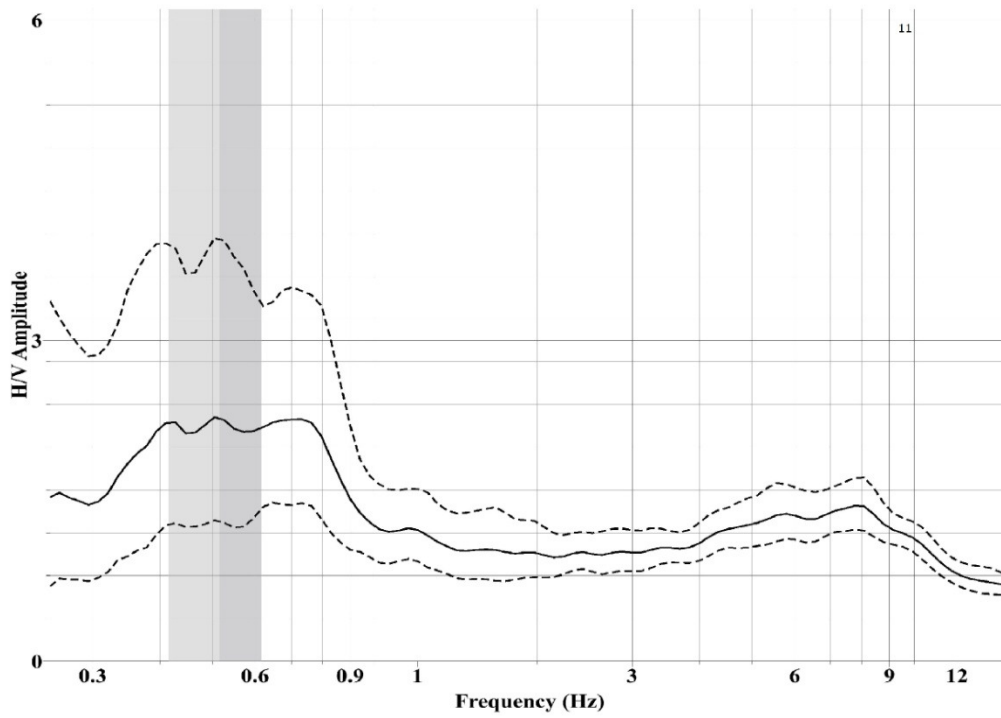
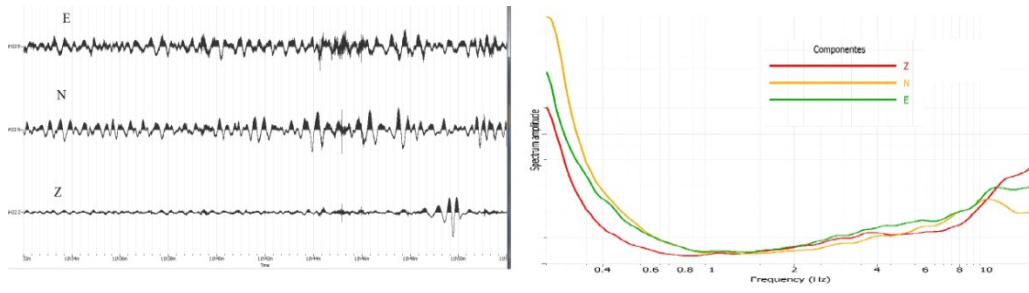
PUNTO 9



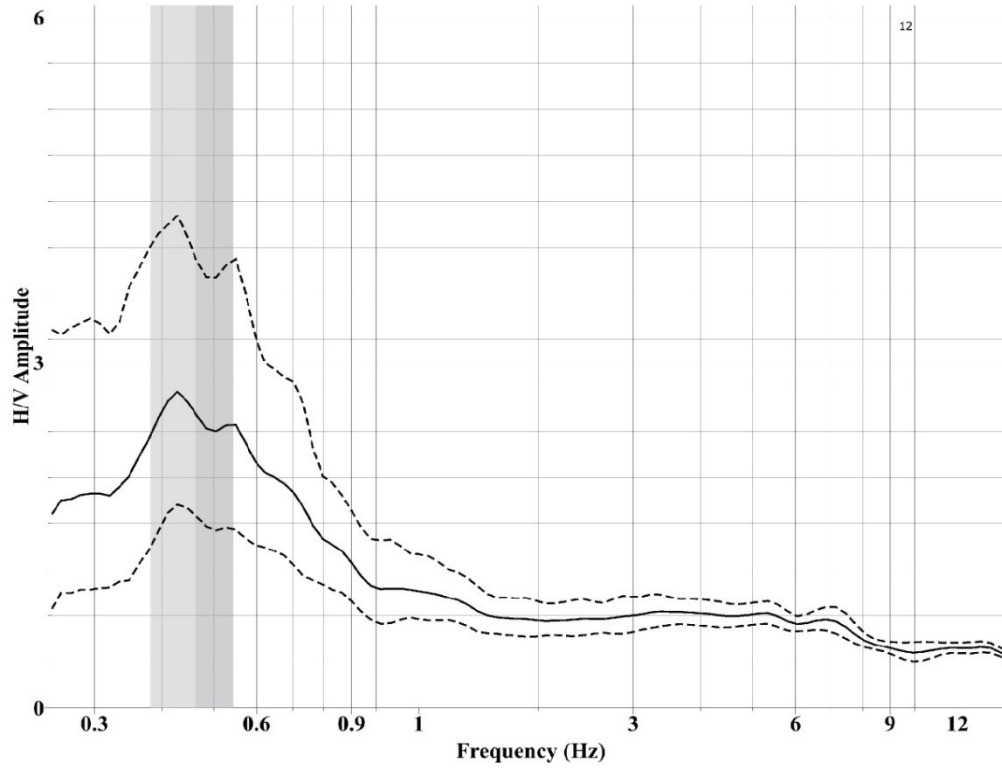
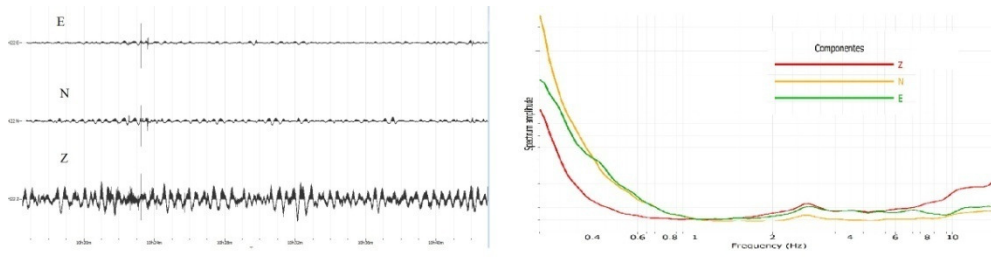
PUNTO 10



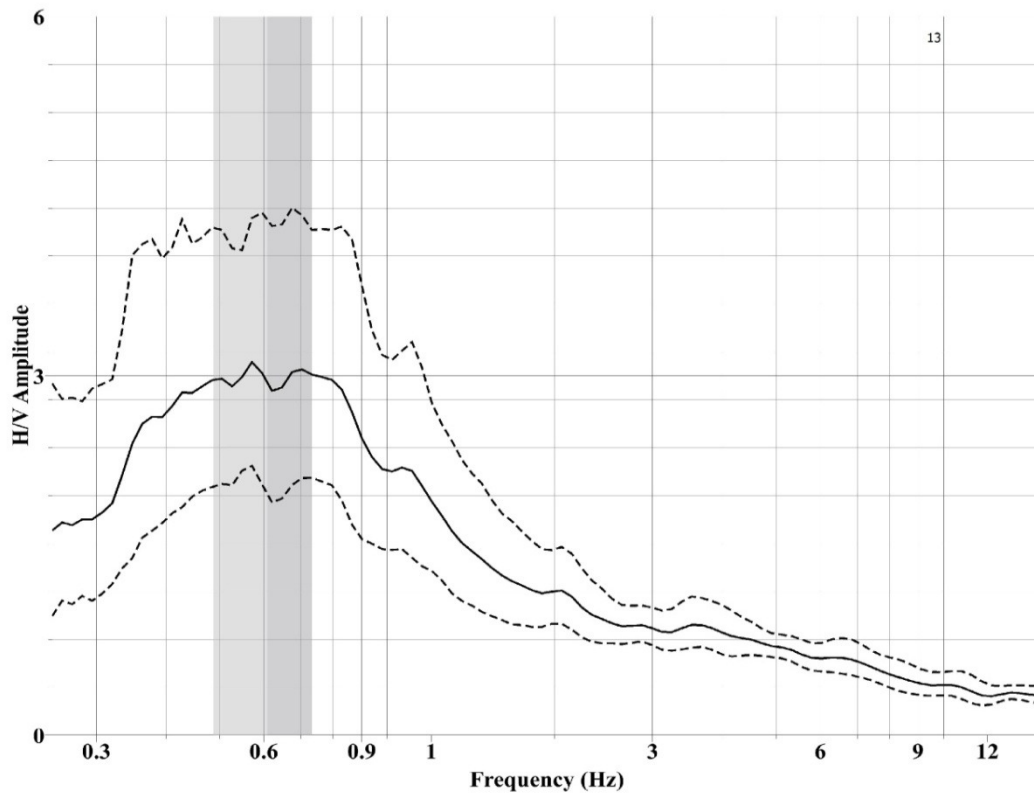
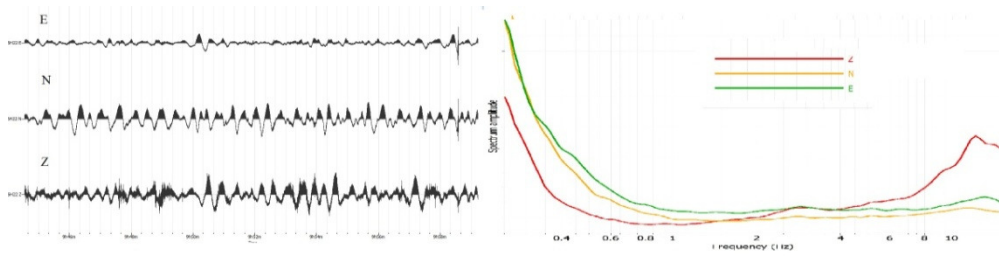
PUNTO 11



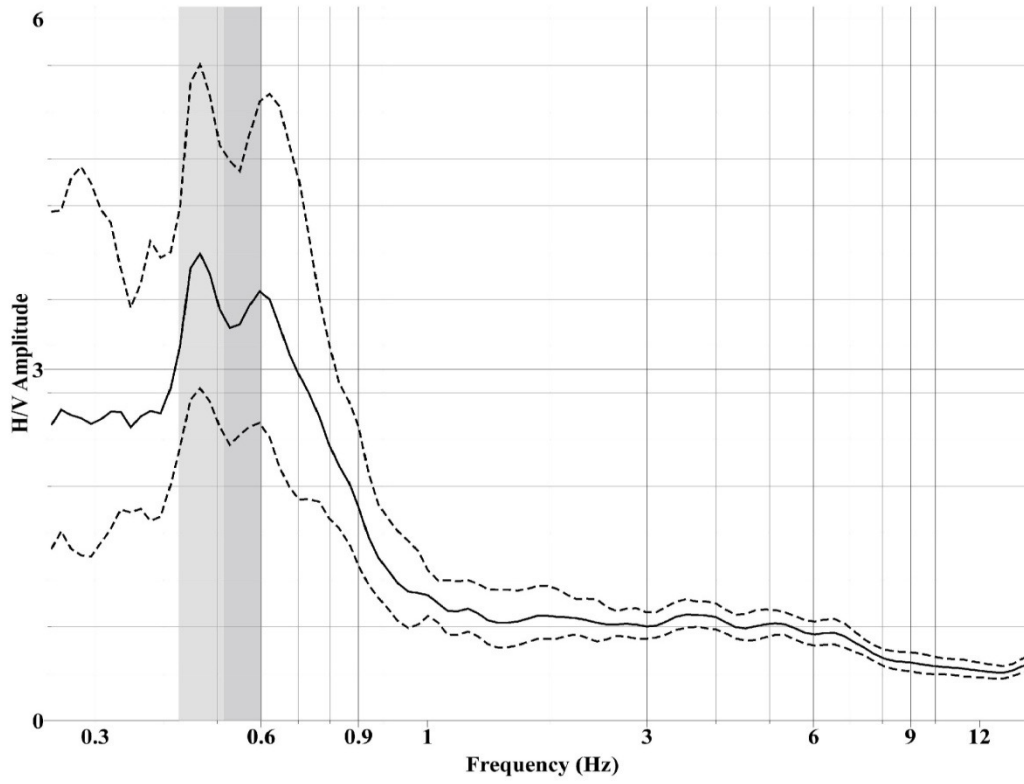
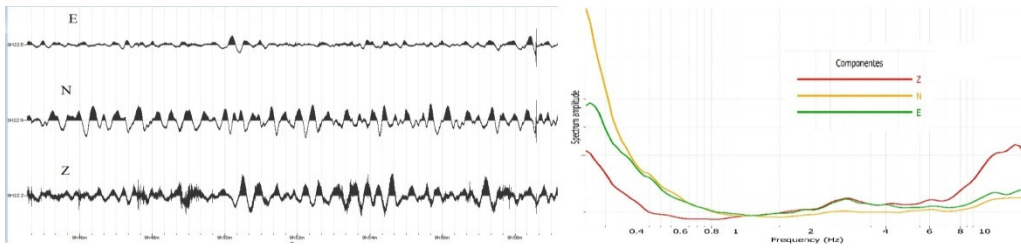
PUNTO 12



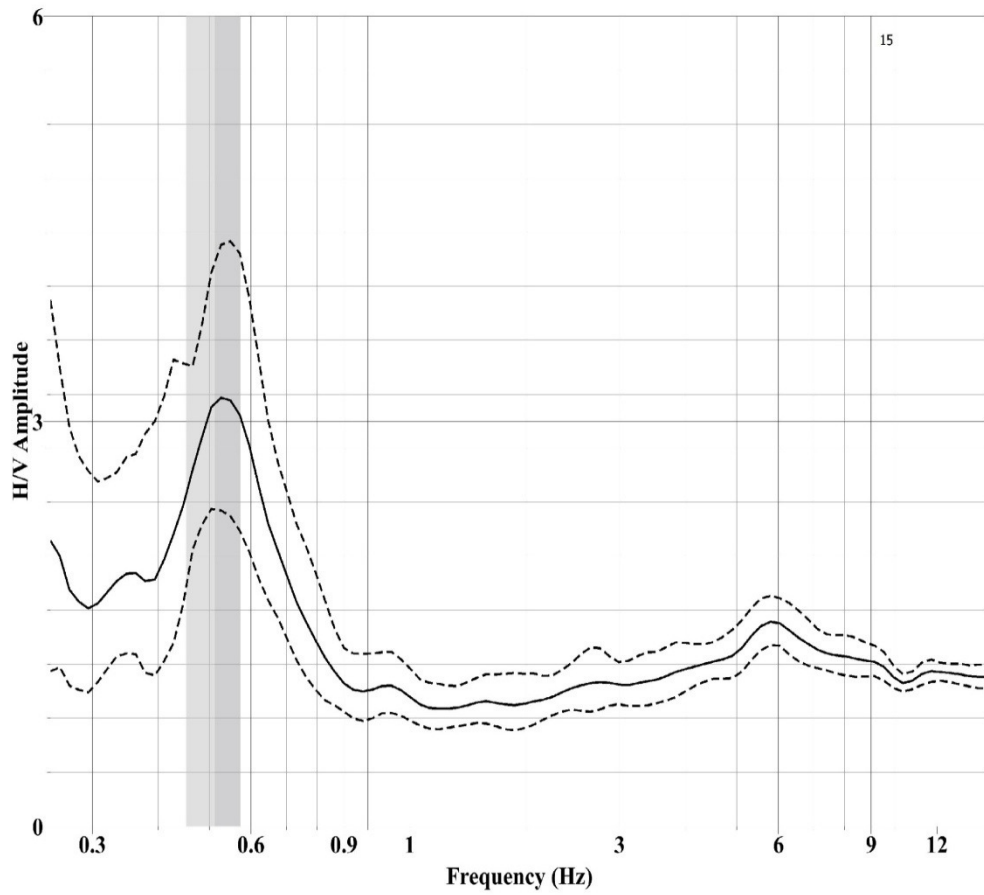
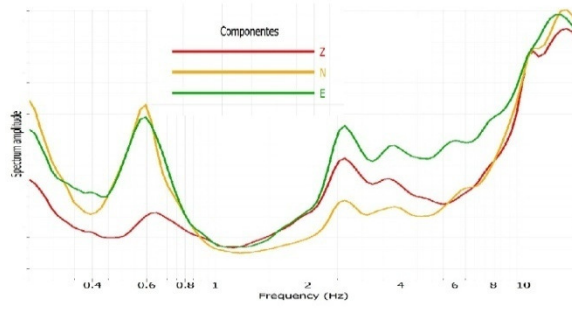
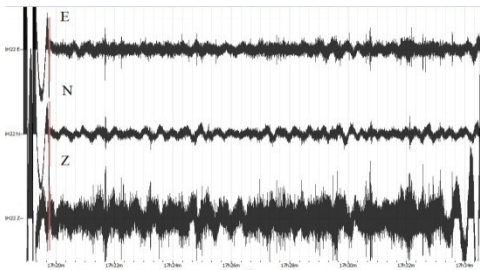
PUNTO 13



