



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS**  
**DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



# **ESTUDIO DE SÍSMICA PASIVA HVSR PARA ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDAD DE COBERTURA SEDIMENTARIA EN LA REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, CHILE**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Mauricio Andrés Callejas Hernández**

**Profesor Guía** : Dr. Andrés Tassara Oddo  
**Profesional Co-Guía** : Sr. Hernán Rivas Herrera  
**Profesor Comisión** : Dr. Mauricio Espinoza Vargas

**Concepción, 2025**

Si para todo hay término y hay tasa  
y última vez y nunca más y olvido  
¿quién nos dirá de quién, en esta casa,  
sin saberlo nos hemos despedido?

Hay en el Sur más de un portón gastado  
con sus jarrones de mampostería  
y tunas, que a mi paso está vedado  
como si fuera una litografía.

Hay, entre todas tus memorias, una  
que se ha perdido irreparablemente;  
no te verán bajar a aquella fuente  
ni el blanco sol ni la amarilla luna.

*Fragmento de «Límites», Jorge Luis Borges, 1960*

Borges, J. L. (1985). *Límites*. En *Jorge Luis Borges. Obras completas (1923-1972)* (15ª imp.). Buenos Aires: Emecé Editores.

A Jorge Patricio Callejas y Rosa del Carmen Hernández

A Javiera Constanza Pedreros

# ÍNDICE

<b>RESUMEN</b>	
<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	1
<b>1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b>	1
<b>1.2 OBJETIVOS</b>	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
<b>1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS</b>	3
<b>1.4 AGRADECIMIENTOS</b>	4
<b>2 MARCO TEÓRICO</b>	5
<b>2.1 RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL Y MICROTREMORES</b>	5
<b>2.2 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO HVSR</b>	6
<b>3 MARCO GEOLÓGICO</b>	8
<b>3.1 INTRODUCCIÓN</b>	8
3.1.1 CONTEXTO TECTÓNICO	8
3.1.2 FRANJAS METALOGÉNICAS	8
3.1.3 MORFOESTRUCTURAS Y CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL	10
<b>3.2 COBERTURA POST-OLIGOCENA</b>	13
3.2.1 FLARE-UP IGNÍMBRITICO	13
3.2.2 FORMACIÓN AZAPA (Oligoceno – Mioceno bajo)	14
3.2.3 FORMACIÓN OXAYA (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)	14
3.2.3.1 Ignimbrita Poconchile	15
3.2.3.2 Ignimbrita Cardones	15
3.2.3.3 Ignimbrita Molinos	17
3.2.3.4 Ignimbrita Oxaya	17
3.2.4 FORMACIÓN HUAYLAS (Mioceno Superior)	18
3.2.5 IGNIMBRITA LAUCA (Plioceno Superior)	18
3.2.6 VOLCANES Y COMPLEJOS VOLCÁNICOS DEL PLEISTOCENO (1,9-0,05 Ma)	18
<b>4 METODOLOGÍA</b>	20
<b>4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS</b>	20
<b>4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS</b>	22
<b>4.3 INVERSIÓN DE VELOCIDAD Y MODELOS DE REGRESIÓN</b>	29
<b>4.4 DATOS GRAVIMÉTRICOS</b>	32
<b>5 RESULTADOS</b>	33
<b>5.1 SEGMENTO N°1</b>	33
<b>5.2 SEGMENTO N°2</b>	33

<b>5.3 SEGMENTO N°3</b>	35
<b>5.4 SEGMENTO N°4</b>	36
<b>5.5 SEGMENTO N°5</b>	36
<b>6 DISCUSIÓN</b>	40
<b>6.1 REFLECTORES EN PROFUNDIDAD (ANÁLISIS FORWARD)</b>	40
6.1.1 REFLECTOR SÍSMICO INTERNO EN LA IGNIMBRITA CARDONES	40
6.1.1.1 Resultado de Inversión y Respuesta HVSR en Profundidad	42
<b>6.2 CONFIABILIDAD Y VALIDEZ DEL MODELO</b>	57
6.2.1 ORIGEN DE LAS FRECUENCIAS RESONANTES	57
6.2.2 RANGOS Y ESTIMACIONES DE VS TEÓRICOS	58
6.2.3 REFLECTORES EN PROFUNDIDAD	60
6.2.4 VALIDACIÓN DEL MÉTODO CON GRAVIMETRÍA	62
6.2.4.1 Correlación y regresiones lineales	63
6.2.4.2 Modelos Aditivos Generalizados GAM (“Generalized Additive Models”)	65
<b>7 CONCLUSIÓN</b>	71
<b>7.1 MÉTODO HVSR COMO HERRAMIENTA DE EXPLORACIÓN</b>	71
<b>8 REFERENCIAS</b>	73
<b>ANEXOS</b>	77

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página	
1.	1	Profundidad de los yacimientos descubiertos por año	1
1.	2	Mapa de Ubicación y Accesos	3
2.	1	Ruido sísmico ambiental.	5
2.	2	Modelo esquemático de dos estratos con velocidades de onda de corte y densidad diferentes	6
3.	1	Franjas metalogénicas cenozoicas de los Andes Centrales	10
3.	2	Mapa morfoestructural de los Andes Centrales	11
3.	3	Mapa geológico simplificado del área Arica–Pisagua	12
3.	4	Ignimbrita Cardones en Sondaje “DH-01”	16
3.	5	Litología simplificada del área de estudio	19
4.	1	Instalación de sismómetros Tromino	20
4.	2	Curva HVSR (estación P4_42)	23
4.	3	Espectrograma de estabilidad H/V	24
4.	4	Curva esquemática de velocidad vs profundidad	25
4.	5	Procesamiento de curvas HVSR	27
4.	6	Respuesta HVSR de peaks estratigráficos	29
4.	7	Segmentación para el análisis HVSR	31
5.	1	Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°1)	34
5.	2	Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°2)	35
5.	3	Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°3)	37
5.	4	Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°4)	38
5.	5	Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°5)	39
6.	1	Densidad de la Ignimbrita Cardones calculada en DH-01	40
6.	2	Caracterización de la Ignimbrita Cardones	41
6.	3	Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4_07 y P4_10	44
6.	4	Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°1)	45
6.	5	Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4_13 y P4_17	47
6.	6	Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°2)	48
6.	7	Estratigrafía detallada del sondaje “DH-09”	49
6.	8	Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4_22 y P4_26	51
6.	9	Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°3)	52
6.	10	Respuesta H/V natural y curva sintética en P4_41 (solución n°1) y en P4_42 (solución n°2)	53
6.	11	Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°4)	55
6.	12	Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°5)	56
6.	13	Modelo sintético basado en las soluciones propuestas por Anbazhagan <i>et al.</i> (2016)	59
6.	14	Comparación entre sección estratigráfica y respuesta HVSR	61
6.	15	Comparación entre frecuencia fundamental (HVSR) y Gravimetría (CBA normalizada)	62

6.	16	Regresión lineal entre Anomalía de Bouguer Completa normalizada (0, 1) y el logaritmo de la frecuencia fundamental	64
6.	17	Modelo Aditivo Generalizado I: variable independiente - $\log(f_0)$ . En gris se observa el intervalo de confianza del 95%. En verde se observa el intervalo de predicción del 95%	66
6.	18	Modelo Aditivo Generalizado II: variable independiente - Gravimetría CBA normalizada. En gris se observa el intervalo de confianza del 95%. En verde se observa el intervalo de predicción del 95%	67
6.	19	Integración de resultados de campaña de sísmica pasiva y datos de gravimetría	70

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>			<b>Página</b>
4.	1	Ubicación de sismómetros Tromino	21

## RESUMEN

Este estudio se centra en el uso del método Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) para la exploración geofísica en depósitos sedimentarios e ignimbríticos. Se analizan los factores clave que afectan la velocidad de onda sísmica, como la compactación y la heterogeneidad en los depósitos de ignimbritas, con el objetivo de mejorar la interpretación de reflectores sísmicos profundos y contactos geológicos. Se demuestra que la técnica HVSr es efectiva para identificar reflectores profundos entre 500 y 900 metros, aunque su resolución en rangos de baja frecuencia limita su capacidad para detectar transiciones geológicas significativas. Se analizan relaciones empíricas entre la densidad y la velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) para mejorar la confiabilidad de los modelos sísmicos, destacando contrastes importantes en las reflexiones sísmicas dentro de ignimbritas altamente compactadas. El estudio también examina la integración de HVSr con datos gravimétricos, revelando una correlación positiva moderada entre las anomalías gravitacionales y las frecuencias fundamentales, lo que sugiere que las variaciones en la densidad del subsuelo están vinculadas a cambios en la frecuencia fundamental y la profundidad del basamento. Se emplean modelos estadísticos avanzados, como los Modelos Aditivos Generalizados (GAM), para analizar relaciones no lineales entre HVSr y gravimetría, ofreciendo una comprensión más completa de las propiedades del subsuelo. Los hallazgos subrayan la importancia de combinar HVSr con técnicas geofísicas complementarias para abordar los desafíos en entornos geológicos heterogéneos, mejorando la precisión y confiabilidad de las interpretaciones del subsuelo.