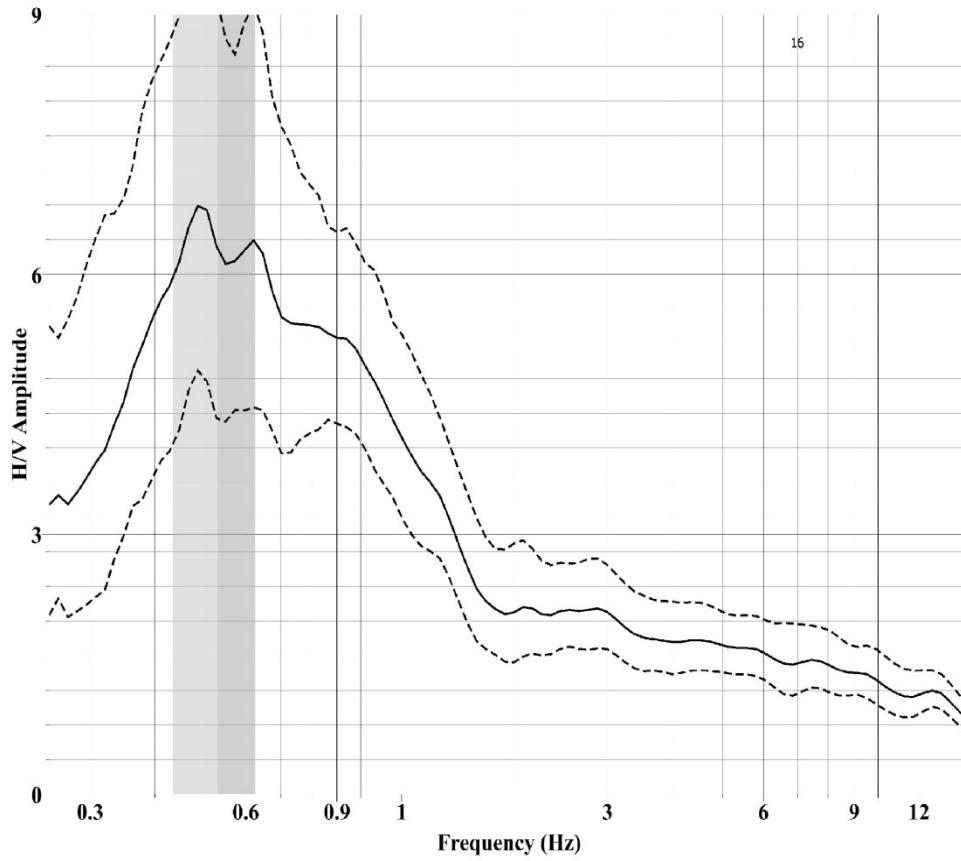
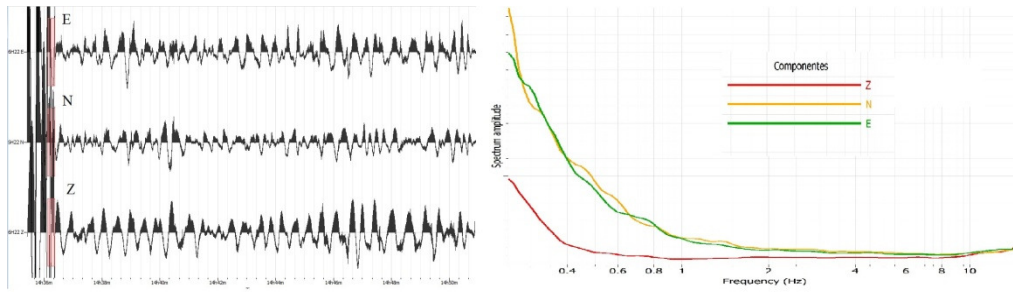
PUNTO 14



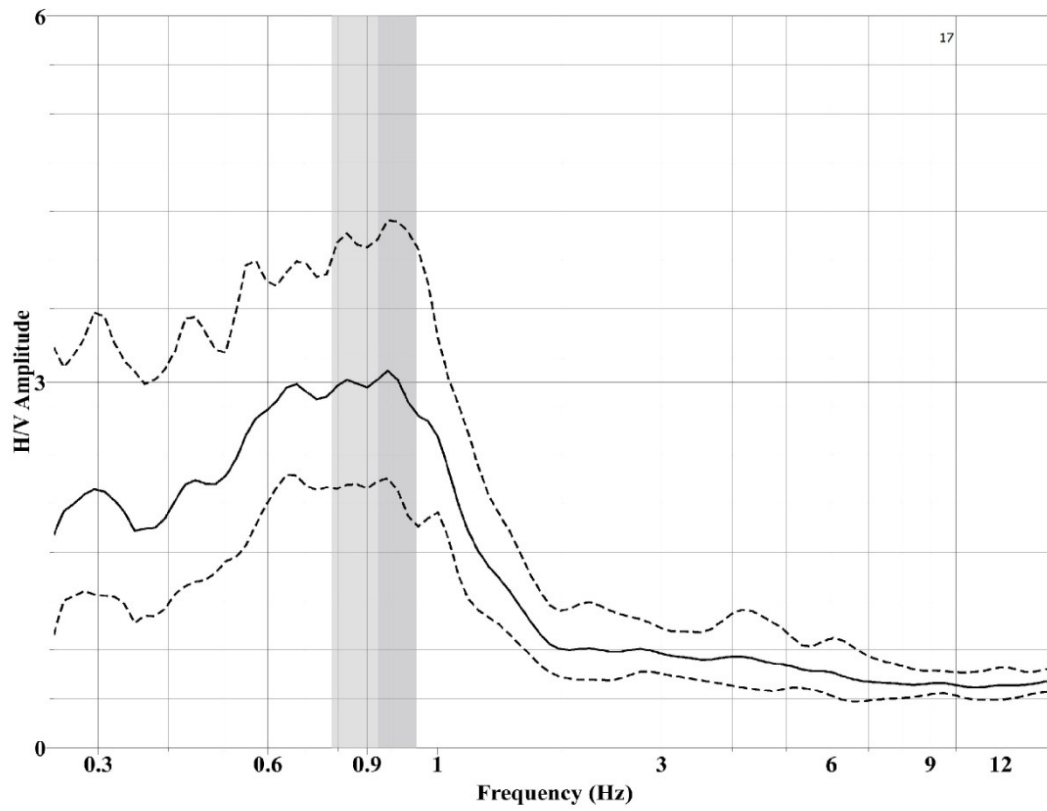
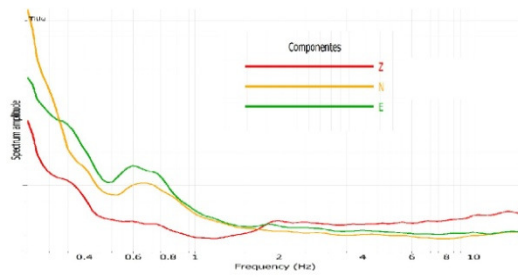
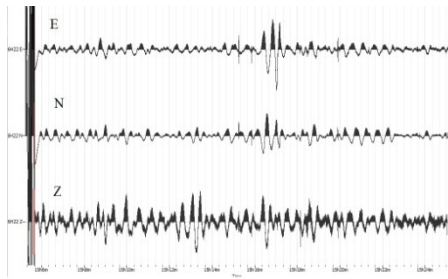
PUNTO 15



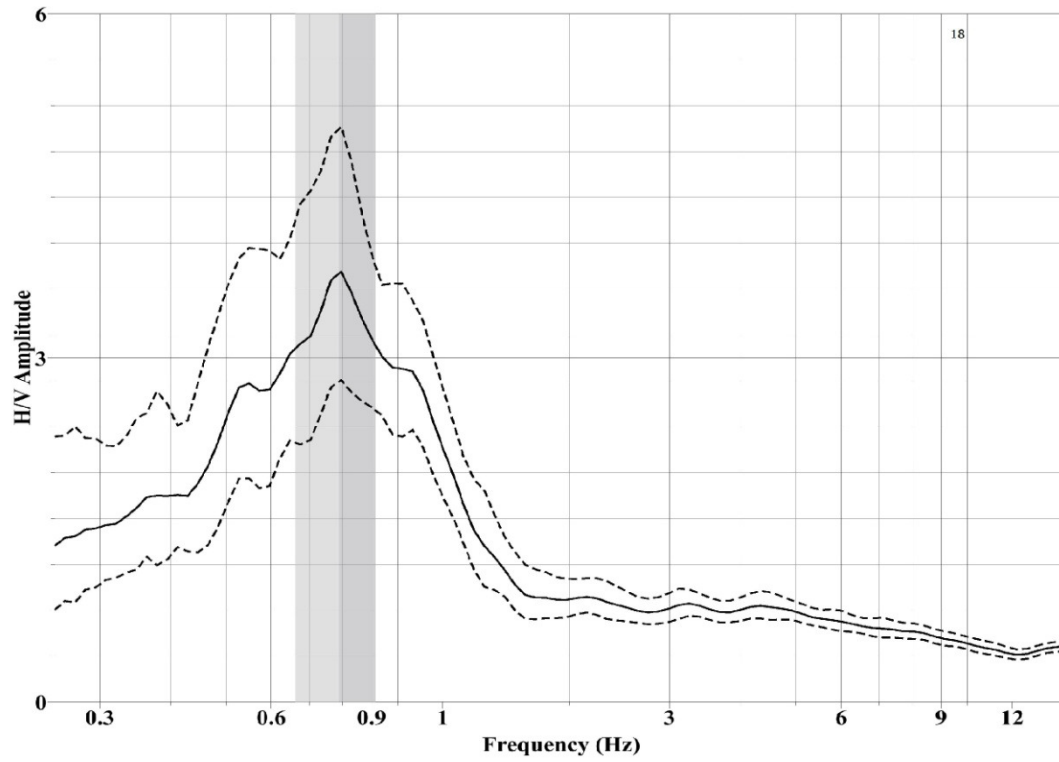
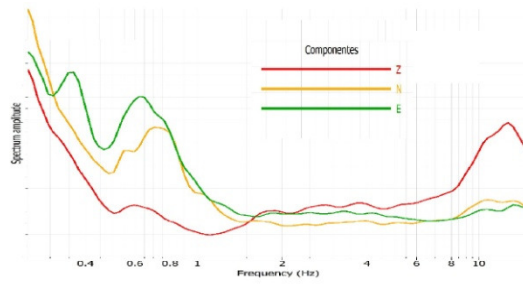
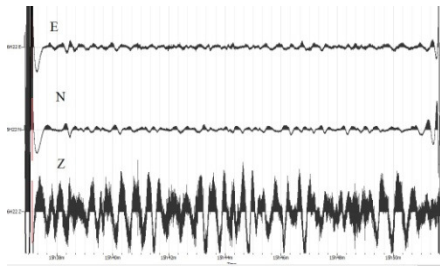
PUNTO 16



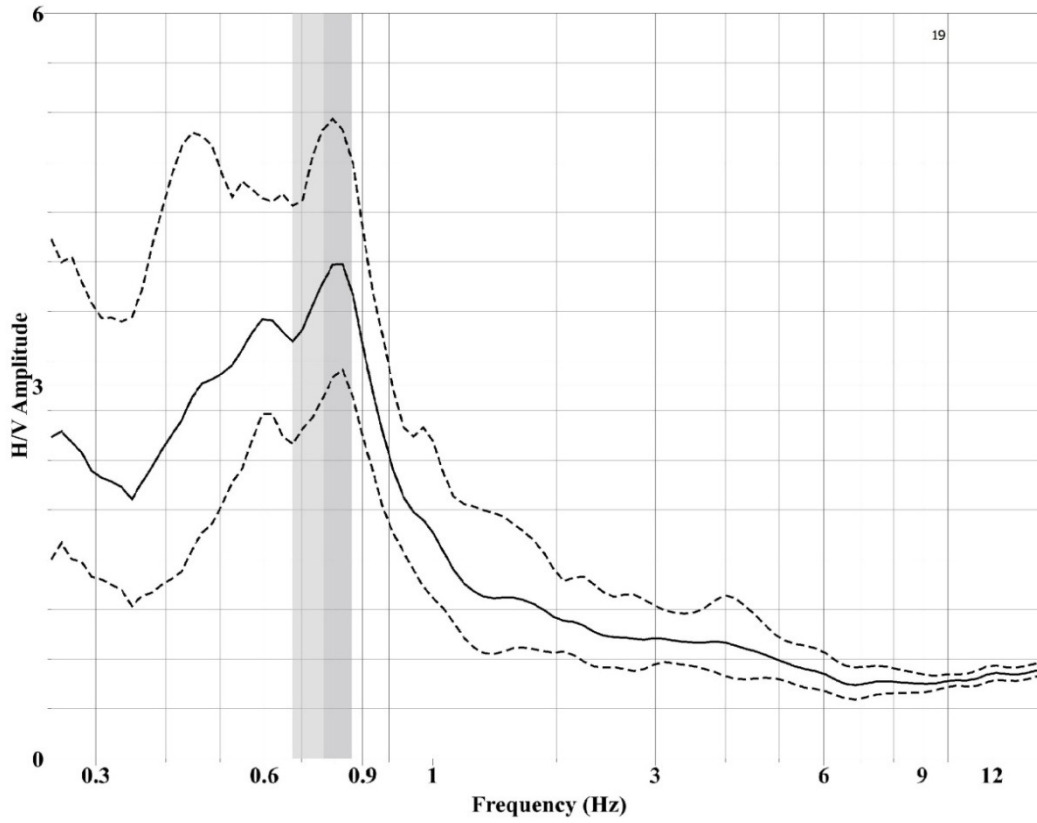
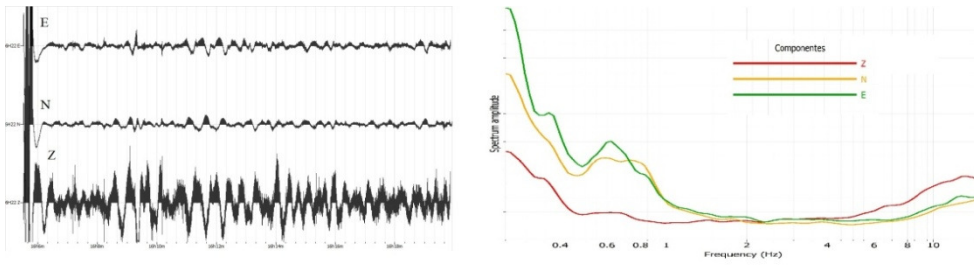
PUNTO 17



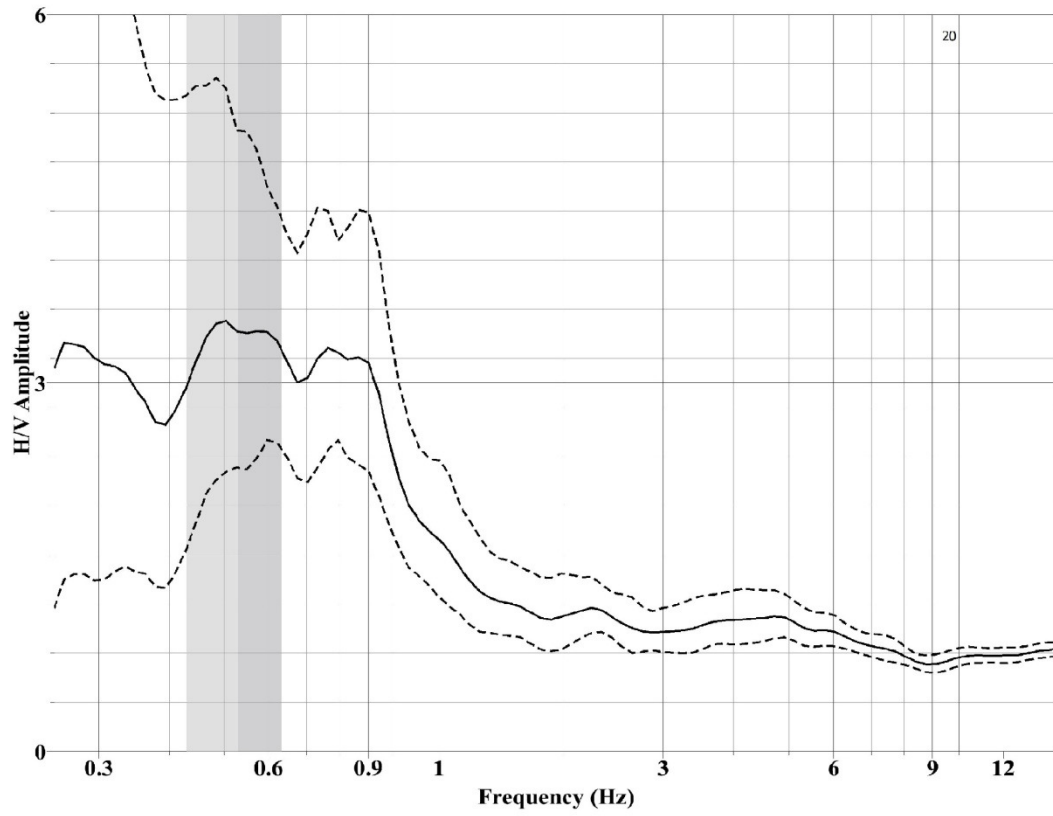
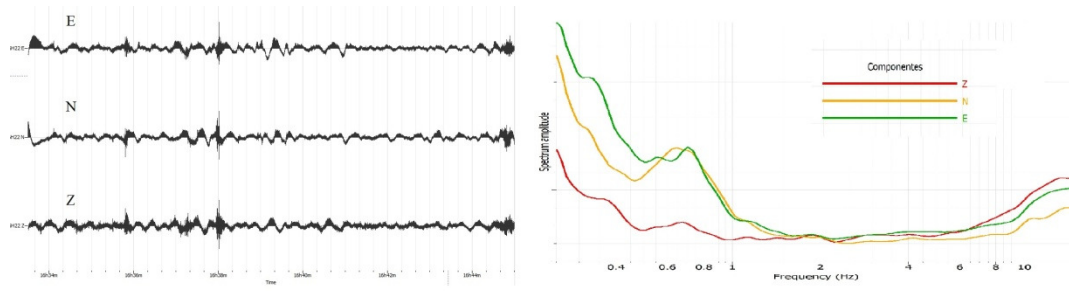
PUNTO 18