Este contexto resalta la importancia de zonas como la franja metalogénica del Eoceno medio-Oligoceno temprano en el norte de Chile, reconocida por su alto tonelaje de cobre y su potencial para la exploración de pórfidos de Cu-Mo. Sin embargo, la extensión hacia el norte de la franja, especialmente entre los 19°S y 21°S, no está claramente definida debido a la cobertura post-oligocena, que complica la identificación de posibles blancos de exploración (Cajal & Rabbia, 2015). García *et al.* (2017) atribuyen el espesor de esta cobertura sedimentaria al extenso vulcanismo y a la evolución tectónica asociada a un régimen de deformación contraccional, desarrollado principalmente durante el Eoceno.

En un escenario como este, el método HVSR surge como una herramienta clave para abordar estos desafíos. En investigaciones previas, este método ha permitido identificar suelos de alta rigidez y bajo contraste de impedancia con el basamento subyacente a grandes profundidades en la Cuenca de Santiago (Pastén *et al.*, 2016), mientras que Chatzis *et al.* (2022), han demostrado en Santorini, su utilidad para analizar el contraste de impedancia entre estratos volcánicos y secuencias piroclásticas contra la roca madre metamórfica, facilitando la interpretación de la geometría del basamento y la correlación entre el grosor de las capas y sus frecuencias de resonancia fundamentales. Esto resulta especialmente útil para estimar el espesor de la cobertura sedimentaria, definir zonas de interés y evaluar la continuidad de las campañas de exploración.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Generar modelos de profundidad de cobertura sedimentarias a través del estudio de sismica pasiva HVSR en la Región de Arica y Parinacota (18.50°S – 17.85°S), Chile.

### 1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Evaluar y validar la capacidad del método HVSR para caracterizar las principales unidades de cobertura sedimentaria mediante el análisis de datos de ruido sísmico.
2. Calcular curvas de velocidad HVSR basadas en las mediciones de ruido sísmico para evaluar las propiedades del subsuelo y estimar la velocidad de onda de corte ( $v_s$ ) de las unidades de cobertura sedimentaria.

3. Construir perfiles de profundidad de cobertura sedimentaria a través de la inversión de datos de sismica pasiva.
4. Evaluar la capacidad del método HVSR para obtener reflexiones profundas asociadas al contacto entre cobertura y basamento.

### 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

La sección estudiada en el presente estudio está ubicada entre las comunas de Arica y General Lagos, en la Región de Arica y Parinacota, Chile. Las coordenadas geográficas del área de estudio se encuentran entre los  $18.5^{\circ}$  –  $17.85^{\circ}$  de latitud sur, y los  $70.11^{\circ}$  -  $69.60^{\circ}$  de longitud oeste.

El acceso a la zona se realiza desde la ciudad de Arica, siguiendo la ruta A-135 en dirección este hasta la localidad de Coronel Alcérreca. Desde este punto, las mediciones continúan por las rutas A-23 y A-109 en dirección norte (figura 1.2).

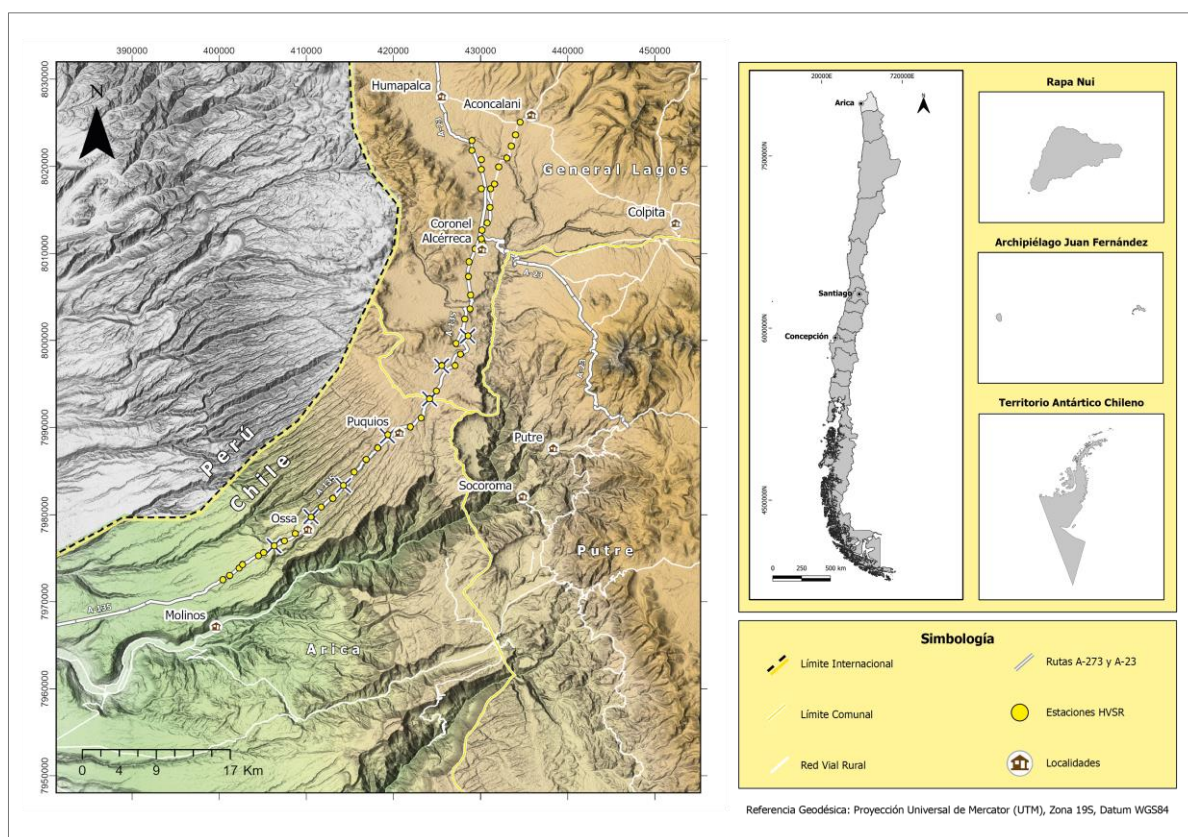


Figura 1.2 Mapa de Ubicación y Accesos.

## 1.4 AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente al programa de memorias de Teck Resources por brindarme esta valiosa oportunidad, y al equipo de exploraciones por permitirme integrarme y colaborar con un grupo de profesionales altamente calificados, comprometidos no solo con la excelencia, sino también con los valores que guían su trabajo. En especial, expreso mi gratitud a Sr. Hernán Rivas y Msc. Miguel Montes, quienes acompañaron mi proceso, contribuyendo a mi aprendizaje y al desarrollo de esta investigación.

Asimismo, agradezco al Dr. Andrés Tassara Oddo por su guía y mentoría, pilares fundamentales en la realización de este trabajo. También al Dr. Mauricio Espinoza Vargas por sus valiosos comentarios y su apoyo en la escritura del presente documento.

Quiero agradecer profundamente a mis padres, Jorge Callejas y Rosa Hernández, por su constante apoyo, amor incondicional y por estar siempre a mi lado a lo largo de este proceso. Su compañía ha sido siempre una fuente de fortaleza, motivación y cariño.

A la familia Pedreros Vera, por acogerme con tanto cariño y ofrecerme una segunda casa de la que sentirme parte. Su compañía y generosidad ha sido un regalo invaluable en mi vida.

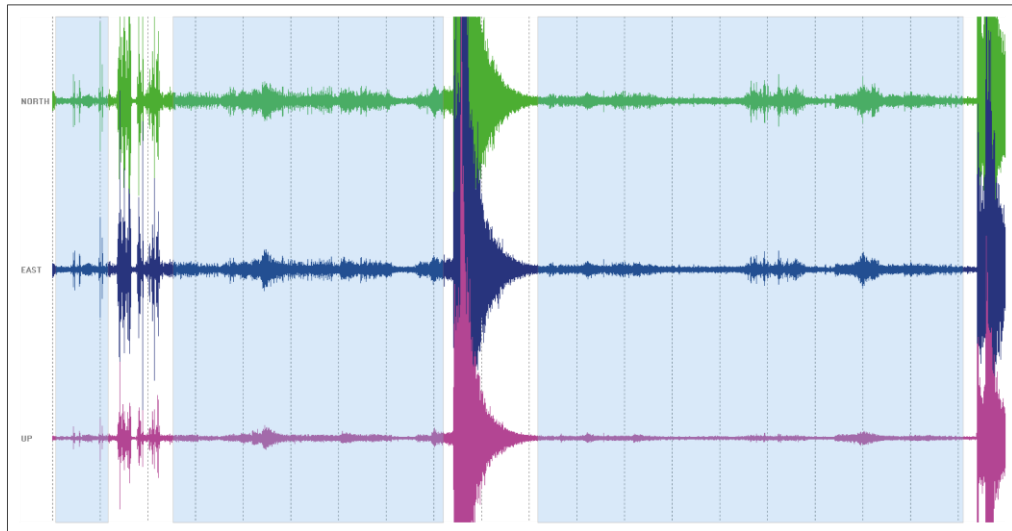
Quiero agradecer también a mis amigos y compañeros, quienes han estado a mi lado en los momentos de aprendizaje y alegría como en aquellos que requirieron apoyo y resiliencia. Los lazos que hemos formado me han llevado a considerar a cada uno parte esencial de mi vida. Les deseo lo mejor a cada uno en sus vidas y agradezco profundamente su compañía y amistad durante todos estos años.