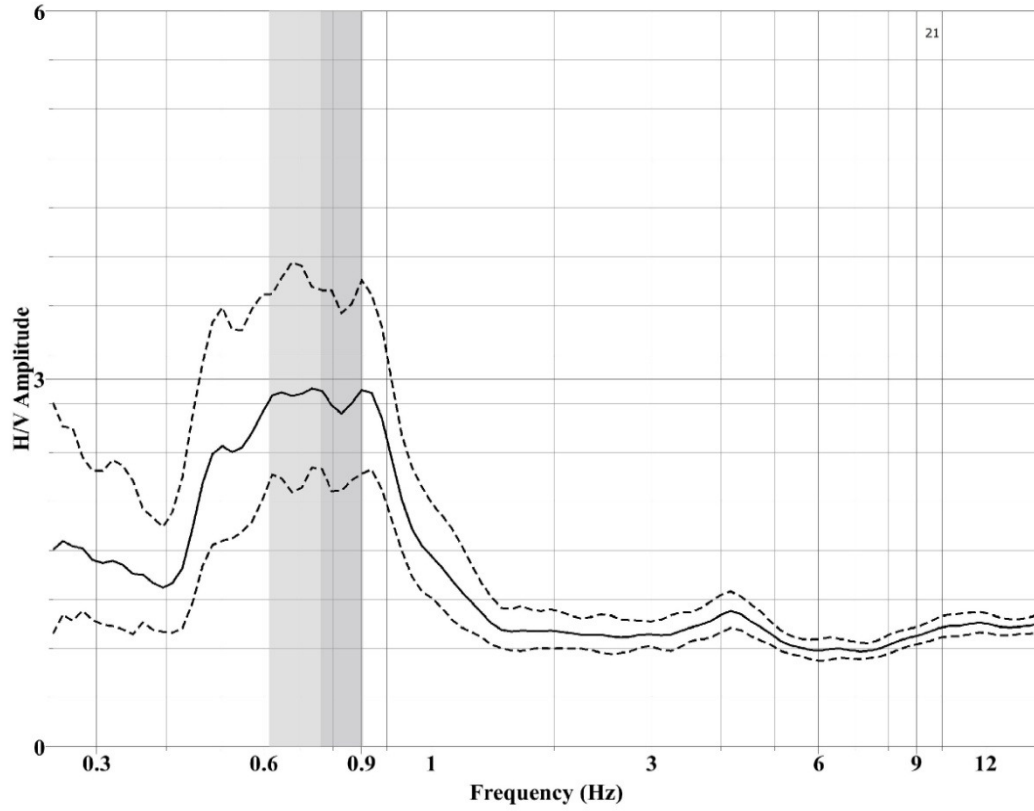
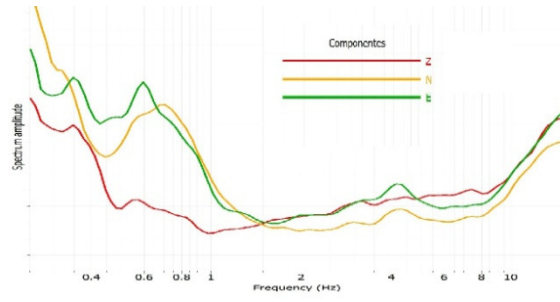
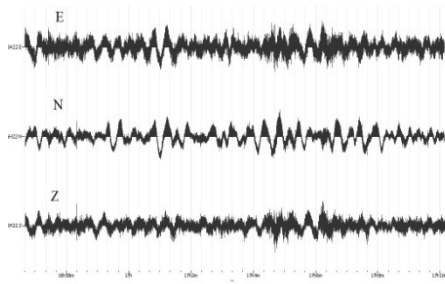
PUNTO 19



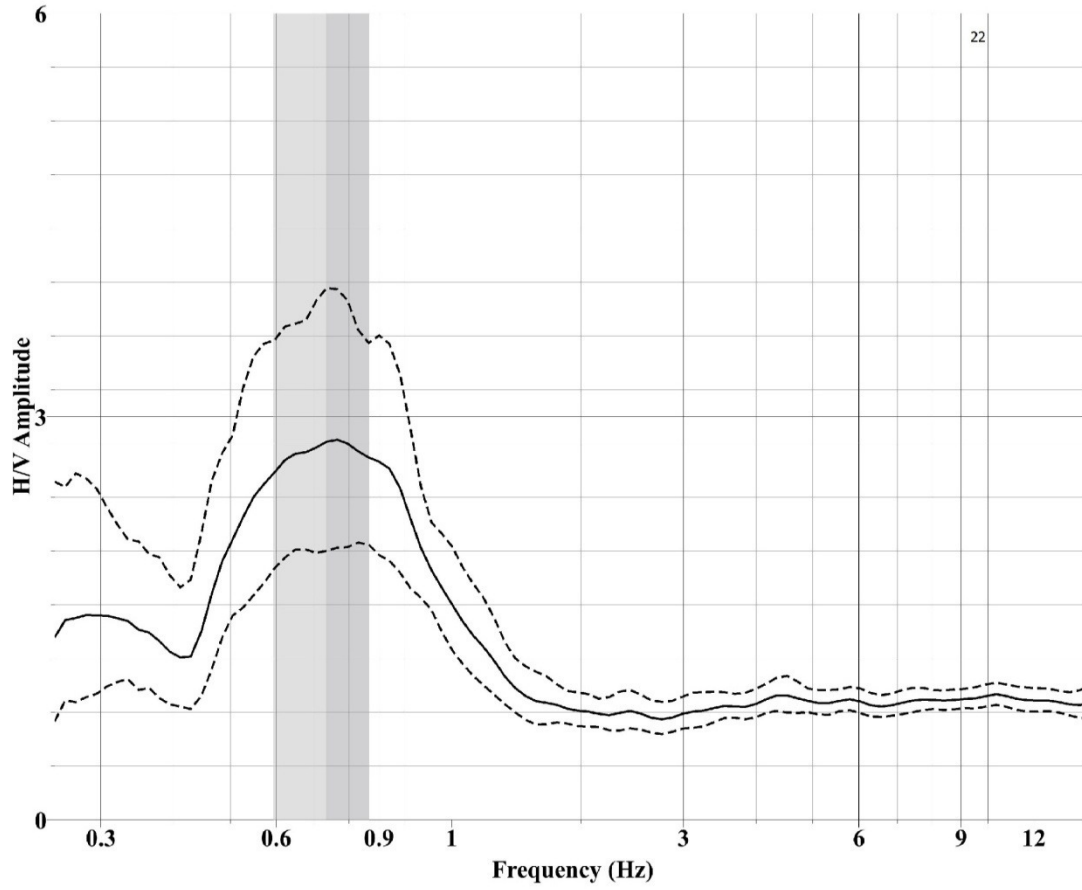
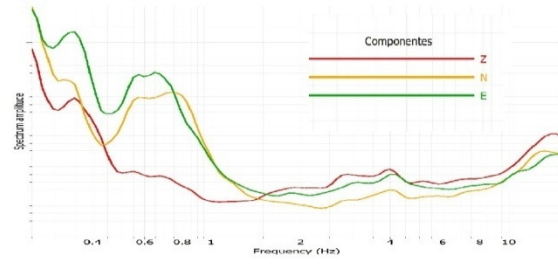
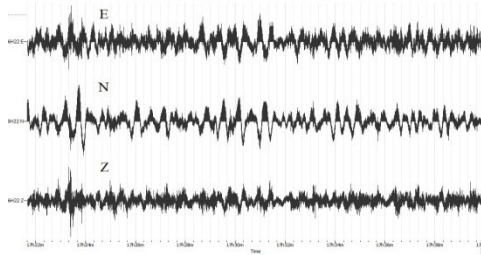
PUNTO 20



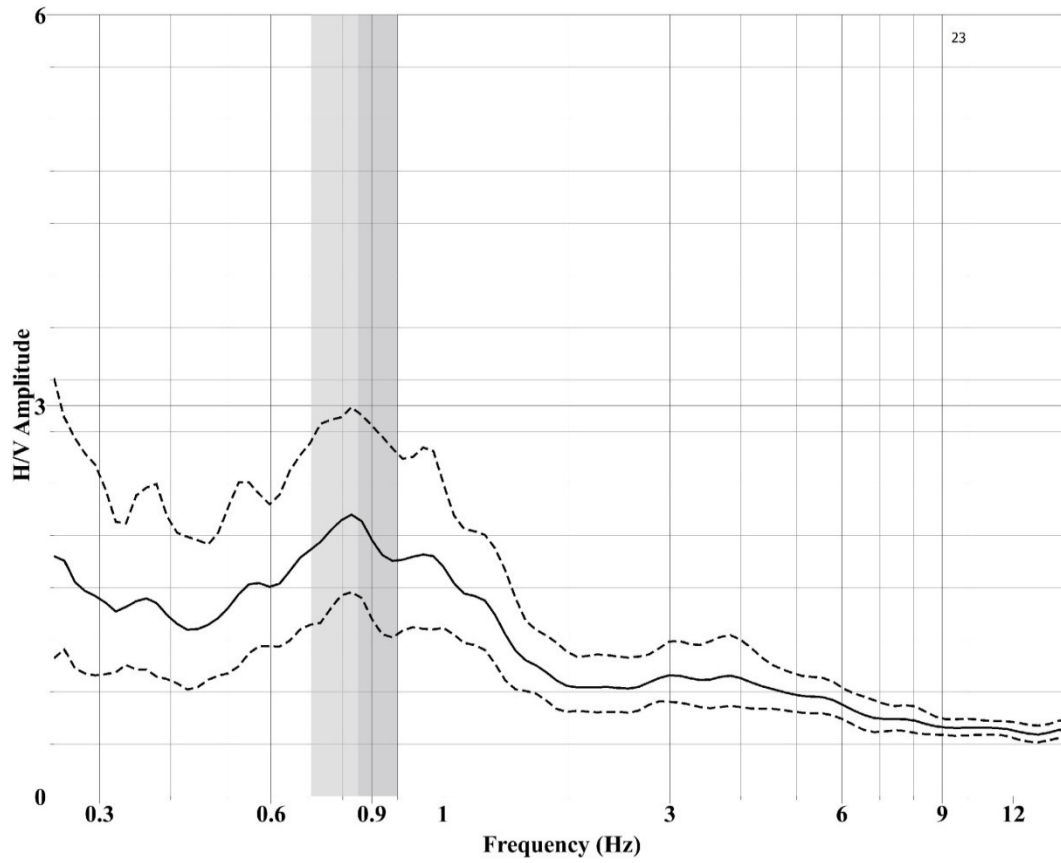
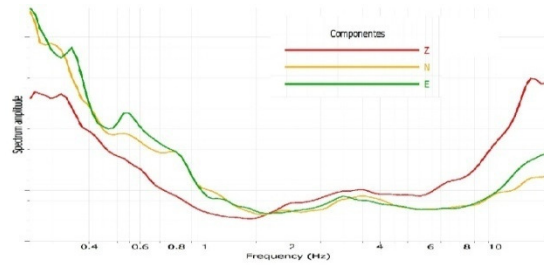
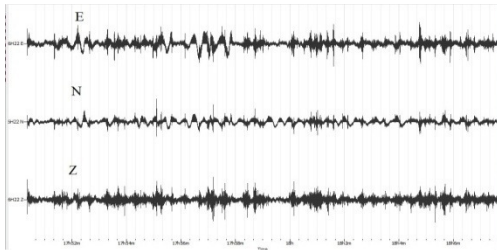
PUNTO 21



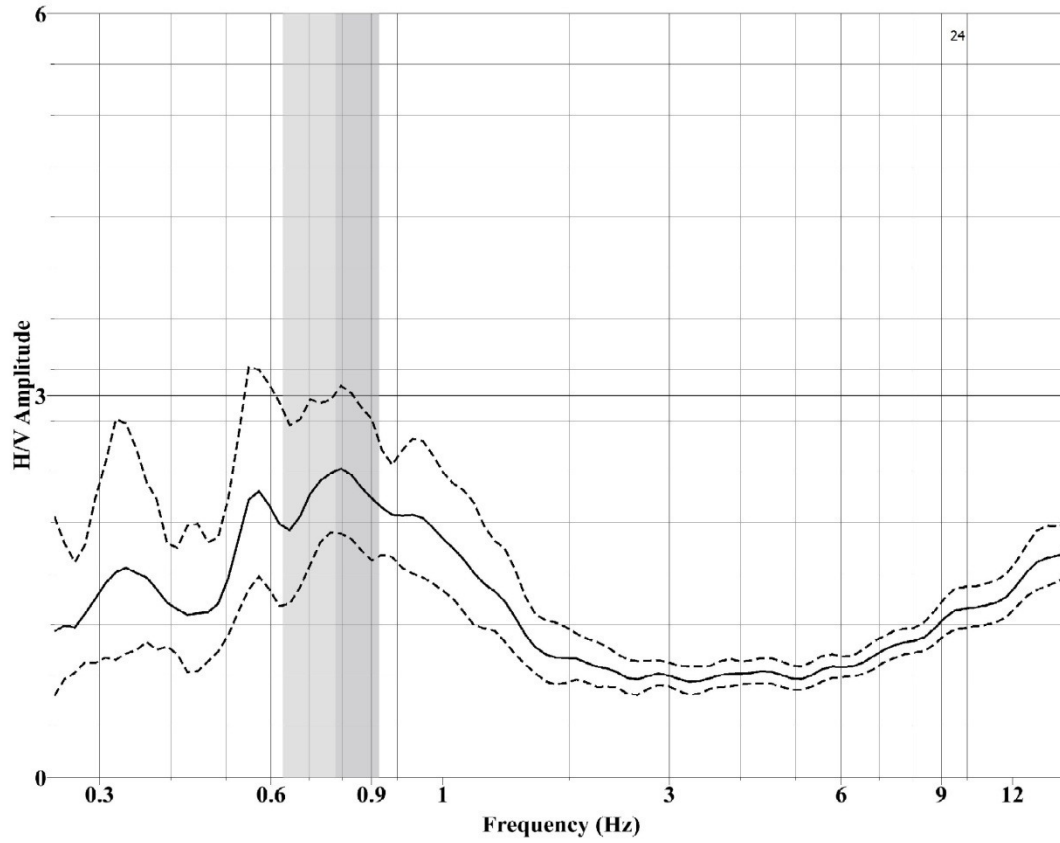
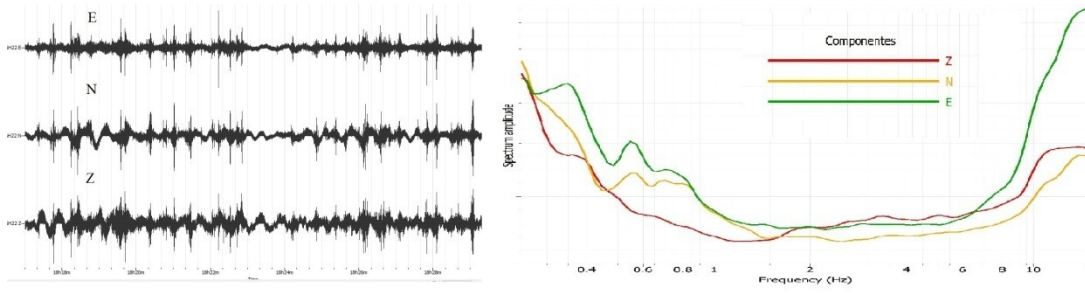
PUNTO 22



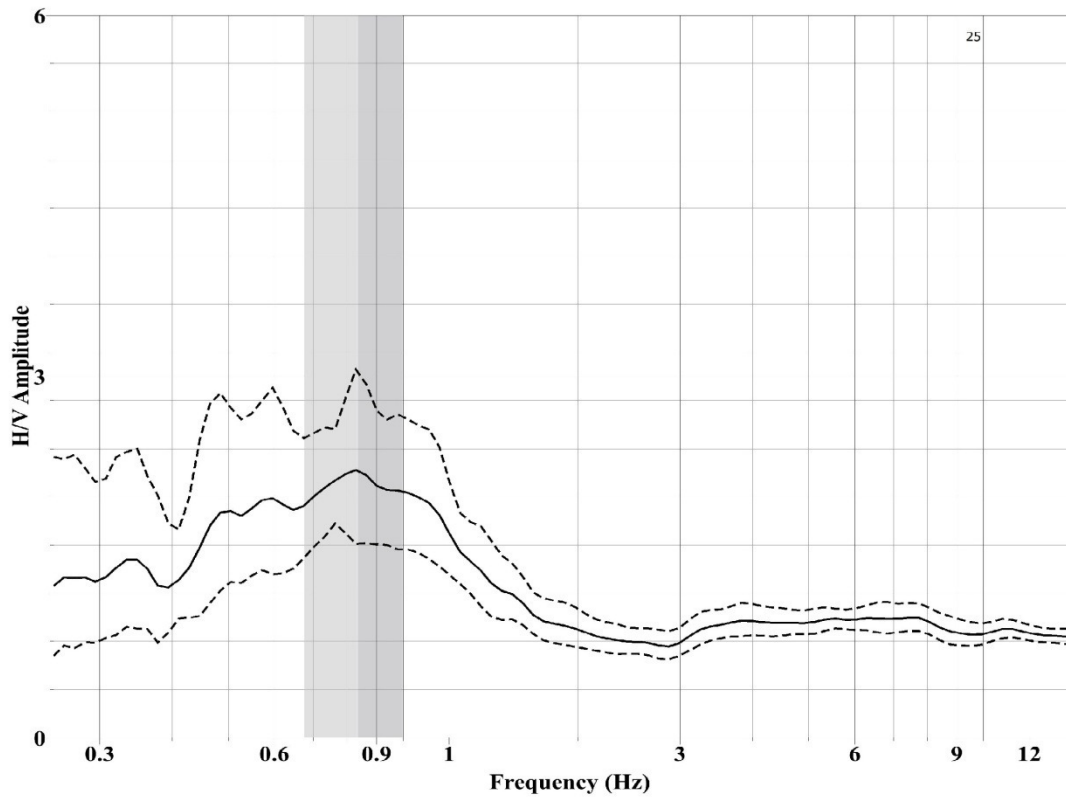
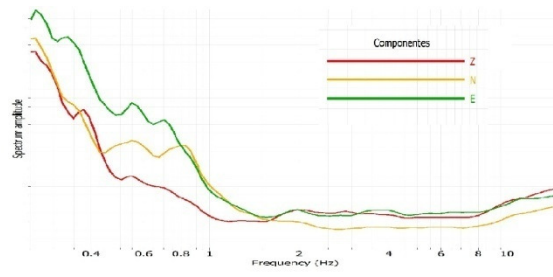
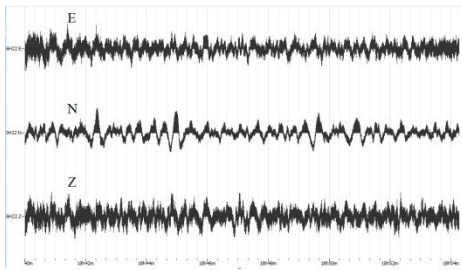
PUNTO 23