Finalmente, agradecer a quien ha recorrido este camino junto a mí, Javiera Pedreros Vera, con quien he crecido y he aprendido lo fundamental de la constancia, el cariño, el apoyo incondicional y el compromiso mutuo. Gracias por creer en mí, por tu cariño y compañía. Gracias, sobre todo, por haberte presentado en mi vida.

## 2 MARCO TEÓRICO

### 2.1 RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL Y MICROTREMORES

El método HVSR (por sus siglas en inglés “*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*”) es una técnica geofísica de sismica pasiva basada en la medición del ruido sísmico ambiental, conocido como microtremores. Estos corresponden a vibraciones constantes y de baja amplitud de la superficie terrestre (figura 2.1), con desplazamientos típicos de  $10^{-4}$  y  $10^{-2}$  mm y oscilaciones muy pequeñas de  $10^{-15}$   $[\text{m/s}^2]^2$  (mucho menores a las inducidas por terremotos de cualquier magnitud), generadas por actividades humanas (como tráfico y maquinaria) y fenómenos naturales (como oleaje oceánico y viento), así como la propia dinámica terrestre (Okada & Suto, 2003; Castellaro *et al.*, 2005).



**Figura 2.1:** Ruido sísmico ambiental. Señal registrada por un sismómetro Tromino en una ventana de 8 minutos. En azul es posible ver la señal constante de baja amplitud conocida como microtremores o ruido sísmico.

Sylvette *et al.*, (2006), explican que el ruido sísmico está compuesto por ondas de cuerpo (como las ondas de corte o secundarias) y ondas superficiales (ondas Rayleigh y Love). Estas ondas exhiben comportamientos distintos según las propiedades viscoelásticas de las capas del subsuelo, la profundidad y distribución de las fuentes. En general, estas vibraciones se caracterizan por tener componentes espectrales altamente atenuados, lo que refleja una pérdida de energía a medida que se propagan a través del medio. Esta atenuación es producto tanto de factores geométricos, como

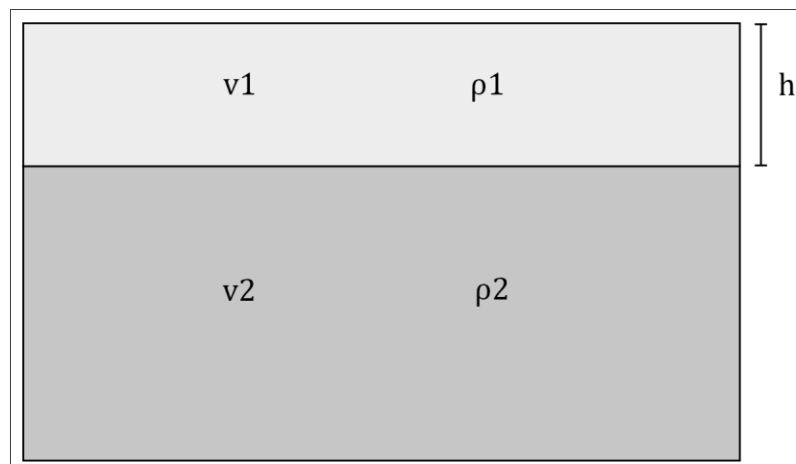
el aumento de las dimensiones del frente de onda, como de los efectos inelásticos asociados a la viscoelasticidad de los materiales, especialmente los sedimentos (Zaenudin *et al.*, 2024).

## 2.2 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO HVSR

La relación espectral H/V, que representa el cociente entre los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontal y vertical de los microtremores, fue introducido inicialmente por Nogoshi & Igarashi (1971) y posteriormente desarrollado por Nakamura (1989). Estos estudios destacaron la relación que existe entre la frecuencia *peak* del cociente H/V y la frecuencia de resonancia fundamental del sitio, estableciendo el método HVSR como una herramienta clave para identificar las características estructurales del subsuelo (Sylvette *et al.*, 2006).

Esta capacidad de vincular las frecuencias de resonancia de las capas sedimentarias con la estratigrafía relativa es una de las principales fortalezas del HVSR. Si se cuenta con estimaciones de la velocidad de ondas de corte ( $v_s$ ), la técnica puede proporcionar una estratigrafía altamente confiable (Castellaro *et al.*, 2005).

Castellaro *et al.* (2005), explican que el análisis HVSR se basa en la interferencia entre ondas reflejadas e incidentes en un sistema de capas estratificadas. En un modelo 1D, por ejemplo, se pueden considerar dos capas superpuestas con velocidades de propagación sísmica ( $v_1$ ,  $v_2$ ) y densidades ( $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ) diferentes:



**Figura 2.2:** Modelo esquemático de dos estratos con velocidades de onda de corte y densidad diferentes. [Modificado de Castellaro *et al.*, 2005].

Cuando una onda sísmica atraviesa la primera capa, parte de su energía se refleja al alcanzar el límite con la segunda capa, interactuando con las ondas incidentes. Este fenómeno genera un incremento máximo en la amplitud, conocido como frecuencia de resonancia fundamental ( $f_0$ ), el cual ocurre cuando la longitud de onda de la onda incidente es 4 veces el espesor de la capa superficial. Así, la frecuencia de resonancia fundamental ( $f_0$ ) para la onda S puede describirse como:

$$f_0 = v_s/4h,$$

**Ecuación 1.**

en donde  $v_s$  y  $h$  son la velocidad de onda de corte y el espesor de la primera capa respectivamente. Dado que la respuesta sísmica de un depósito de suelo está directamente relacionada con su perfil de velocidad de ondas de corte ( $v_s$ ) (Pastén *et al.*, 2016), los cambios en esta velocidad resultan fundamentales para interpretar la estratigrafía del subsuelo. En este sentido, el método HVSR permite identificar variaciones en la  $v_s$  asociadas a contrastes de impedancia entre capas geológicas, proporcionando una herramienta eficaz para delimitar la geometría de estas secuencias y su disposición estratigráfica. Esto se debe a que las frecuencias de resonancia están directamente influenciadas por la velocidad de propagación de las ondas de corte y el grosor de las capas.

Castellaro *et al.* (2005), concluye que el efecto de resonancia es acumulativo, lo que significa que el HVSR debería evidenciar las frecuencias de resonancia de las capas como máximos relativos. Esto, combinado con una estimación preliminar de las velocidades sísmicas, permite calcular el espesor  $h$  de la primera capa o de varias capas. Explica también que la forma de una onda sísmica registrada por un instrumento en un sitio  $x$  es una función de: (1) la forma de onda producida por una fuente, (2) el “camino” de la onda desde la fuente hasta el sitio  $x$  (lo cual involucra atenuaciones, reflexiones, refracciones, fenómenos de guía de ondas) y (3) la respuesta instrumental asociada al sismómetro.

## 3 MARCO GEOLÓGICO

### 3.1 INTRODUCCIÓN

#### 3.1.1 CONTEXTO TECTÓNICO

El margen continental activo occidental de América del Sur central se caracteriza por la subducción de la placa Farallón-Nazca y el magmatismo de arco desde tiempos del Jurásico. Este sistema ha sido impulsado por la interacción dinámica entre la placa oceánica en subducción y la continental, dando lugar a una evolución geológica compleja marcada por la formación de arcos magmáticos, cuencas sedimentarias y orogenia andina, así como procesos de deformación y engrosamiento cortical asociados al levantamiento de los Andes (Wörner *et al.*, 2002).

En los márgenes activos, las fuerzas de flotabilidad impulsan el ascenso del magma a través del manto hasta alcanzar los niveles superiores de la corteza frágil, donde diversos mecanismos tectónicos (erosión tectónica, segmentos de subducción plana y cambios en el ángulo de subducción), así como las propiedades reológicas de los magmas, influenciadas por factores composicionales, pueden modificar su trayectoria hacia la superficie y, por consecuencia la distribución de depósitos minerales (Petford, 2003; Yáñez & Rivera, 2019).

#### 3.1.2 FRANJAS METALOGÉNICAS

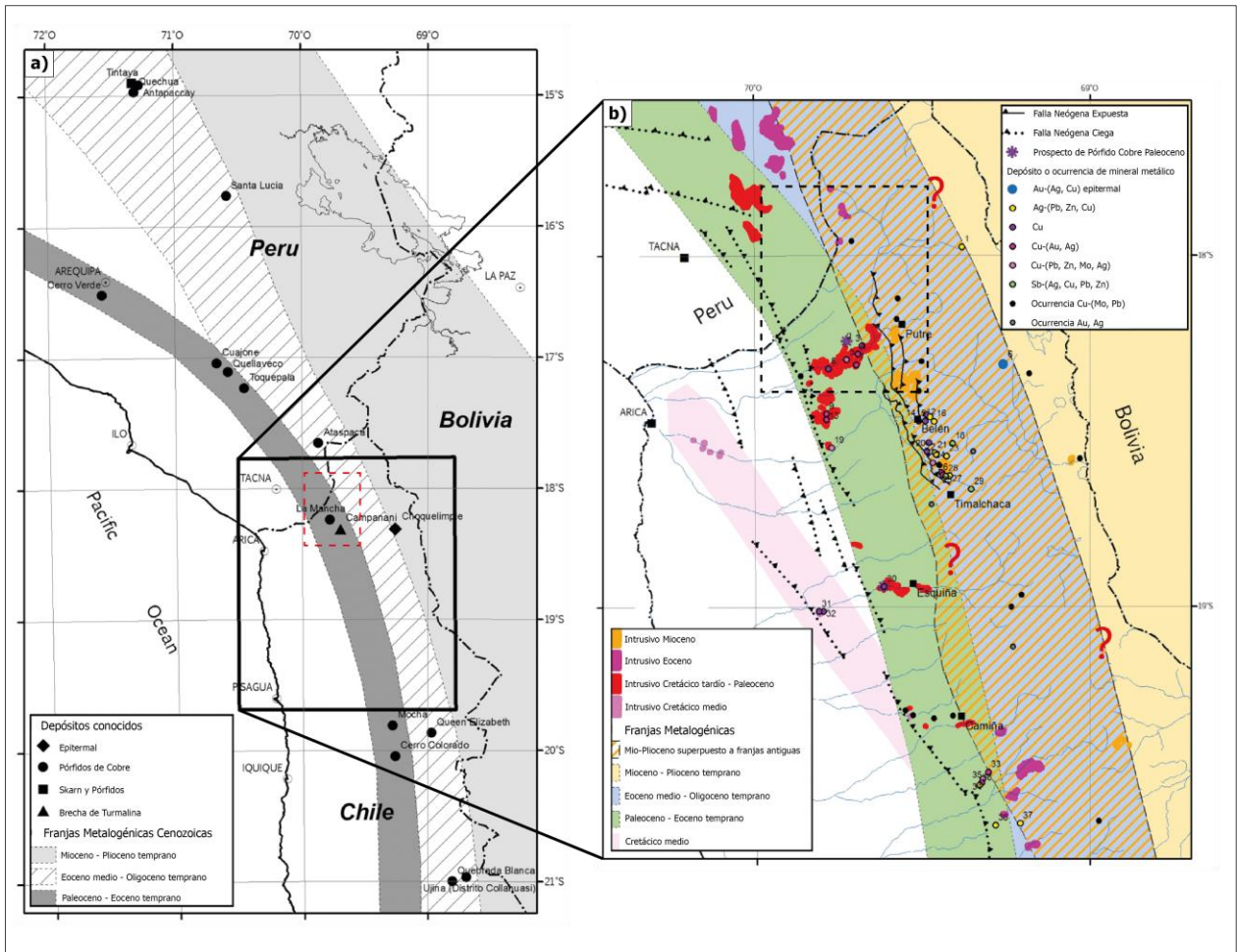
García *et al.* (2017), explican que en los Andes Centrales se encuentran tres extensas franjas metalogénicas cenozoicas que concentran algunas de las mayores reservas de cobre del mundo. Cada franja se desarrolló progresivamente de oeste a este, representando periodos metalogénicos discretos.

Durante el Paleoceno y Eoceno temprano (62–51 Ma), se desarrolló una franja de 30-50 km de ancho que se caracteriza por el predominio de pórfidos de Cu-Mo, acompañados de depósitos asociados como brechas mineralizadas, vetas y prospectos de Cu-Au. Los principales depósitos de esta etapa se encuentran en el sur de Perú, con ejemplos destacados como Cerro Verde, Cuajone y Quellaveco, y en el norte de Chile, incluyendo Mocha y Spence. En el Eoceno medio y Oligoceno temprano (43–31 Ma), emergió una franja de entre 30 y 130 km de ancho, que presenta pórfidos de Cu-Mo y/o Au junto con depósitos tipo skarn. En esta etapa, los depósitos más destacados se

localizan en Chile, como Chuquicamata y Escondida, asociados con procesos de enriquecimiento supergénico y depósitos de Cu exóticos. Finalmente, en el Mioceno y Plioceno temprano (20–4 Ma), se desarrolló la franja más amplia, alcanzando hasta 400 km de ancho. Esta franja incluye una variedad de tipos de mineralización, como pórfidos de Cu-Au y Cu-Mo, skarn, reemplazos carbonáticos y depósitos epitermales (García *et al.*, 2017).

En investigaciones más recientes, se ha estudiado que la presencia de bloques corticales densos y relativamente impermeables, entendidos como heterogeneidades de la corteza en términos de composición y comportamiento mecánico, junto con fallas a escala litosférica, juegan un papel clave en el control del ascenso magmático, la acumulación de metales y la formación de depósitos de cobre en el margen andino. Esto impulsa una nueva forma de entender la distribución de las franjas metalogénicas, ya no como cinturones magmáticos y depósitos alineados paralelamente a la fosa y organizados según su edad, si no como dominios metalogénicos multi-edad cuya distribución es función de la interacción de bloques densos y fallas trans-litosféricas (Yáñez & Rivera, 2019).

Independientemente de la visión de los mecanismos que controlan la distribución de las franjas metalogénicas, la extensión de estas hacia el extremo norte de Chile no está claramente definida debido a la cobertura post-oligocena (Cajal & Rabbia, 2015). García *et al.* (2017), recopilan información sobre las edades de intrusivos, ocurrencias minerales, depósitos y prospectos que delimitan la extensión de las franjas en el área de estudio y ayudan a identificar áreas de interés para la exploración. En particular, la zona de estudio se sitúa entre las franjas Paleoceno-Eoceno temprano, Eoceno medio-Oligoceno temprano y una superposición de la franja Mio-Pliocena sobre estas (figura 3.1). Por otro lado, datos de gravimetría residual presentados por Yáñez & Rivera (2019), identifican la presencia de bloques densos y de fallas trans-litosféricas en el área de estudio, lo que refuerza el potencial de la zona para prospecciones de exploración centradas en pórfidos de cobre.

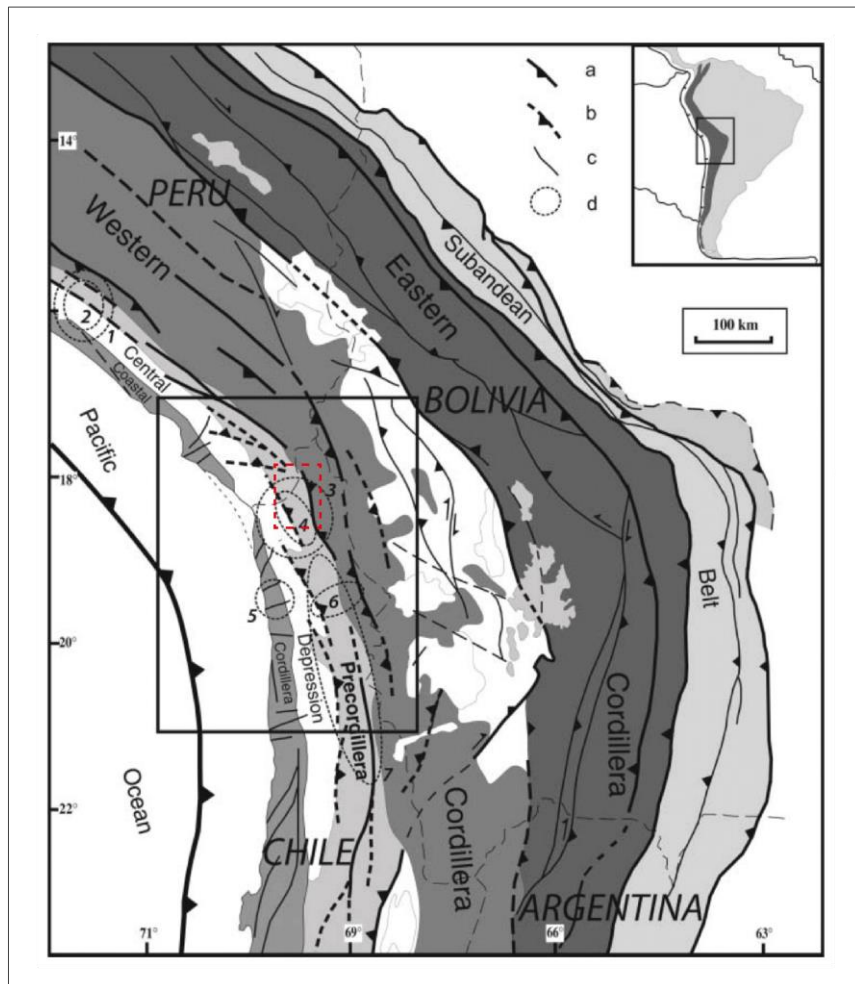


**Figura 3.1** Franjas metalogénicas cenozoicas de los Andes Centrales. a) Franjas definidas según las edades de los principales depósitos. En rojo se observa el área de estudio. b) Distribución de los depósitos metálicos del Cretácico medio al Plioceno y las franjas intrusivas y metalogénicas. Esto incluye depósitos de tipo veta, tipo manto y stockwork de vetas, ocurrencias y prospectos de pórfidos de Cu. Los afloramientos de las rocas intrusivas fueron ligeramente exagerados para mejorar la visualización. Las líneas segmentadas corresponden al área de estudio [Modificado de García *et al.*, 2017].