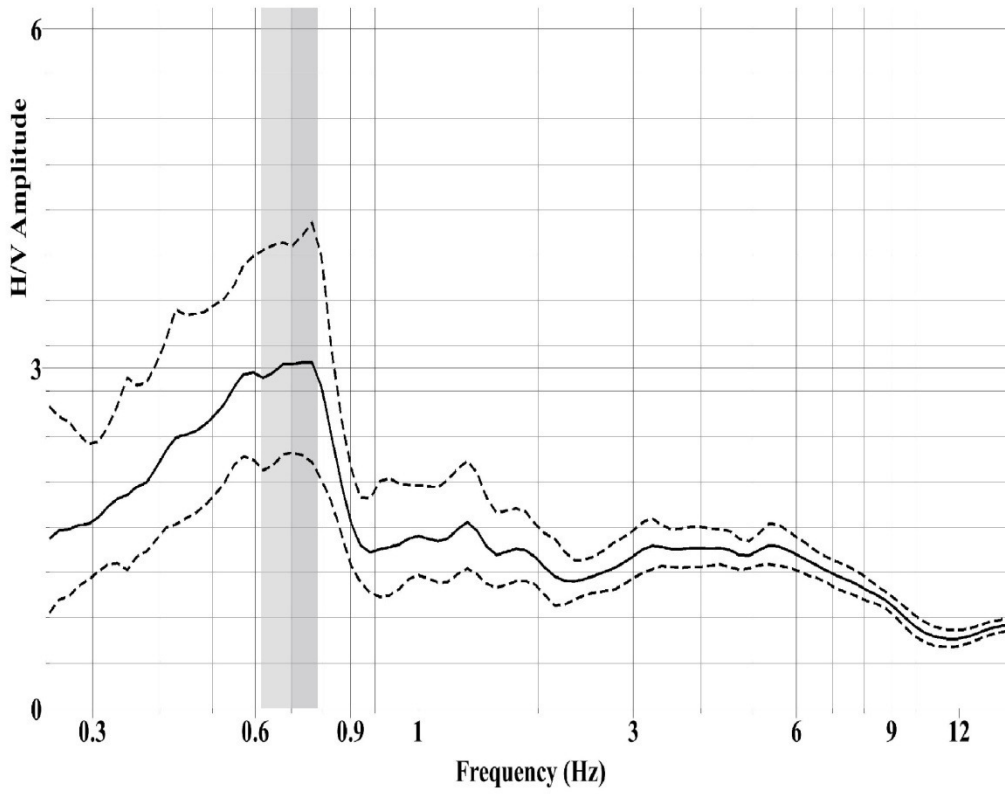
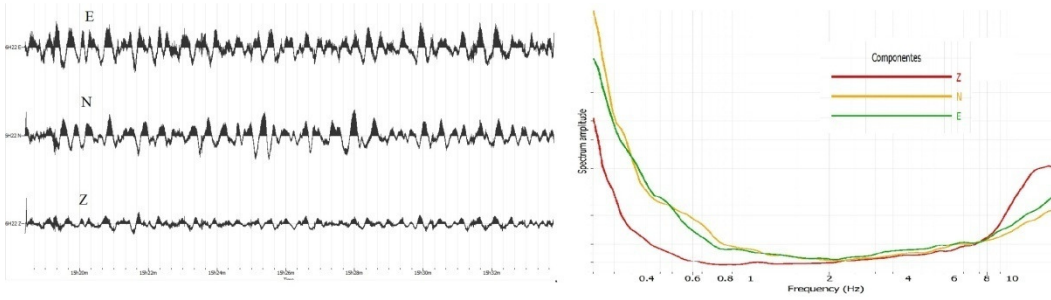
PUNTO 24



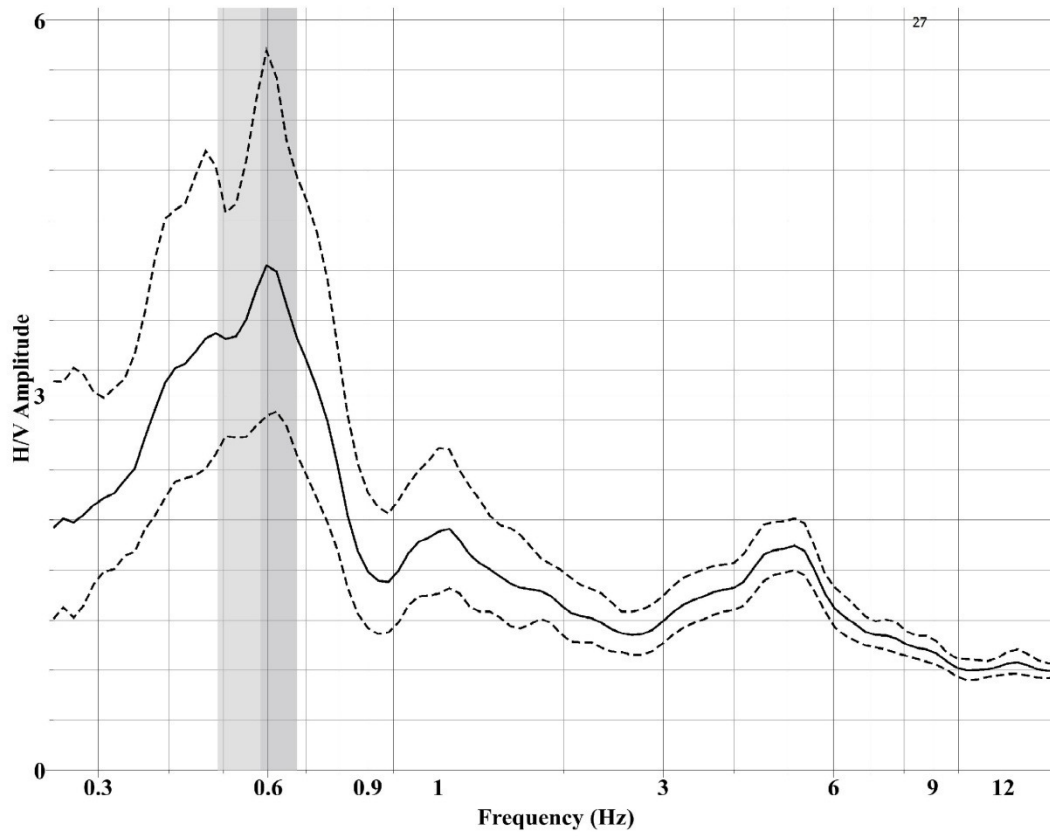
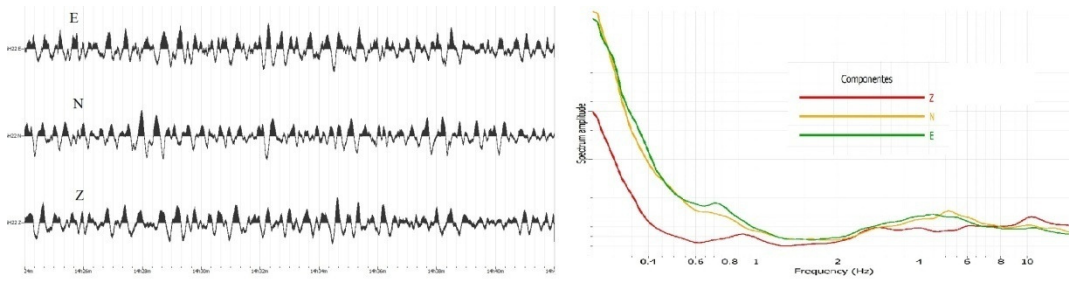
PUNTO 25



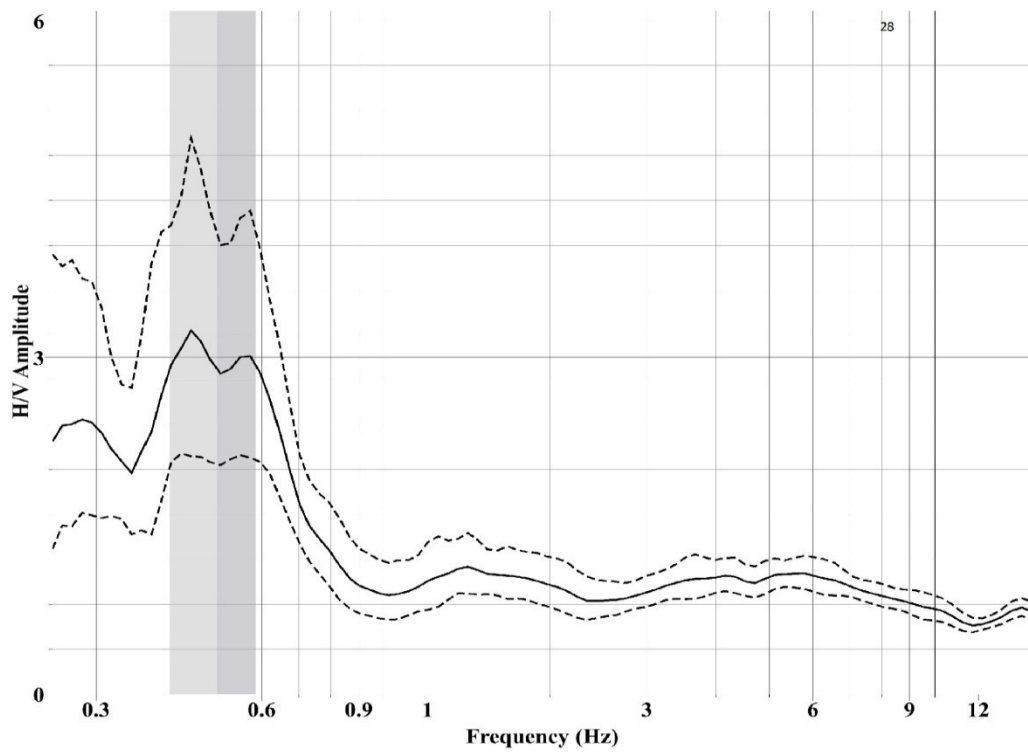
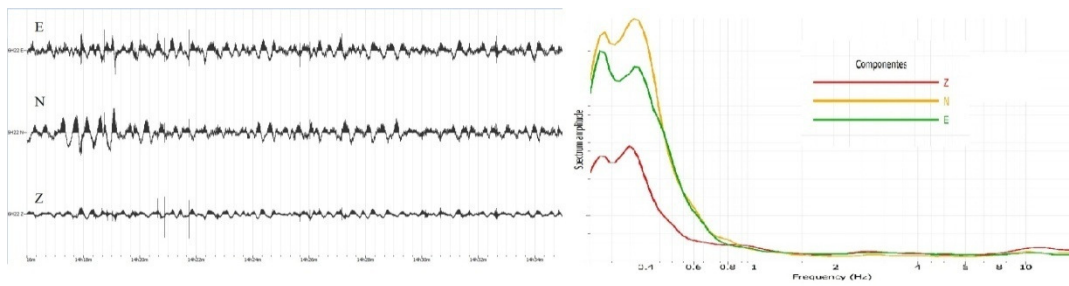
PUNTO 26



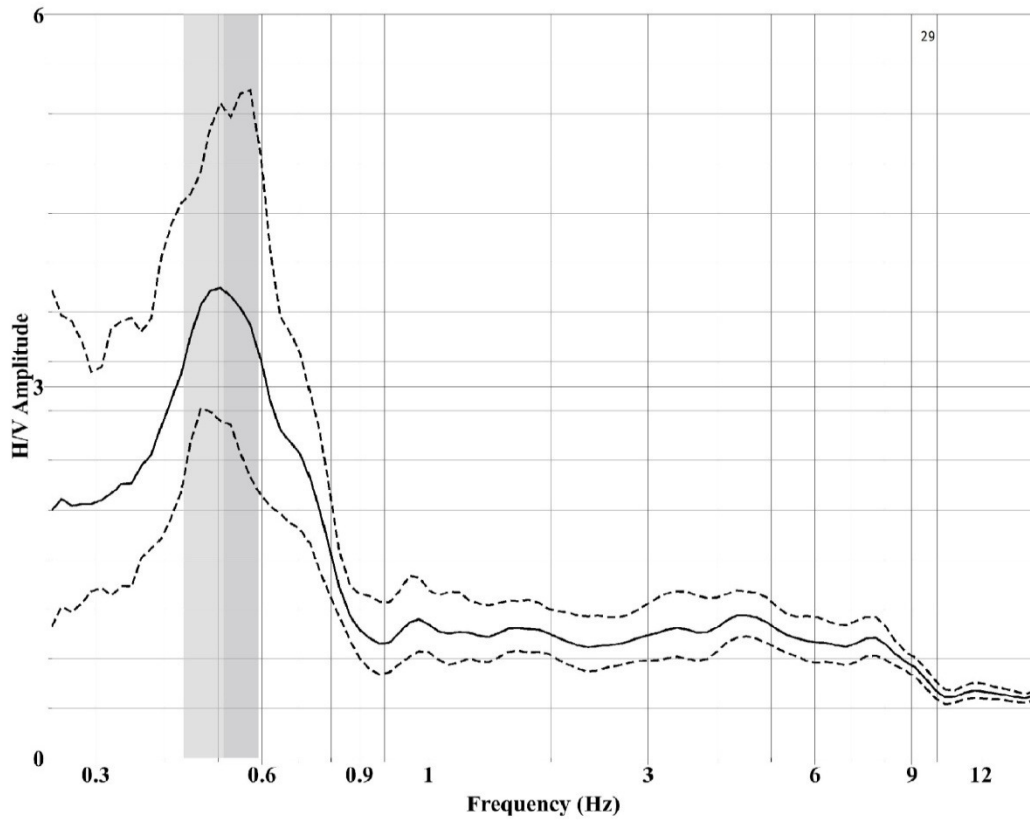
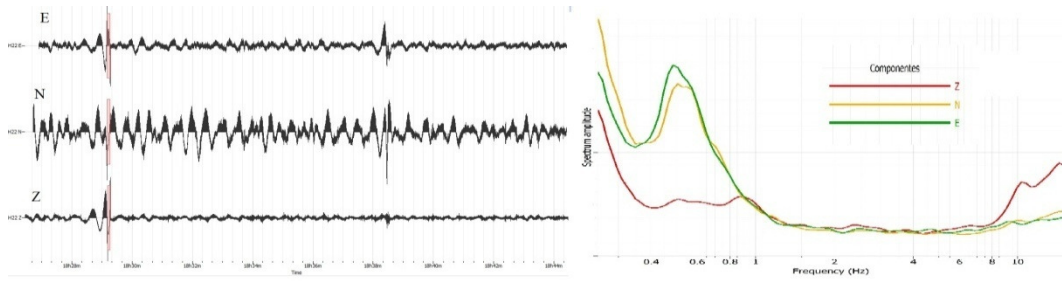
PUNTO 27



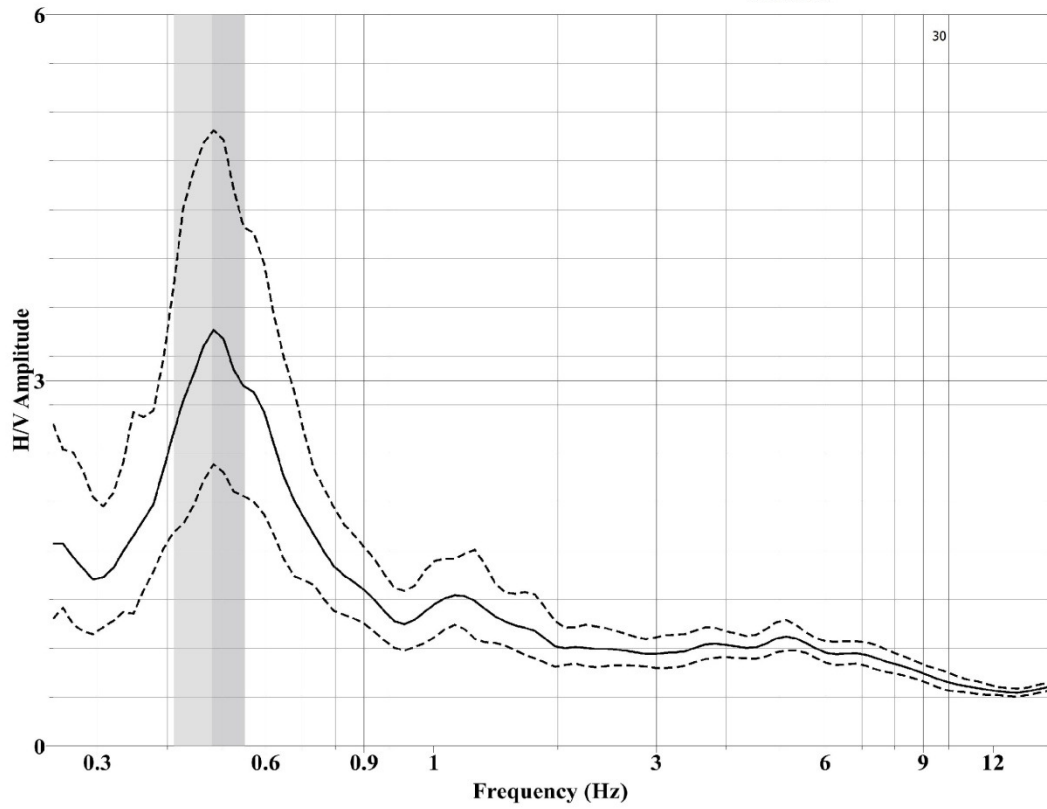
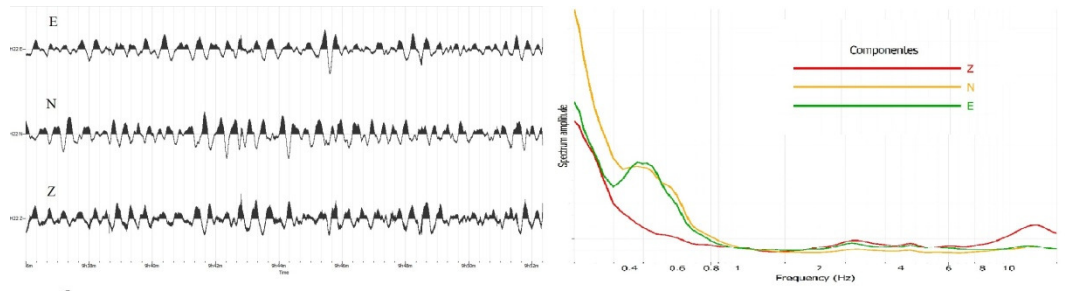
PUNTO 28