### 3.1.3 MORFOESTRUCTURAS Y CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL

En el extremo norte de Chile, el antearco andino se organiza, de oeste a este, en tres principales unidades morfológicas: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Precordillera. Estas estructuras limitan al este con la Cordillera Occidental (García *et al.*, 2011) (figura 3.2). Platzman *et al.* (2020), explican que la Cordillera de la Costa, formada por rocas de arco mesozoico y sedimentos marinos, está separada de la Cordillera Occidental y el Altiplano por los fanglomerados de la Depresión Central. Por otro lado, la Cordillera Occidental, que corresponde al actual arco volcánico y alcanza aproximadamente los 4600 metros de altitud, está cubierta en parte por la secuencia fluvio-volcanoclástica del Mioceno, característica de la Precordillera. van Zalinge *et al.*

(2016), documentan que en la Precordillera y en la Cordillera Occidental, esta secuencia está dominada por una gruesa sucesión de ignimbritas soldadas de una potencia de  $\sim 1000$  metros y de gran volumen ( $>1000 \text{ km}^3$ ), que forman parte de la Formación Oxaya y constituyen un elemento clave en la configuración geológica de la región. Desde una perspectiva morfológica, las grandes capas de ignimbritas (intercaladas con sedimentos menores) de la Formación Oxaya, constituyen una meseta ignimbrítica formada por rocas de alta competencia (García *et al.*, 1999).



**Figura 3.2** Mapa morfoestructural de los Andes Centrales. La figura muestra las principales unidades fisiográficas en la zona. En rojo se observa el área de estudio [Modificado de García *et al.*, 2011].

García *et al.* (2011), explican que la Precordillera en el extremo norte de Chile tiene un ancho de 50–80 km, y que se encuentra entre los 1900–2300 y 3200–3700 m sobre el nivel del mar. Presenta una superficie suavemente plegada, resultado de grandes anticlinales y flexuras (pliegues monoclinales) que siguen una dirección NW–SE a N–S. En particular, los anticlinales Huaylillas y



## 3.2 COBERTURA POST-OLIGOCENA

### 3.2.1 FLARE-UP IGNÍMBRITICO

El Mioceno temprano fue una época de intensa actividad volcánica en los Andes Centrales, particularmente entre los 17° y 20°S, donde grandes volúmenes de ignimbritas fueron depositados durante un proceso conocido como flare-up ignímbritico. Las erupciones de ignimbritas grandes suelen estar agrupadas en el espacio y en el tiempo, lo que se conoce como un aumento de ignimbritas o "*ignimbrite flare-up*". Estos eventos regionales pueden persistir por varios millones de años, generando extensas provincias de ignimbritas (van Zalinge *et al.*, 2016).

En el área de estudio, los extensos depósitos de ignimbritas se encuentran asociados principalmente a la Formación Oxaya (García *et al.*, 2004). van Zalinge *et al.* (2016), explica que estas ignimbritas son el resultado de un periodo prolongado de erupciones volcánicas masivas que se extendió durante ~3 millones de años y cuya cronología ha sido precisada mediante dataciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en zircones. Este periodo inicia con la deposición de la ignimbrita Poconchile a  $22.736 \pm 0.021$  Ma y los pulsos eruptivos más destacados ocurrieron a  $21.924 \pm 0.017$  Ma y  $19.711 \pm 0.036$  Ma, correspondientes a las ignimbritas Cardones y Oxaya, respectivamente, ambas con volúmenes superiores a los 1000 km<sup>3</sup>. Platzman *et al.* (2020), destacan que la Formación Oxaya se considera una de las provincias de ignimbritas más grandes del planeta.

En términos morfológicos, las ignimbritas de la Formación Oxaya forman una meseta prominente a lo largo del escarpe occidental de la Cordillera Occidental, resultado de grandes erupciones explosivas catastróficas y el colapso de calderas. Si bien la fuente exacta de estas ignimbritas aún no está claramente establecida, se ha propuesto que pudieran haberse originado en la caldera Lauca (García *et al.*, 2000, citado en Platzman *et al.*, 2020), una estructura de 50×23 km<sup>2</sup> ubicada en la cuenca del río Cordon Belén y Lauca. Aunque la caldera Lauca ocupa gran parte de esta cuenca, solo su margen occidental es visible en la actualidad (Platzman *et al.*, 2020).

La Formación Oxaya comprende una secuencia de cuatro ignimbritas extracaldera subhorizontales. De más antigua a más joven, estas son las ignimbritas Poconchile, Cardones, Molinos y Oxaya (Platzman *et al.*, 2020; García *et al.*, 2004). La más grande de ellas corresponde a la ignimbrita Cardones, la cual cubre un área de aproximadamente 4200 km<sup>2</sup>, con un espesor que varía desde 1

km en valles profundamente incisos al este, hasta 100 m en zonas más altas y distales al oeste (Platzman *et al.*, 2020; van Zalinge *et al.*, 2016).

Las formaciones que afloran en el área de estudio y/o están presentes en perforaciones (van Zalinge *et al.*, 2016) son las siguientes:

### 3.2.2 FORMACIÓN AZAPA (Oligoceno – Mioceno bajo)

La Formación Azapa está compuesta principalmente por alternancias polimícticas de areniscas verdosas y conglomerados con soporte de matriz y clastos. Los conglomerados contienen clastos angulares a redondeados de composición intrusiva (granito y granodiorita), volcánica (dacita y andesita frecuentemente alteradas), sedimentaria (caliza y arenisca) y metamórfica (gneiss y anfibolita), en una matriz arenosa. Estos depósitos, con un espesor máximo de aproximadamente 500 m en la Depresión Central, disminuyen hacia el oeste, reflejando la transición de la erosión en la Cordillera Occidental a la sedimentación en la Depresión Central. Se formaron en un ambiente fluvial con transporte desde la pendiente occidental andina hacia la Cordillera de la Costa, gradando distalmente a depósitos fluvio-lacustres y salar. La edad de la formación se asigna principalmente al Oligoceno temprano-medio, y está limitada al este por la falla Ausipar, cubriendo rocas del basamento en el lado occidental de la pendiente andina occidental (García *et al.*, 1999; García *et al.*, 2004; García *et al.*, 2011; van Zalinge *et al.*, 2016; Wörner *et al.*, 2002).

### 3.2.3 FORMACIÓN OXAYA (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Corresponde a la unidad más extensa de la región, yace en concordancia sobre la Formación Azapa y, localmente hacia el este, sobre el basamento. Esta formación está compuesta predominantemente por ignimbritas riolíticas y dacíticas de hasta 1000 m de espesor en la Precordillera, mientras que en la Depresión Central occidental se adelgaza a unos 20 m. Entre las ignimbritas se intercalan depósitos menores de conglomerados, brechas, areniscas y calizas lacustres con dolomitas. Estudios radiométricos K-Ar han fechado estas ignimbritas entre 25 y 19 Ma, evidenciando su origen durante el Mioceno temprano. Además, en la Cordillera de la Costa, depósitos aluviales en cuencas restringidas contienen tobas de 25 y 21 Ma, correlacionadas con las ignimbritas de esta formación (García *et al.*, 1999; García *et al.*, 2011; García *et al.*, 2012). La Formación Oxaya está compuesta de las siguientes ignimbritas:

### 3.2.3.1 Ignimbrita Poconchile

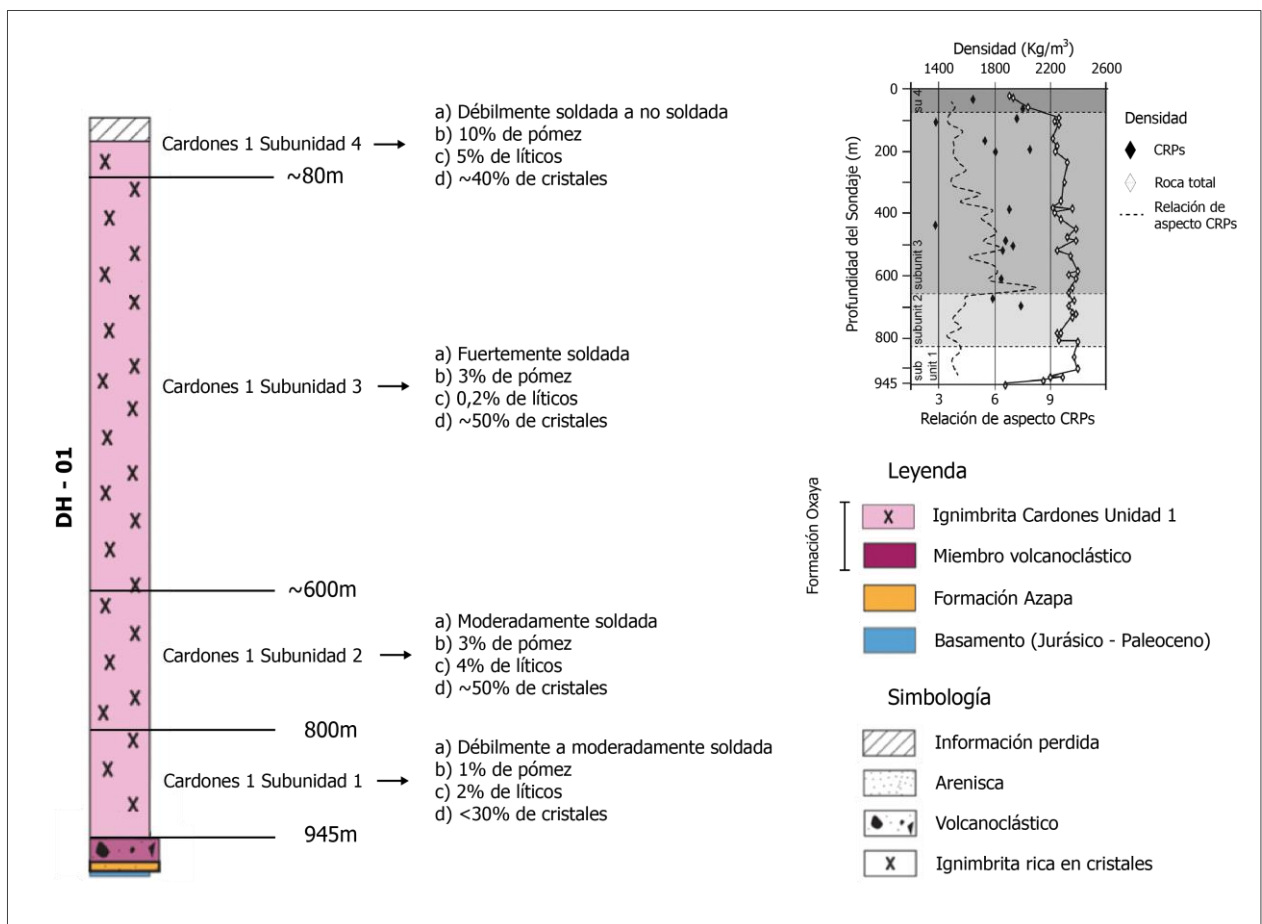
Con un espesor menor a 13 m, se encuentra sobre la Formación Azapa y es visible a lo largo de las paredes norte y sur de la Quebrada de Lluta, aunque no se expone en la sección Molinos debido a la poca profundidad de la quebrada. Esta ignimbrita contiene clastos juveniles con tamaños entre 1 mm y 10 cm, además de clastos líticos de hasta 40 mm, principalmente de composición andesítica y granítica. Su composición mineralógica incluye aproximadamente un 13% de cristales, entre los que destacan plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita, titanomagnetita, hornblenda, circón y apatita. Sobre esta unidad se encuentran depósitos clásticos sedimentarios compuestos por brechas gradadas con poca matriz y areniscas gruesas, cuyos clastos son principalmente ignimbritas riolíticas y andesitas. Estas características, junto con la inmadurez de los depósitos, sugieren que se formaron como lahares derivados de una zona volcánica activa (van Zalinge *et al.*, 2016).

### 3.2.3.2 Ignimbrita Cardones

Constituye un depósito de toba riolítica de gran volumen que aflora en un área aproximada de 4200 km<sup>2</sup> en la precordillera del norte de Chile. En general, el espesor y la exposición de la ignimbrita varían en función del levantamiento y la erosión. En áreas específicas, alcanza espesores de hasta ~900 m en perforaciones y disminuye hacia el oeste y sur, reduciéndose hasta ~100 m en zonas topográficas altas (Platzman *et al.*, 2020; van Zalinge *et al.*, 2016; van Zalinge *et al.*, 2017; van Zalinge *et al.*, 2018). García *et al.* (2004), estimaron un volumen mínimo de 1260 km<sup>3</sup> para la ignimbrita y, según dataciones realizadas por van Zalinge *et al.* (2016), mediante <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, la edad ponderada de la ignimbrita es de 21.92 ± 0.02 Ma.

La ignimbrita es masiva, eutaxítica y homogénea, intensamente soldada, y destaca por la presencia de fiamme y pómez de hasta 20 cm. Está compuesta por una matriz vítrea-cinerítica con cristales libres (cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita, y accesorios como hornblenda y apatita), clastos juveniles (CRPs ricos en cristales y CPPs pobres en cristales) y enclaves máficos (microdioritas). Los cristales, de 0,5 a 5 mm, suelen estar fracturados y presentan alteraciones secundarias. Su composición química es riolítica, con alta sílice (75-76%) y potasio (3,5-4,5%) (García *et al.*, 2012; van Zalinge *et al.*, 2016).

van Zalinge *et al.* (2016), dividen la ignimbrita Cardones en dos unidades eruptivas con características distintivas. La Unidad 1, más gruesa y con variaciones en la soldadura, presenta una mayor intensidad en la parte media, con una relación de aspecto más alta de las fiamme y una densidad mayor ( $2300 \text{ kg/m}^3$ ). Por otro lado, la Unidad 2, más delgada, presenta una soldadura menos intensa con una relación de aspecto en fiamme más baja que la unidad 1 y una densidad comparativamente menor. Ambas están separadas por una ruptura estratigráfica clara. La unidad 1 de la ignimbrita se subdivide en cuatro subunidades, diferenciadas por factores como el color, la cristalinidad, la densidad y las distribuciones de fragmentos juveniles y líticos (figura 3.4).



**Figura 3.4** Ignimbrita Cardones en Sondaje “DH-01”. Profundidad y caracterización textural de las subunidades de la ignimbrita Cardones. El gráfico adjunto representa la densidad medida en roca total y en clastos ricos en pómez (CRPs), así como la relación de aspecto de los CRPs de la ignimbrita Cardones [Modificado de van Zalinge *et al.*, 2016].

### 3.2.3.3 Ignimbrita Molinos

La ignimbrita Molinos es una unidad débil a moderadamente soldada, con un espesor aproximado de 50 m y se encuentra separada de las ignimbritas Cardones y Oxaya por intercalaciones sedimentarias de unos pocos metros de espesor. Es lateralmente discontinua, con espesores aproximados de entre 80 y 40 m, aunque en las cercanías de la localidad de Molinos llega hasta los 150 m de potencia. Contiene alrededor del 12% de cristales, principalmente de plagioclasa, cuarzo y sanidina, junto con biotita, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno, entre otros. Los clastos de pumita son pequeños, dominando los riolíticos, aunque también se observan clastos más máficos con piroxeno y hornblenda. Además, contiene alrededor del 1% de fragmentos líticos andesíticos, de tamaño inferior a 15 mm. La edad datada con K-Ar en biotita ha entregado es de  $22.9 \pm 0.7$  Ma (García *et al.*, 2004; van Zalinge *et al.*, 2016).

### 3.2.3.4 Ignimbrita Oxaya

La ignimbrita Oxaya corresponde a un extenso depósito de flujo piroclástico que se extiende por un área mínima de 8000 Km<sup>2</sup>. Se encuentra dividida en dos unidades eruptivas (García *et al.*, 2004), cuyas descripciones y edades se exponen en van Zalinge *et al.* (2016):

1. **Unidad inferior:** débilmente soldada a no soldada, con un 15% de cristales, principalmente cuarzo (6%), plagioclasa (4%), sanidina (4%). Contiene un 1% de fragmentos líticos andesíticos menores a 30 mm. En el área de estudio varía su espesor de 10 a 70 m y la edad obtenida en <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, es de  $19.711 \pm 0.036$  Ma.
2. **Unidad superior:** moderadamente a intensamente soldada, con una textura eutaxítica. Contiene aproximadamente un 34% de cristales, incluyendo cuarzo (6–11%), plagioclasa (7–14%), sanidina (10–12%) y biotita (~1%). La cristalinidad disminuye en la base a un 25%. Esta unidad también contiene un 1% de clastos líticos y tiene un espesor entre 20 y 90 m en el área de estudio. Al norte de la quebrada Lluta, la ignimbrita Oxaya presenta erosión significativa, sin embargo, al sur de la quebrada Lluta la unidad superior alcanza varios cientos de metros de potencia. La edad obtenida en <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, es de  $19.698 \pm 0.064$  Ma.