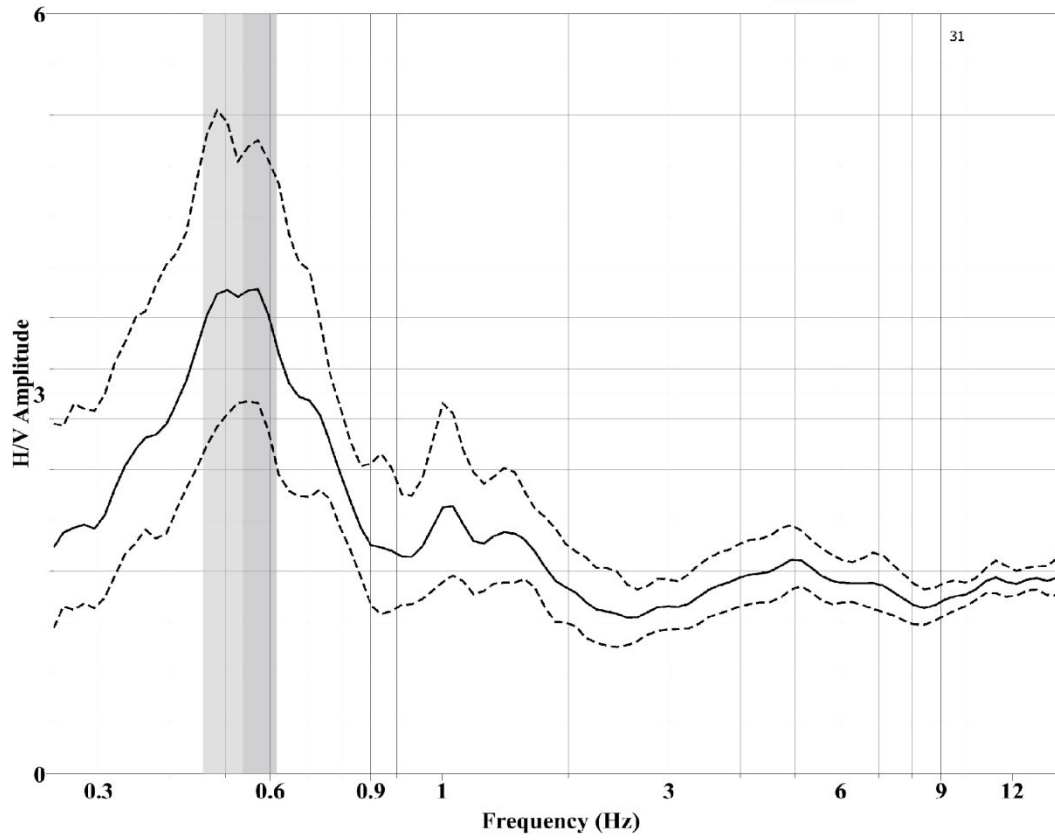
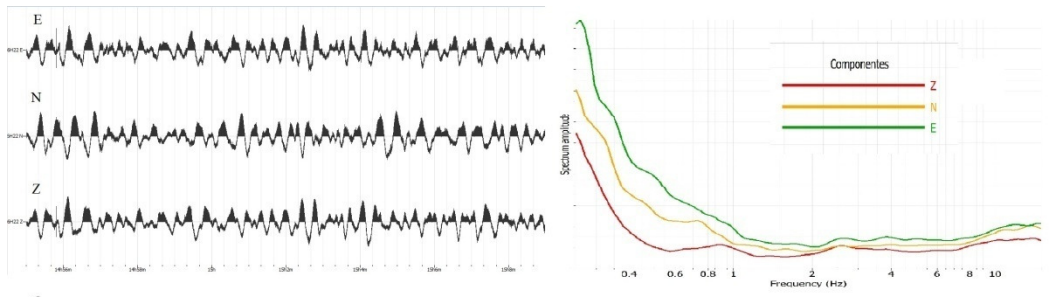
PUNTO 29



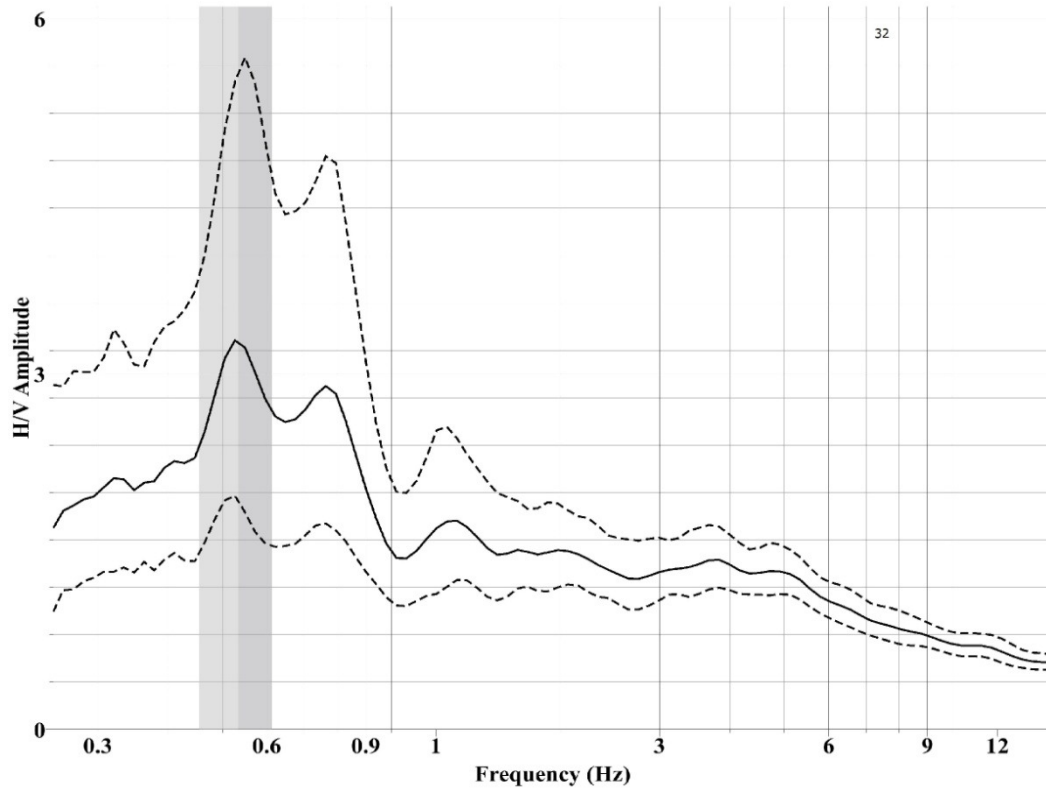
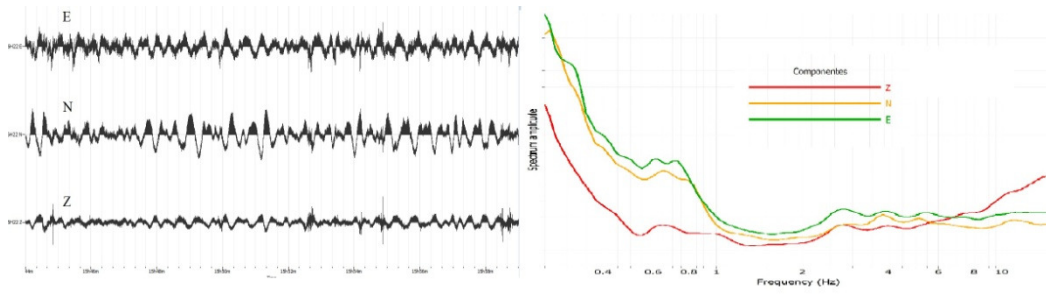
PUNTO 30



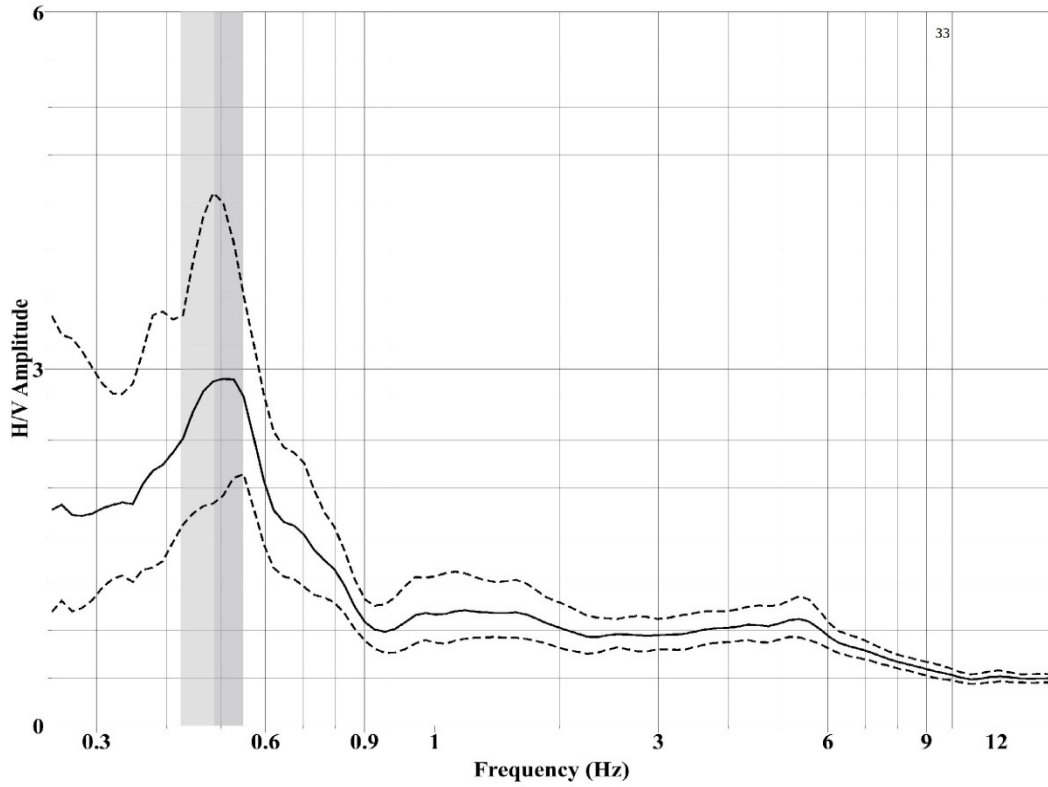
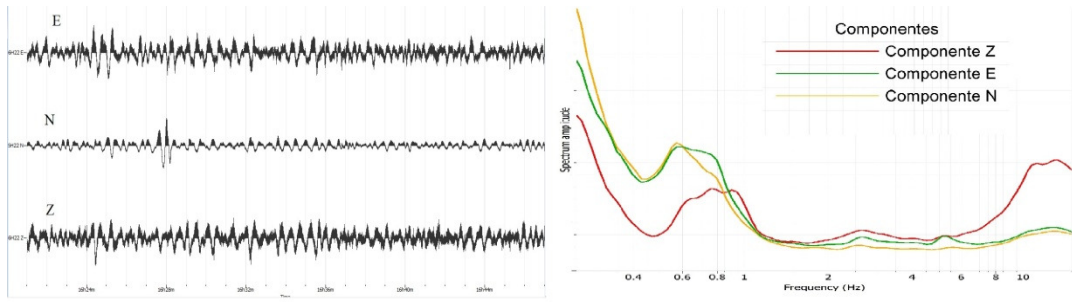
PUNTO 31



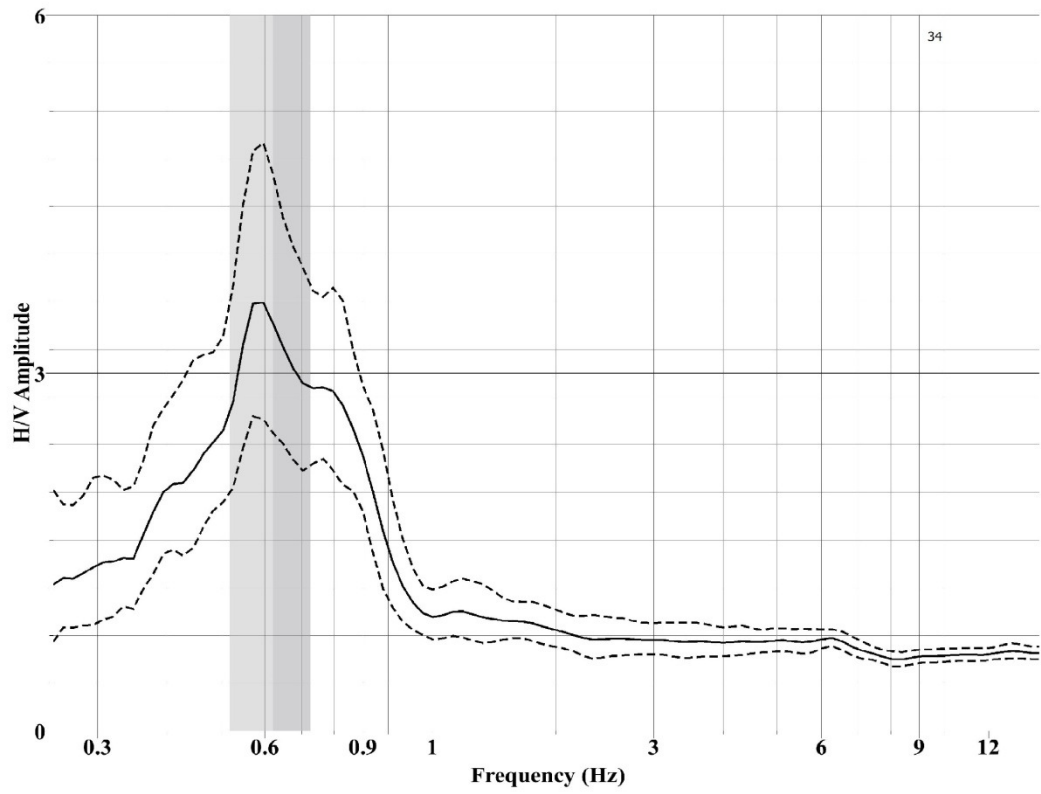
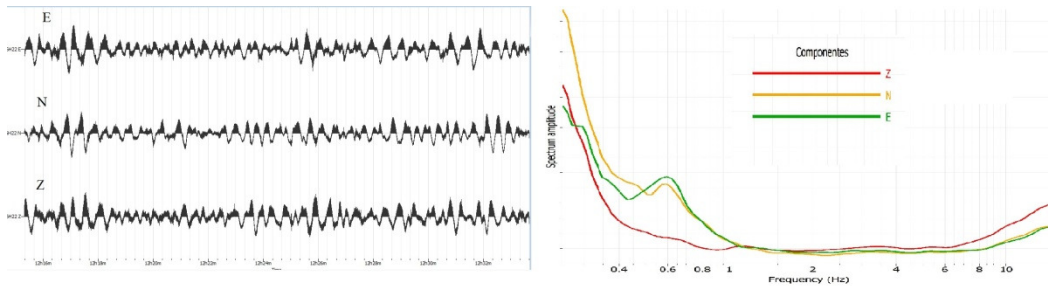
PUNTO 32



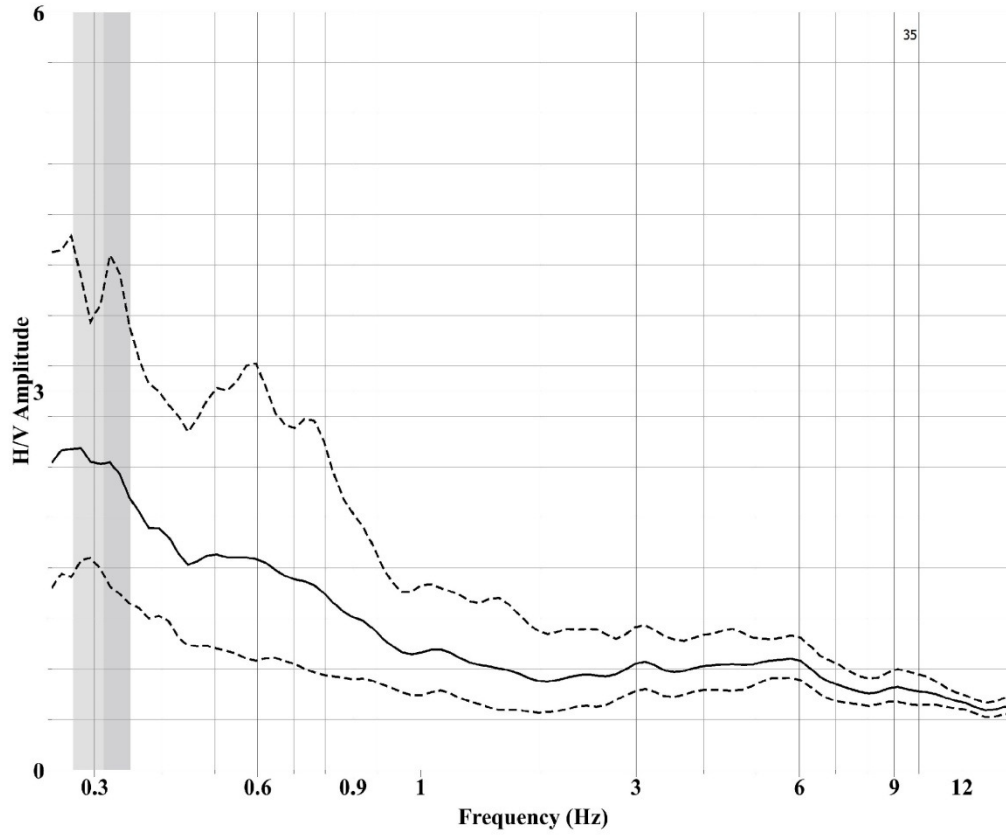
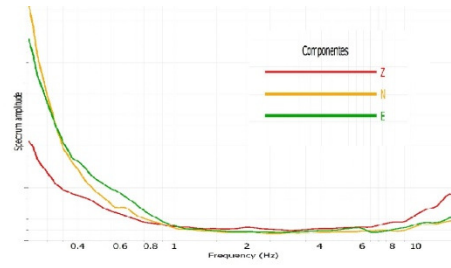
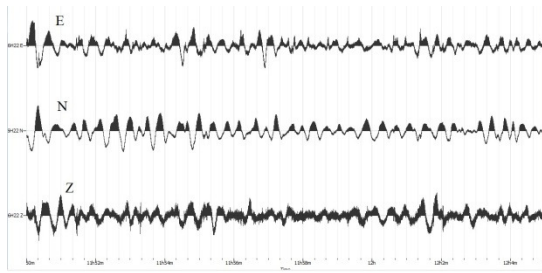
PUNTO 33



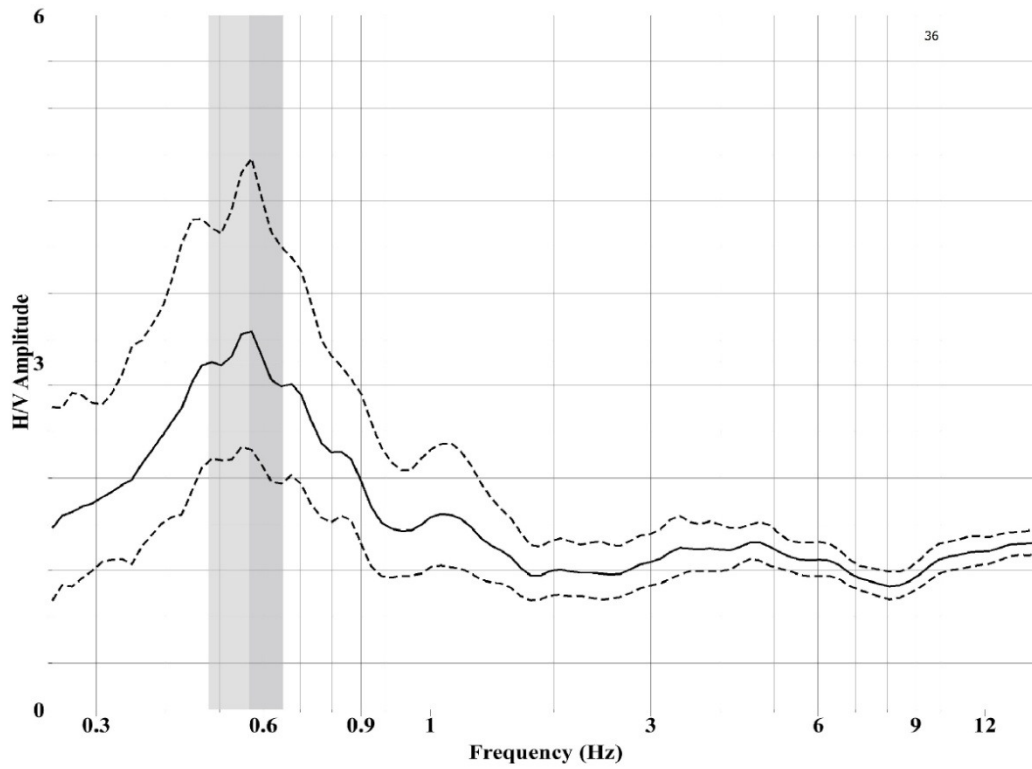
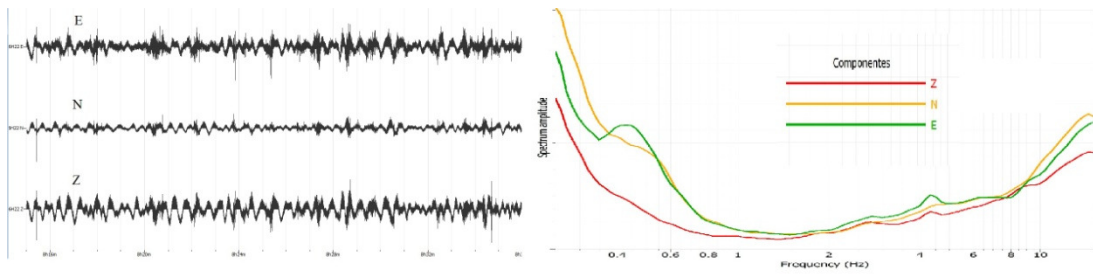
PUNTO 34



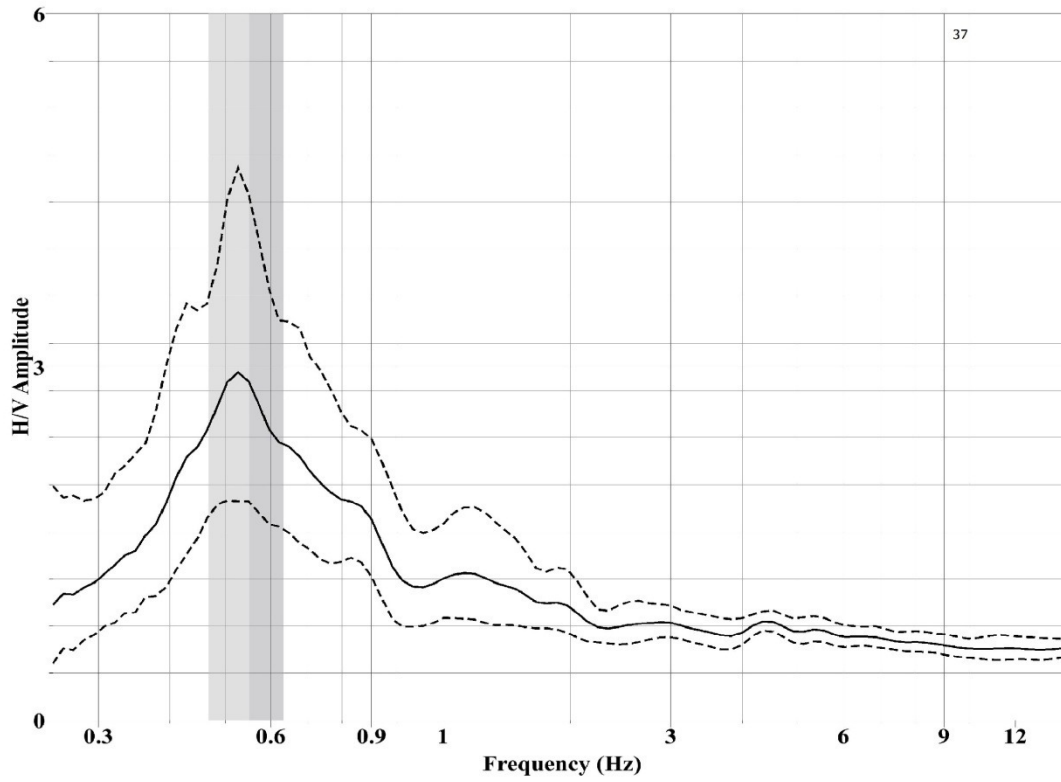
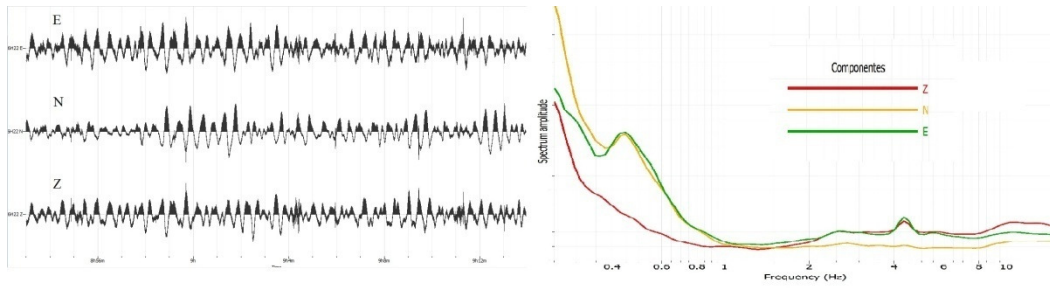
PUNTO 35



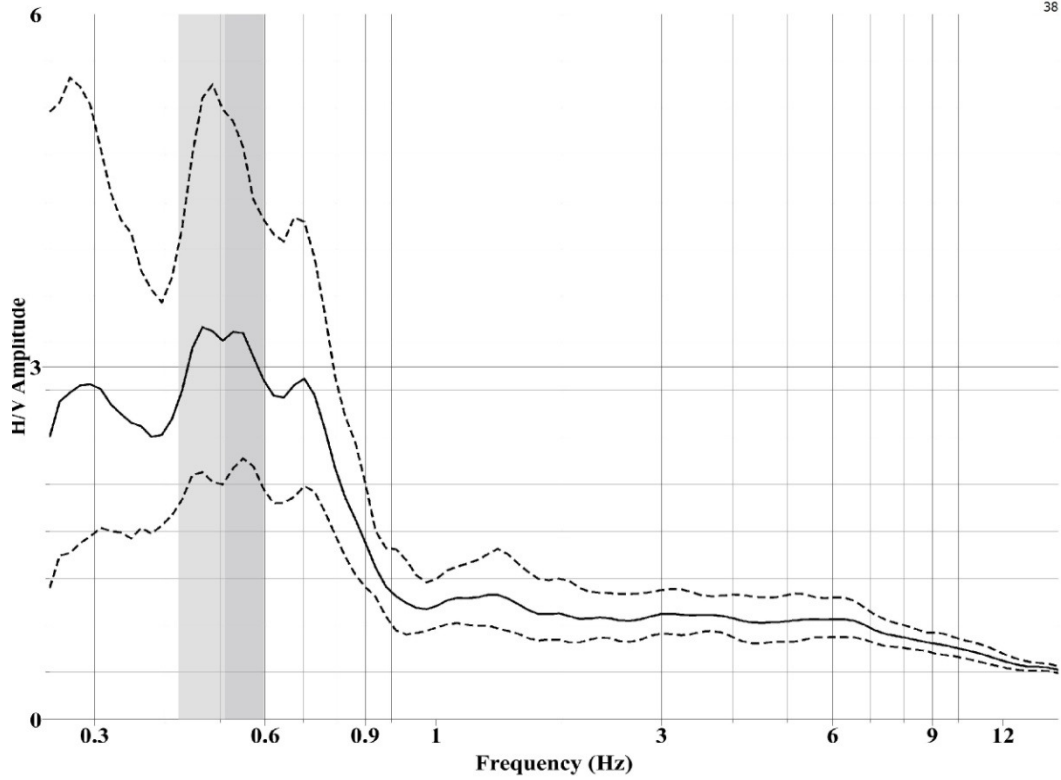
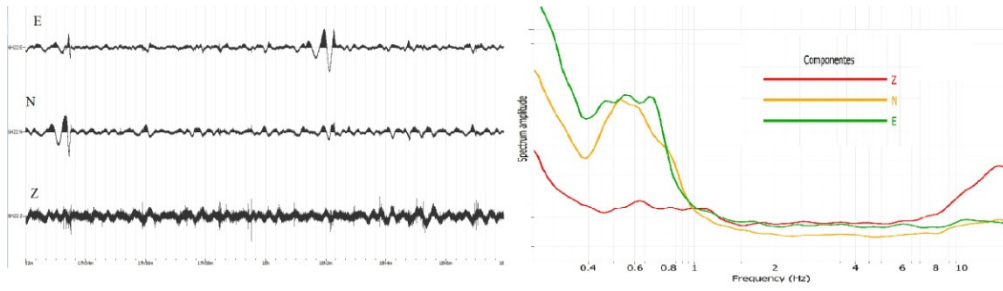
PUNTO 36



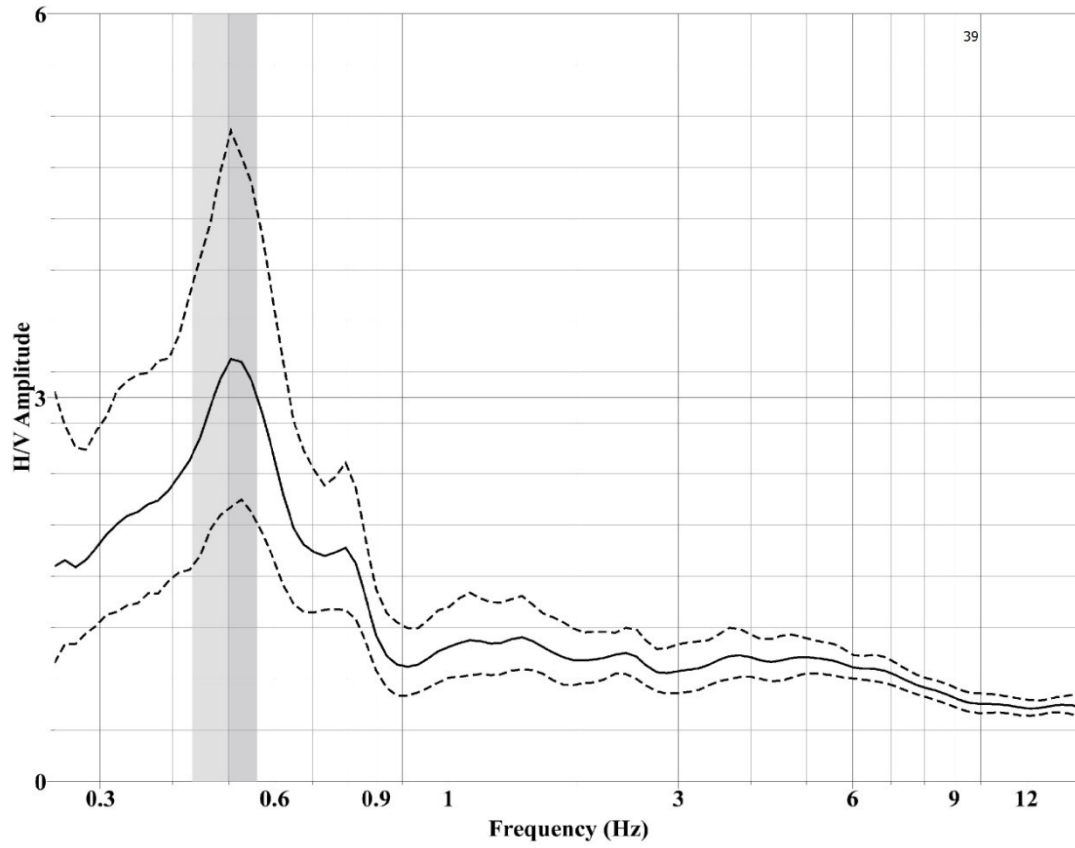
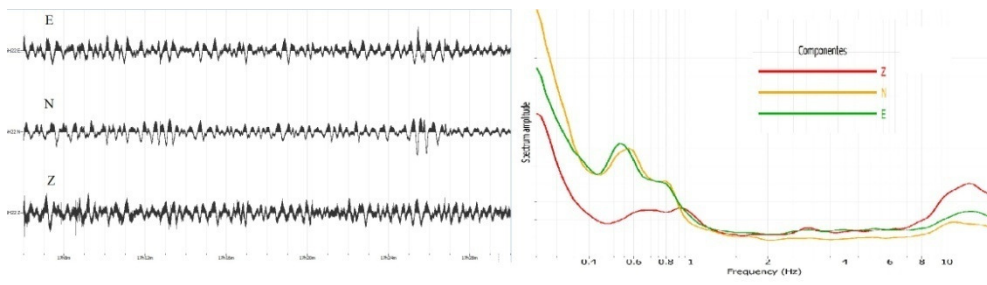
PUNTO 37



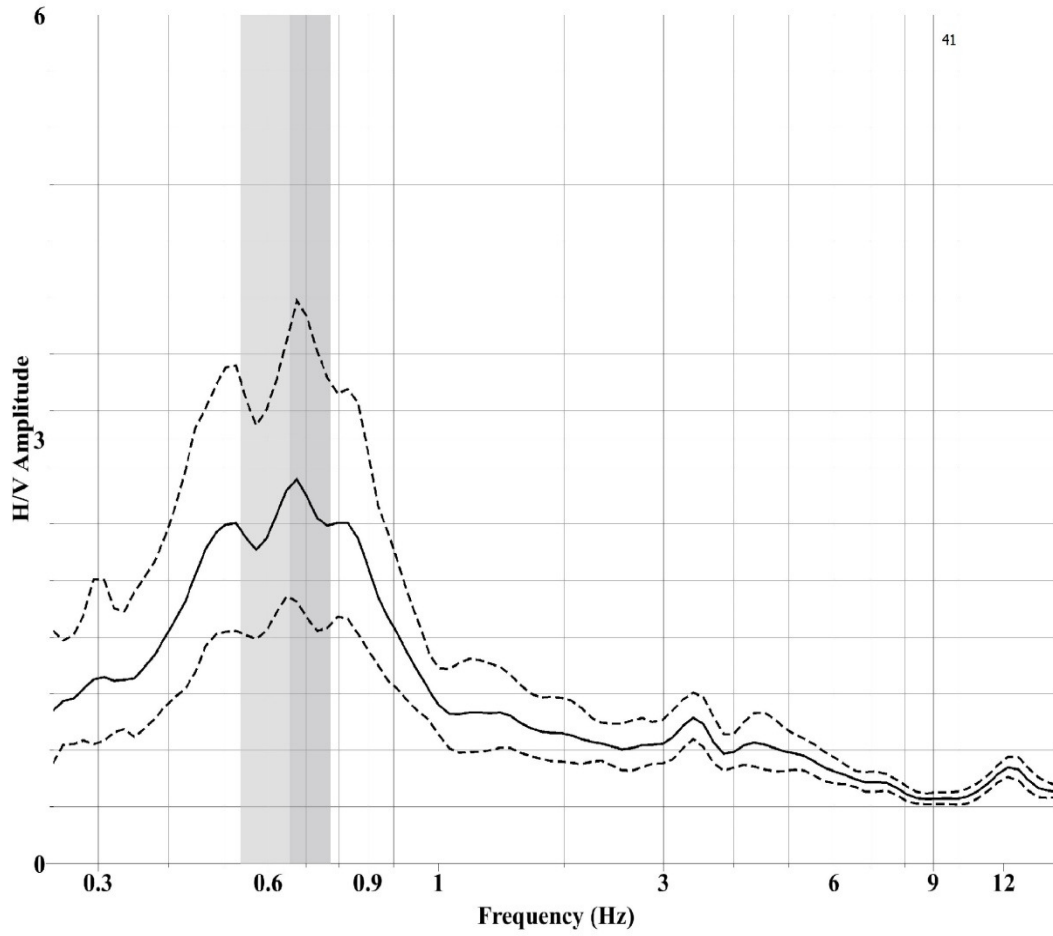
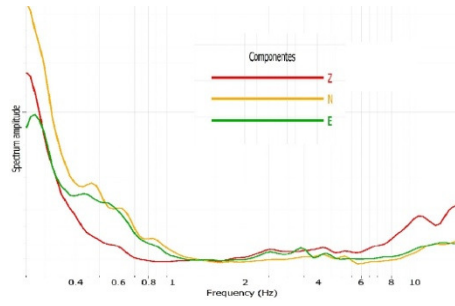
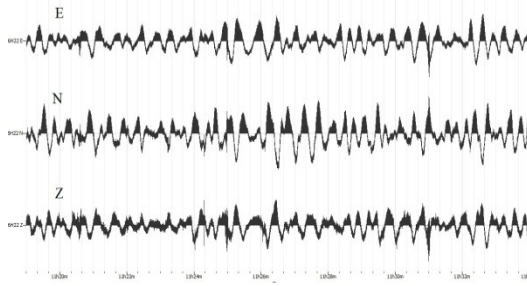
PUNTO 38