Además de las ignimbritas de la Formación Oxaya, las cuales corresponden al mayor volumen de cobertura post-Oligocena en el área de estudio, existen otras secuencias sedimentarias y volcánicas que se extienden principalmente sobre el flanco este del anticlinal Huaylillas:

#### 3.2.4 FORMACIÓN HUAYLAS (Mioceno Superior)

La Formación Huaylas es una sucesión sedimentaria y volcánica continental del Mioceno Superior, definida en la quebrada Huaylas, al noroeste de Putre. Rellena depresiones en la precordillera y alta cordillera, con afloramientos principales en las cuencas de Huaylas y Copaquilla. Está dividida en dos unidades: la Unidad Inferior, compuesta por gravas, areniscas y limolitas con intercalaciones de toba, bentonita y caliza, y la Unidad Superior, formada por depósitos lacustres y fluviales distales. Los depósitos sugieren ambientes fluviales y aluviales cercanos, con áreas lacustres restringidas en los niveles superiores, y se han fechado entre  $7.5 \pm 1.1$  Ma (K-Ar en biotita) y  $10.39 \pm 0.03$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina) (García *et al.*, 2012).

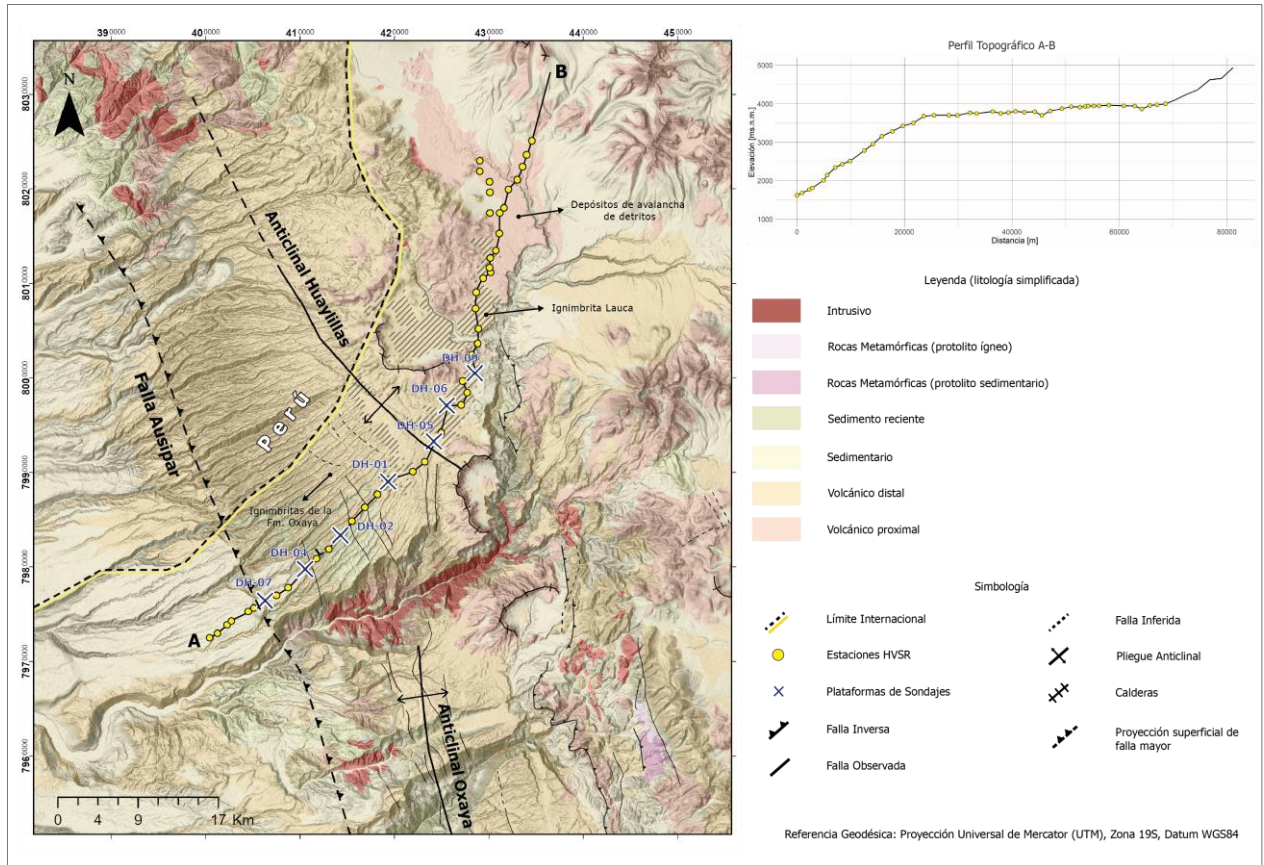
#### 3.2.5 IGNIMBRITA LAUCA (Plioceno Superior)

La Ignimbrita Lauca es un extenso depósito piroclástico compuesto por una toba de ceniza y lapilli, vítrea y cristalina moderadamente soldada de composición riolítica (72-75% SiO<sub>2</sub>, alto potasio). Cubre aproximadamente 350 km<sup>2</sup> en la alta cordillera y sectores aislados de la Precordillera y Depresión Central al sur de los 18°S y cuenta con un espesor promedio menor a 80 m. Contiene pómez con textura fibrosa, cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita, además de líticos volcánicos (andesíticos a riolíticos). En algunas zonas muestra estructuras de disyunción columnar y material vegetal carbonizado en su base. La edad promedio calculada por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina y biotita es de 2.7 a 2.9 Ma (García *et al.*, 2004; García *et al.*, 2012).

#### 3.2.6 VOLCANES Y COMPLEJOS VOLCÁNICOS DEL PLEISTOCENO (1,9-0,05 Ma)

En el área de estudio, los depósitos corresponden principalmente a depósitos de avalancha volcánica, los cuales se encuentran distribuidos en las quebradas de Allane y del río Lluta. Están compuestos por bloques de lavas, en ocasiones de tamaño hectométrico, predominantemente de composición andesítica y dacítica. Estos depósitos se interpretan como el resultado de colapsos de edificios volcánicos antiguos, localizados en el volcán Tacora y en los complejos volcánicos de Caracarani, Ancolacane y Churicagua (García *et al.*, 2012).

La figura 3.5 muestra un mapa de litología simplificada que ayuda a identificar la distribución de las principales unidades y formaciones que componen la cobertura sedimentaria post-Oligocena en el área de estudio:



**Figura 3.5 Litología simplificada del área de estudio.** La mayoría de las estaciones están colocadas sobre ignimbritas de la Formación Oxaya, la Ignimbrita Lauca (líneas diagonales) y, en el extremo norte, sobre depósitos de avalancha de detritos. El perfil topográfico muestra las variaciones en la pendiente del terreno, en donde se observa la Precordillera, seguida de una meseta compuesta por pampas cuya superficie está formada principalmente por la ignimbrita Lauca y depósitos de avalancha (además de otras secuencias sedimentarias de relleno poco consolidado), finalizando en un aumento de la pendiente, asociado a la actividad volcánica Pleistocena. Mapa basado en García *et al.* (2012), García *et al.* (2004), y en la base de datos interna de Teck Resources.

## 4 METODOLOGÍA

### 4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

El instrumento utilizado en el presente estudio corresponde al sismómetro Tromino *Blue* de la empresa Moho s.l.r., el cual, según su manual de usuario, cuenta con 3 canales conectados a 3 velocímetros electrodinámicos ortogonales de ganancia ajustable, además de 3 canales conectados a 3 acelerómetros digitales y 1 canal para antenas GPS (externa o interna). Tromino fue diseñado para captar vibraciones en un rango de frecuencias de interés entre 0.1-200 hz, lo que permite prospecciones profundas del orden de 1 km de profundidad (Castellaro *et al.*, 2005).

Las estaciones fueron ubicadas cada 1500-2000 metros y se utilizó un tiempo de medición de 50 minutos por lectura, permitiendo registrar 300 ciclos completos en el rango de frecuencia más bajo de interés (0.1 Hz). Además, la frecuencia de muestreo del instrumento utilizada (128 Hz) garantiza la correcta captura de señales de hasta 128 Hz sin pérdida de información, asegurando una adecuada resolución en el análisis espectral. El ajuste de sensibilidad utilizado considera una ganancia estándar de  $\pm 0.5$  mm/s (escala completa  $\pm 44$  mV), que corresponde a la máxima sensibilidad del sismómetro. En cada estación se hizo una breve descripción del tipo suelo sobre el que se instaló el sismómetro, teniendo especial atención en diferenciar mediciones sobre suelos rígidos, suelos de poco espesor y cuencas de relleno sedimentario poco consolidado de mayor potencia.