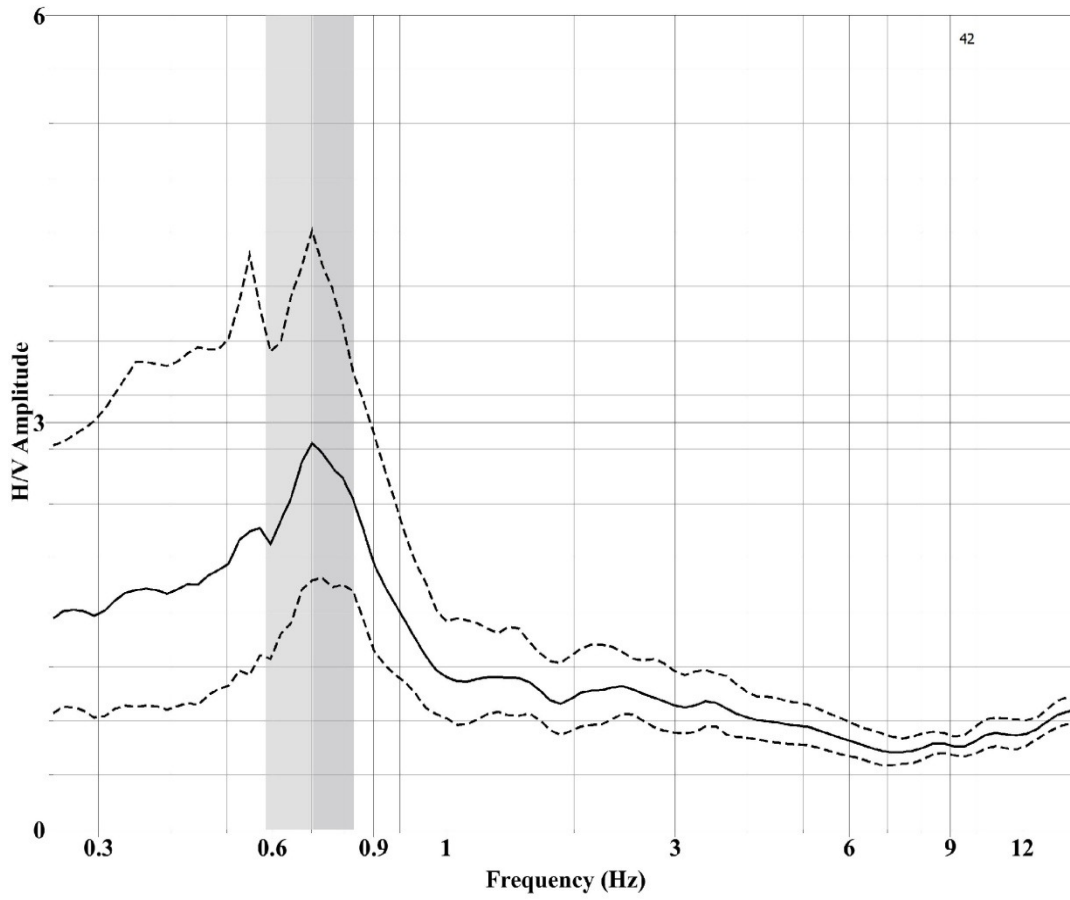
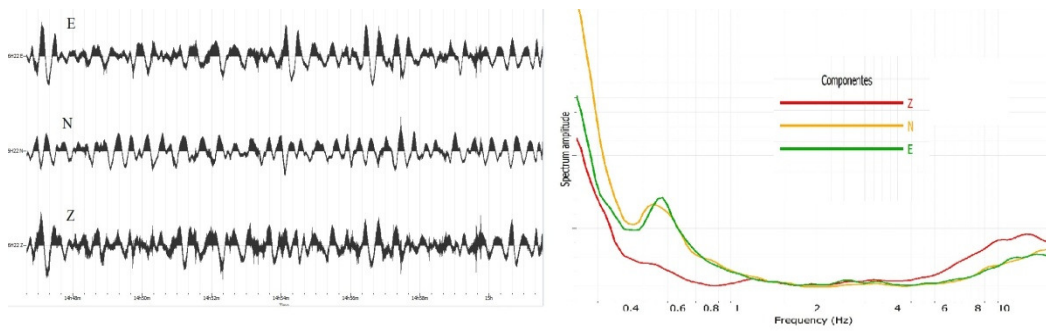
PUNTO 39



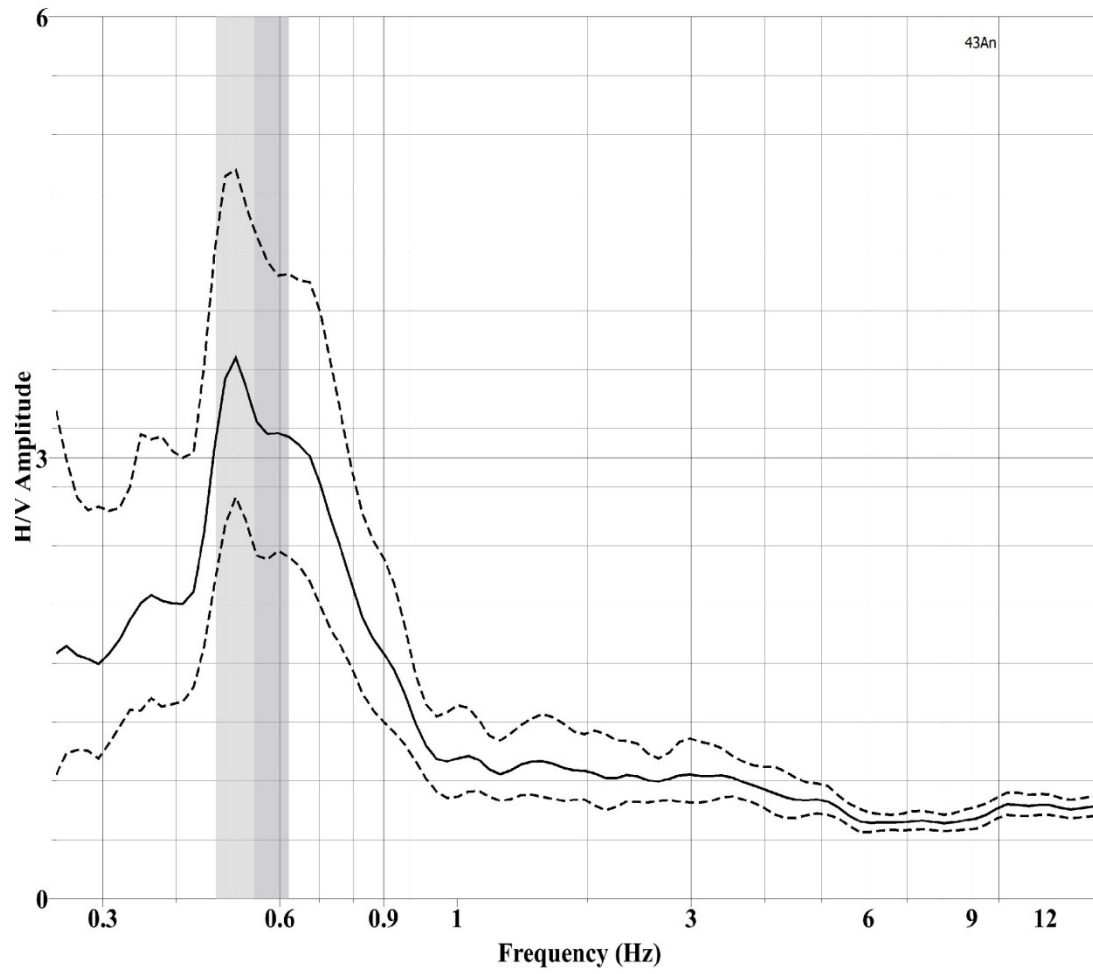
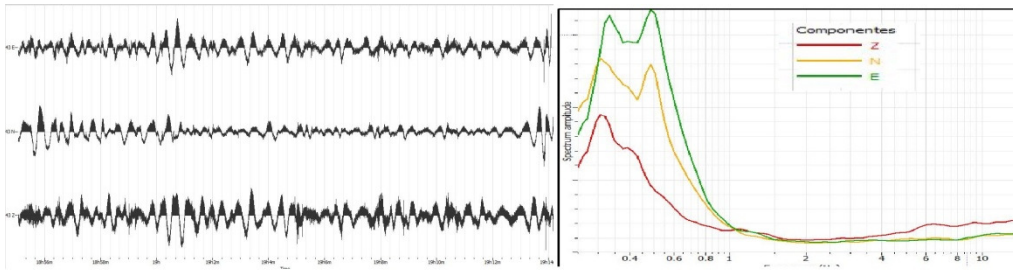
PUNTO 41



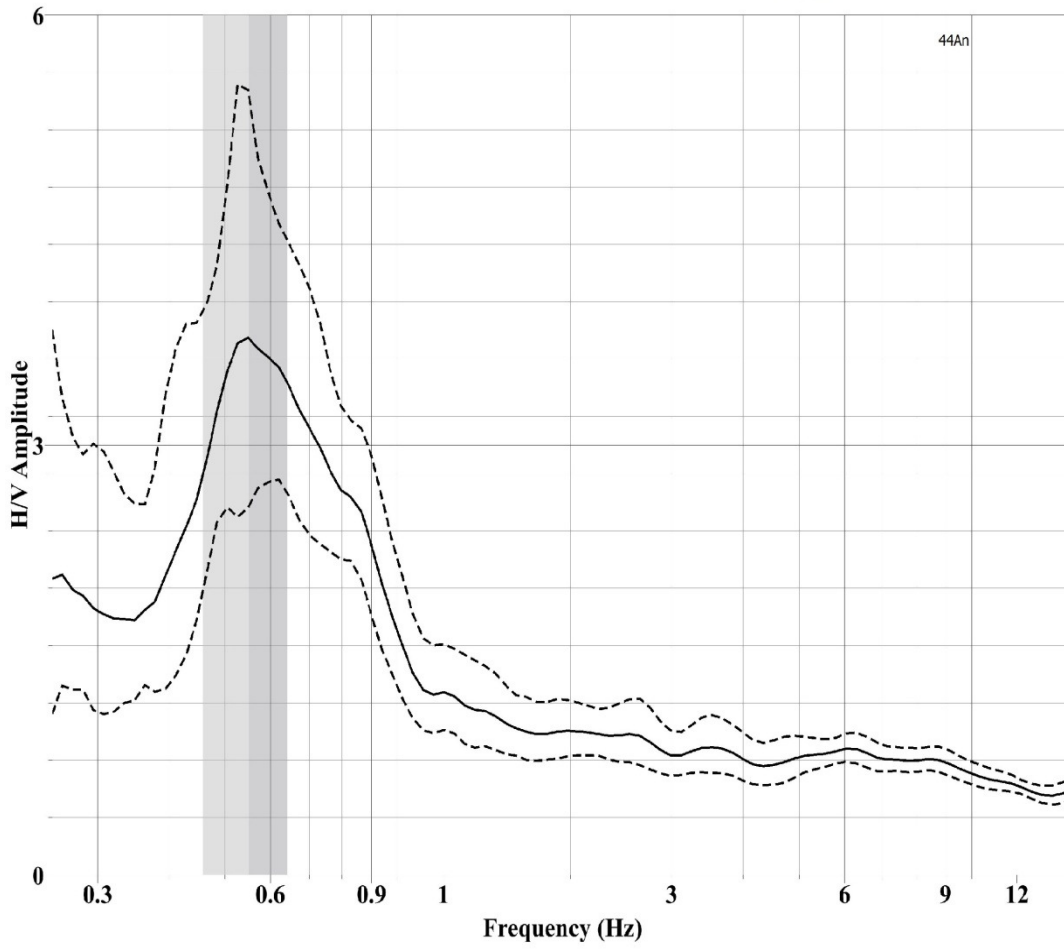
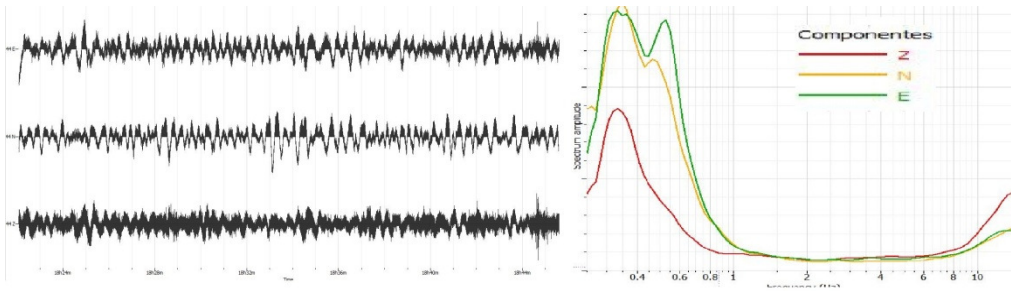
PUNTO 42



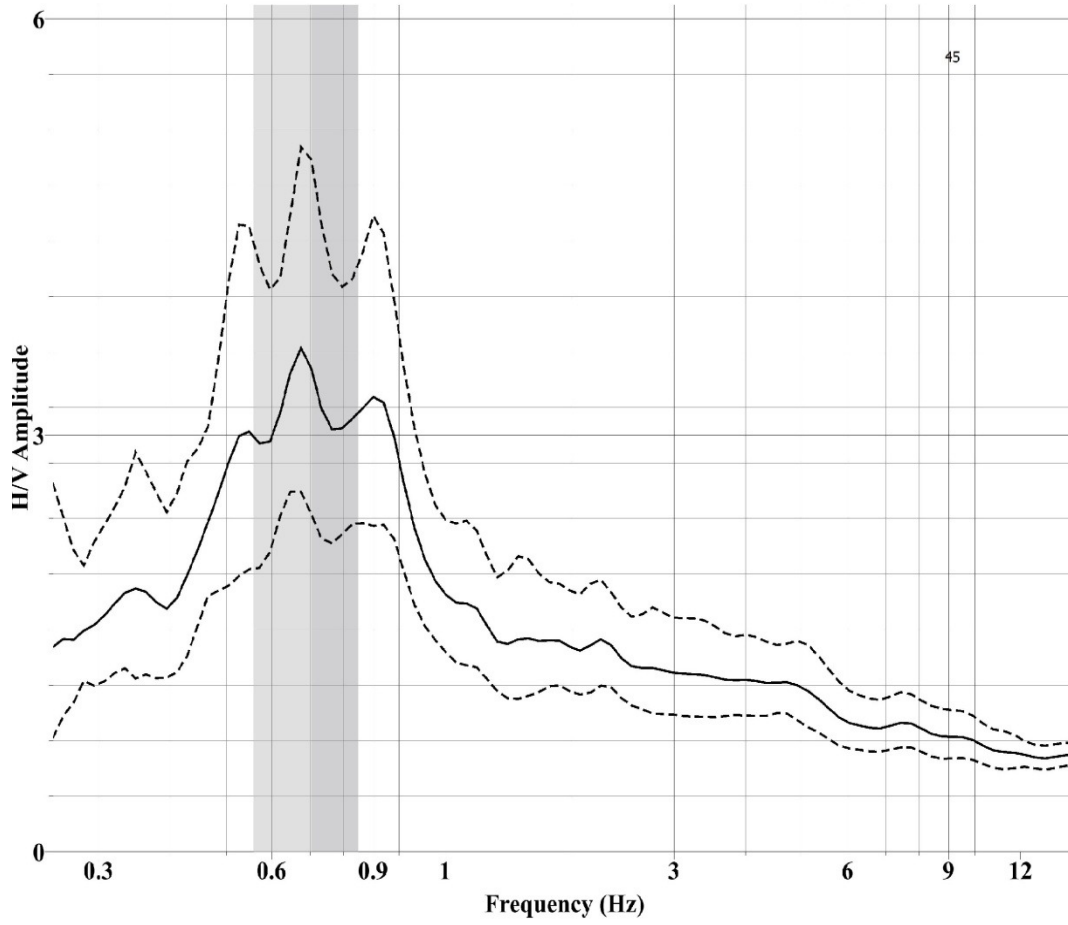
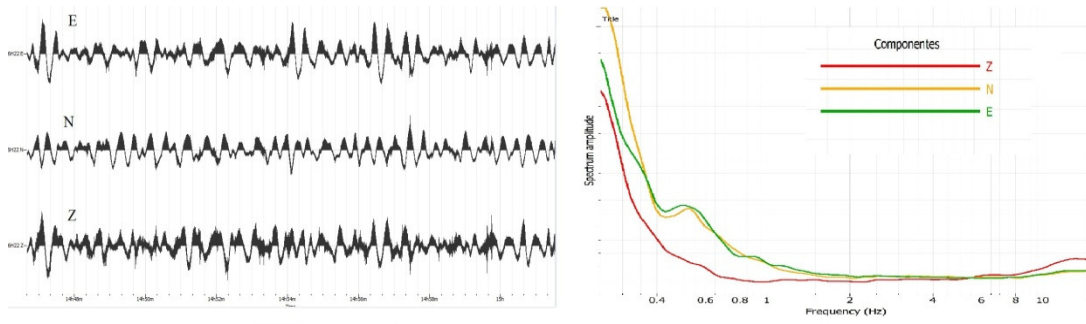
PUNTO 43



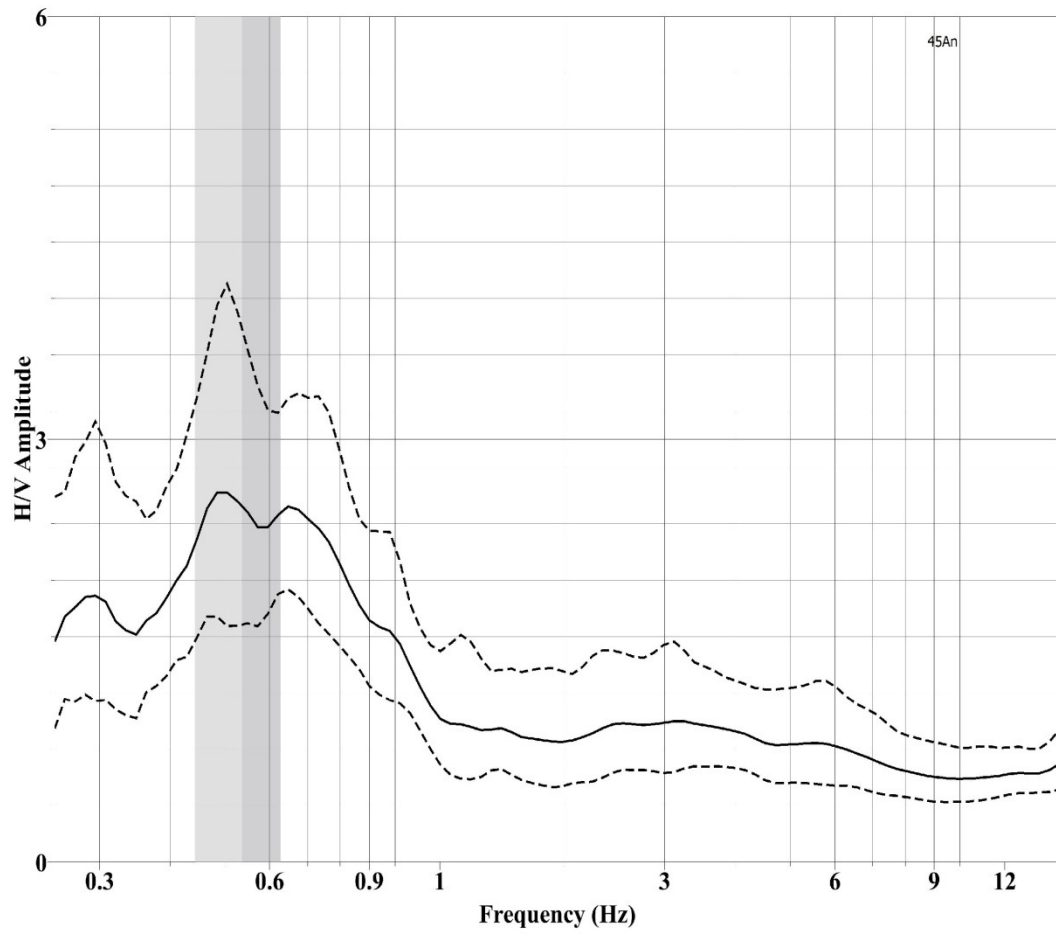
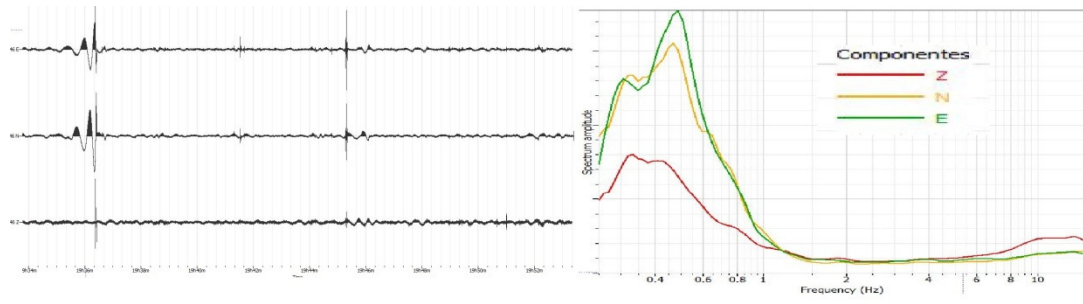
PUNTO 44



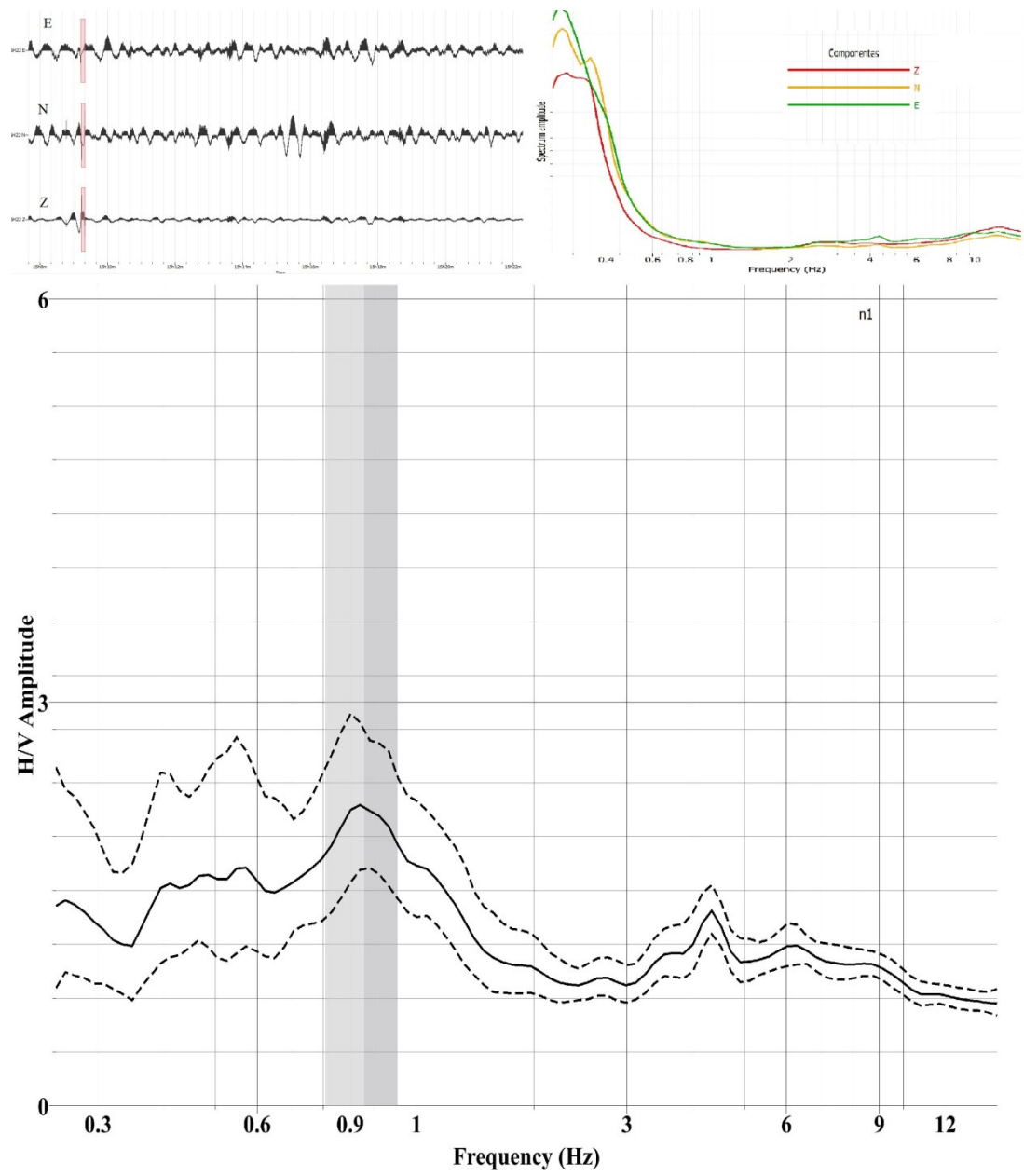
PUNTO 45



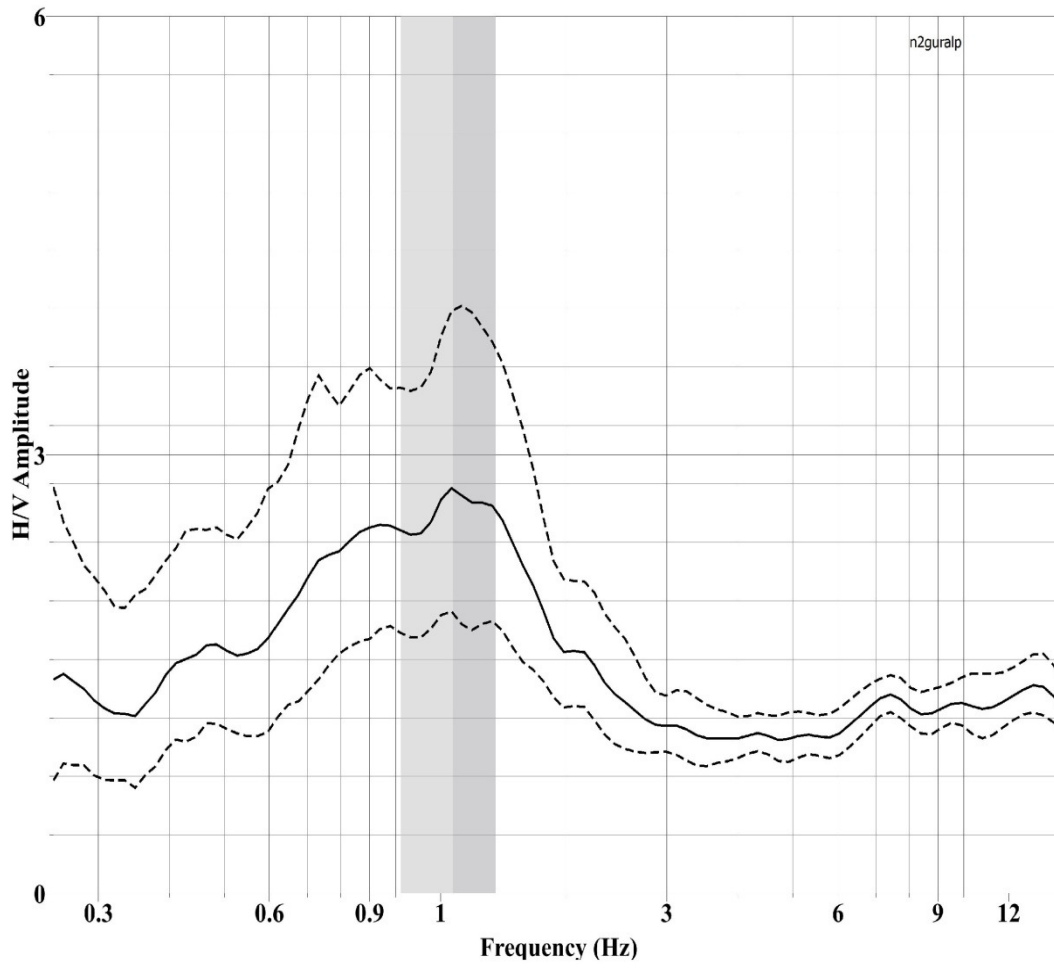
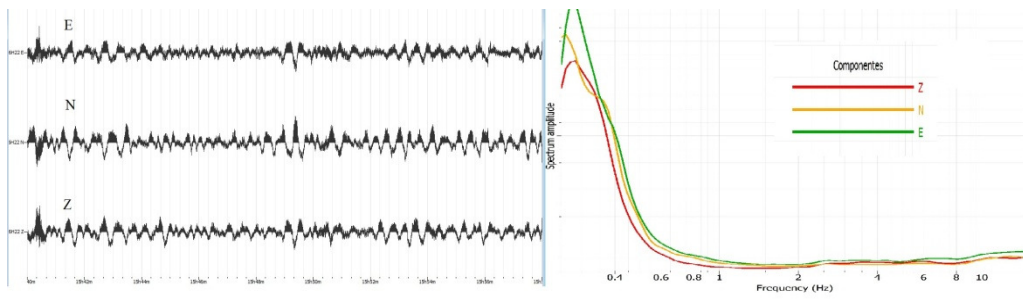
PUNTO 46



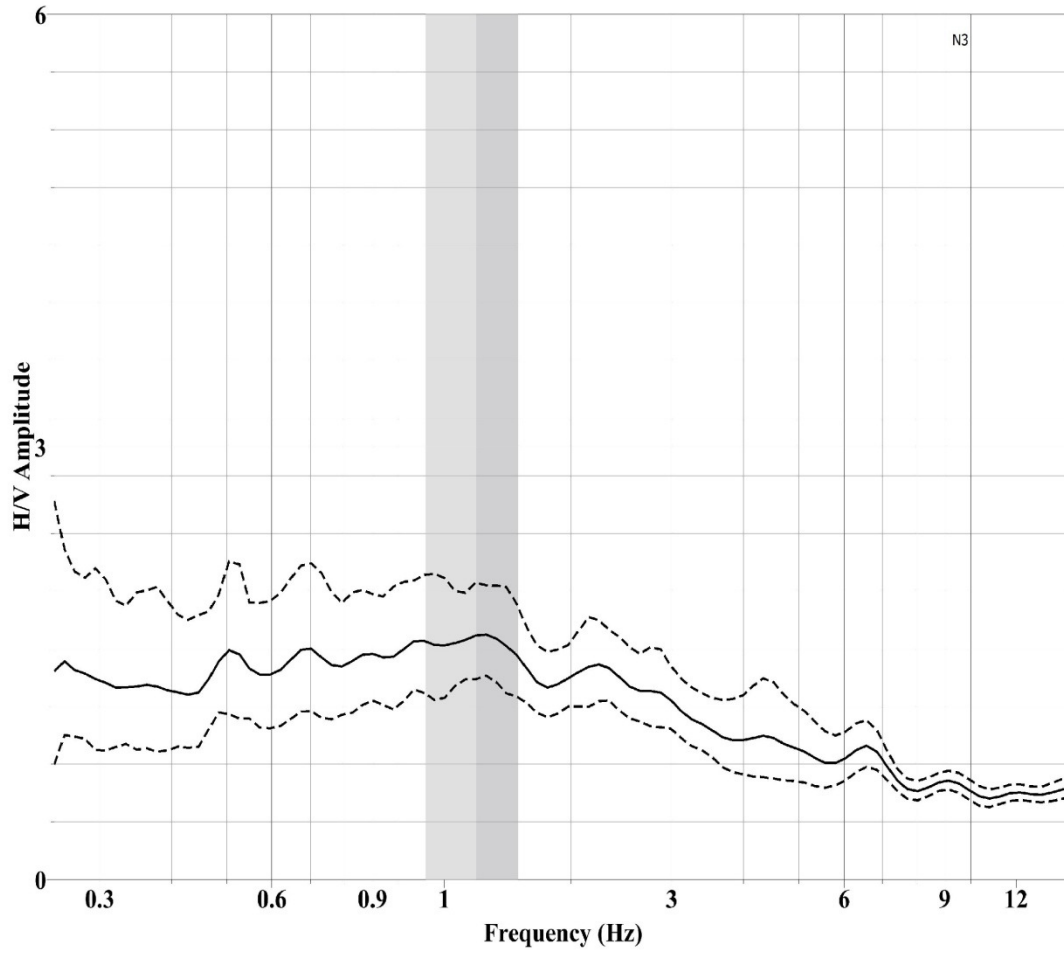
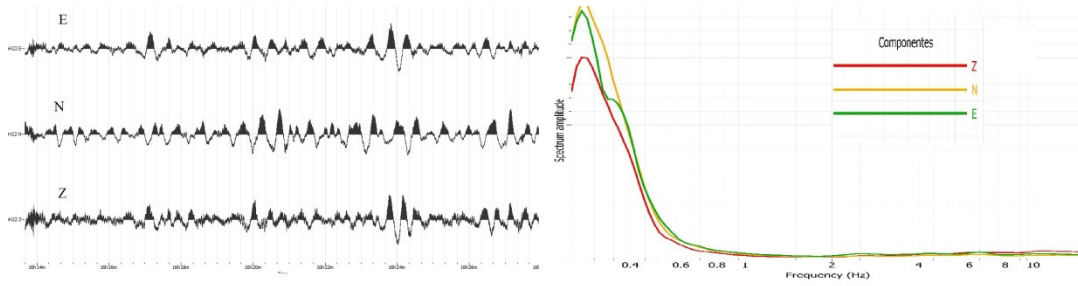
PUNTO N1



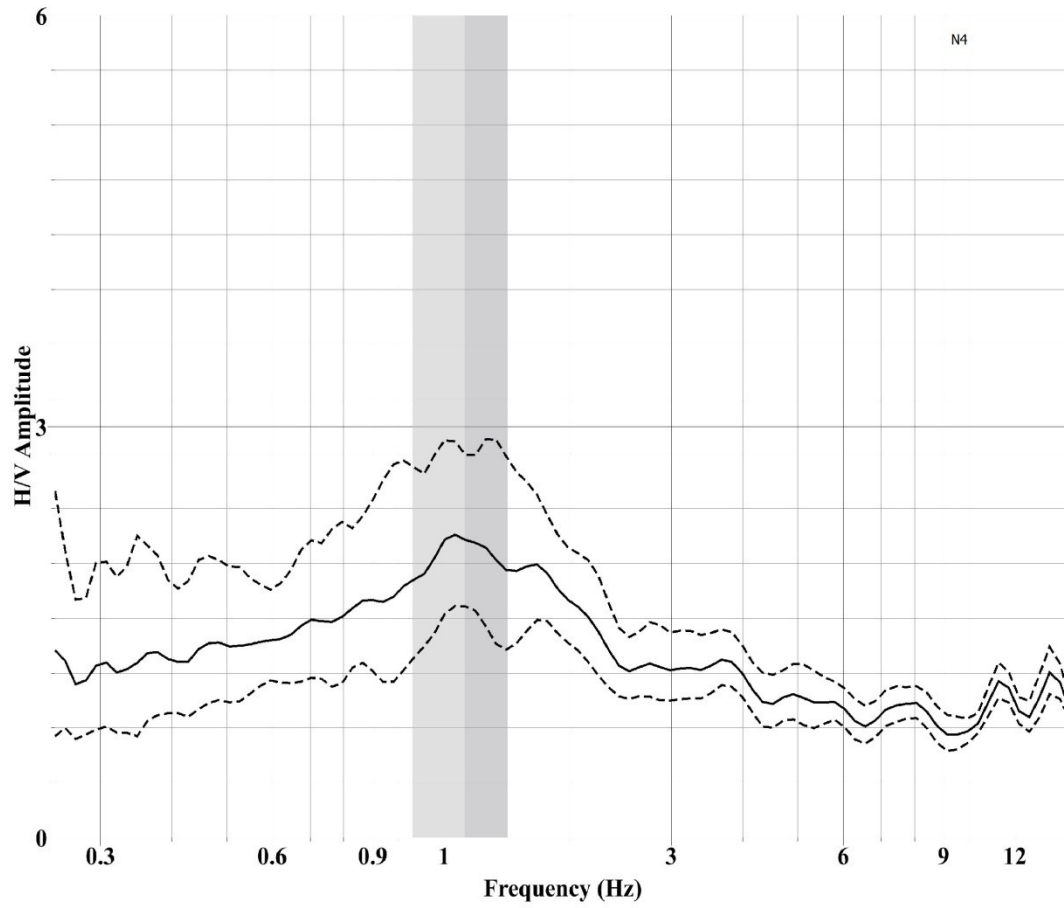
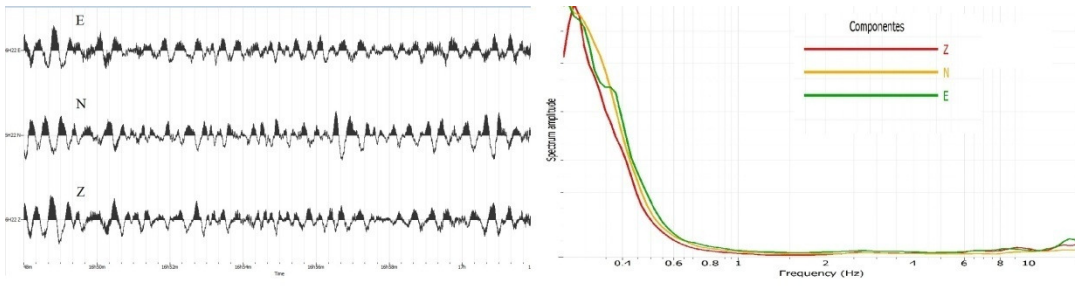
PUNTO N2



PUNTO N3



PUNTO N4



PUNTO SPAC1