Los sismómetros fueron colocados en pequeños agujeros de  $\sim 15$ cm de profundidad y cubiertos como se muestra en la figura 4.1, para reducir los efectos del viento en las mediciones:



Figura 4.1 Instalación de sismómetros Tromino.

La ubicación, altura y geología en donde se instalaron los sismómetros se muestra en la tabla 1.1.

**Tabla 4.1 Ubicación de sismómetros Tromino.** Coordenadas UTM 19 Sur, WGS84. Descripción Geológica basada en las Cartas Geológicas de Chile: “Hoja Arica” (García *et al.*, 2004) y “Cartas Visviri y Villa Industrial” (García *et al.*, 2012), en conjunto a la información geológica disponible en la base de datos de Teck Resources.

<i>Estación</i>	<i>UTM (este)</i>	<i>UTM (norte)</i>	<i>Altura (ms.n.m.)</i>	<i>Descripción Geológica</i>
<i>P4_01</i>	400434	7972516	1620	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_02</i>	401229	7972996	1680	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_03</i>	402278	7973863	1767	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_04</i>	402707	7974267	1812	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_05</i>	404499	7975267	2005	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_06</i>	405095	7975657	2141	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_07</i>	406352	7976419	2348	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_08</i>	407502	7976988	2434	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_09</i>	408748	7977816	2518	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_10</i>	410572	7979736	2787	Ignimbrita Oxaya
<i>P4_11</i>	411726	7980888	2959	Ignimbrita Cardones
<i>P4_12</i>	413038	7981883	3158	Ignimbrita Cardones
<i>P4_13</i>	414276	7983373	3288	Ignimbrita Cardones
<i>P4_14</i>	415492	7984867	3425	Ignimbrita Cardones
<i>P4_15</i>	416870	7986315	3501	Ignimbrita Cardones
<i>P4_16</i>	418205	7987676	3677	Ignimbrita Cardones
<i>P4_17</i>	419368	7989193	3703	Ignimbrita Cardones
<i>P4_18</i>	421955	7990086	3703	Ignimbrita Cardones
<i>P4_19</i>	423194	7991130	3699	Ignimbrita Lauca
<i>P4_20</i>	424135	7993296	3767	Ignimbrita Cardones
<i>P4_21</i>	424939	7994198	3747	Ignimbrita Lauca
<i>P4_22</i>	425565	7997113	3800	Ignimbrita Lauca
<i>P4_23</i>	427079	7997147	3749	Ignimbrita Lauca
<i>P4_24</i>	427706	7998430	3771	Ignimbrita Lauca
<i>P4_25</i>	427198	7999661	3806	Lavas andesíticas/dacíticas/tobas
<i>P4_26</i>	428555	8000557	3779	Ignimbrita Lauca
<i>P4_27</i>	428182	8002461	3795	Ignimbrita Lauca
<i>P4_28</i>	428794	8003625	3699	Lavas andesíticas/dacíticas/tobas
<i>P4_29</i>	428869	8005201	3812	Ignimbrita Lauca
<i>P4_30</i>	428585	8007341	3872	Ignimbrita Lauca
<i>P4_31</i>	428663	8009056	3923	Ignimbrita Lauca
<i>P4_32</i>	429392	8010522	3914	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_33</i>	430192	8011168	3930	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_34</i>	430078	8011669	3941	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_35</i>	430164	8012690	3943	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_36</i>	430758	8013489	3950	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_37</i>	431098	8015277	3963	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_38</i>	431589	8017981	3950	Depósitos aluviales y fluviales
<i>P4_39</i>	432080	8019935	3943	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_40</i>	433002	8020960	3866	Gravas, areniscas y limonitas fluviales
<i>P4_41</i>	433555	8022336	3958	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_42</i>	434004	8023616	3975	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4_43</i>	434549	8025090	3998	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4b_06</i>	429023	8022963	3959	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4b_05</i>	429027	8021857	3972	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4b_04</i>	430090	8020754	3960	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4b_03</i>	430094	8019648	3957	Depósitos de Avalancha de detritos
<i>P4b_02</i>	431161	8017439	3961	Depósitos aluviales y fluviales
<i>P4b_01</i>	430102	8017435	4048	Lavas andesíticas/dacíticas/tobas

## 4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

Para obtener una curva HVSR en un punto de medición se utilizó el *software* GRILLA de la empresa Moho y se siguió el procedimiento descrito en Castellaro *et al.* (2005): en primer lugar, la señal sísmica registrada por las 3 componentes del ruido ambiental (norte, este y vertical) fue dividida en ventanas de 60 segundos. Luego, en cada ventana, la señal fue procesada mediante la eliminación de tendencias lineales (*detrending*) y la aplicación de una ventana de Bartlett para suavizar los extremos. Posteriormente, se realizó un padding con ceros para uniformar las muestras, seguido del cálculo de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para todas las componentes, obteniendo así el espectro de amplitud. Los espectros resultantes fueron suavizados utilizando una función triangular con un ancho equivalente al 10% de la frecuencia central, y finalmente, se calculó la relación espectral entre las componentes horizontales y verticales.

Zaenudin *et al.* (2024), explican que la relación espectral de Fourier entre las componentes horizontal y vertical del ruido sísmico ambiental puede ser expresada como:

$$H/V(\omega) = \{[S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{EW}] / 2S^2(\omega)_V\}^{1/2},$$

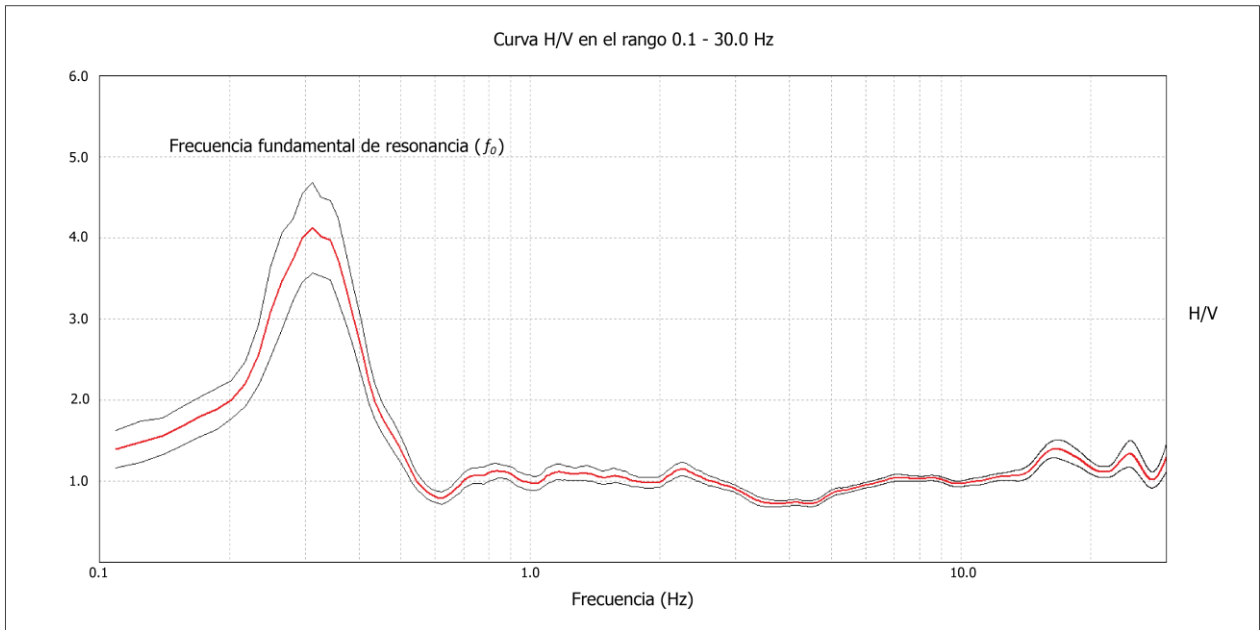
**Ecuación 2.**

en donde  $\omega$  corresponde a la frecuencia angular,  $[S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{EW}]$  es el espectro de las componentes horizontales (norte-sur, este-oeste) y  $[2S^2(\omega)_V]$  es el espectro de la componente vertical. De una manera simplificada:

$$HVSR = H(f)/V(f),$$

**Ecuación 3.**

en donde  $H(f) = \sqrt{E(f)^2 + N(f)^2}$  es la componente horizontal de la amplitud espectral;  $E(f)$  y  $N(f)$  son las componentes este-oeste y norte-sur respectivamente, y  $V(f)$  corresponde a la componente vertical del ruido sísmico ambiental. En este sentido, la curva HVSR en función de la frecuencia corresponde al valor promedio de H/V calculado para cada ventana (figura 4.2).



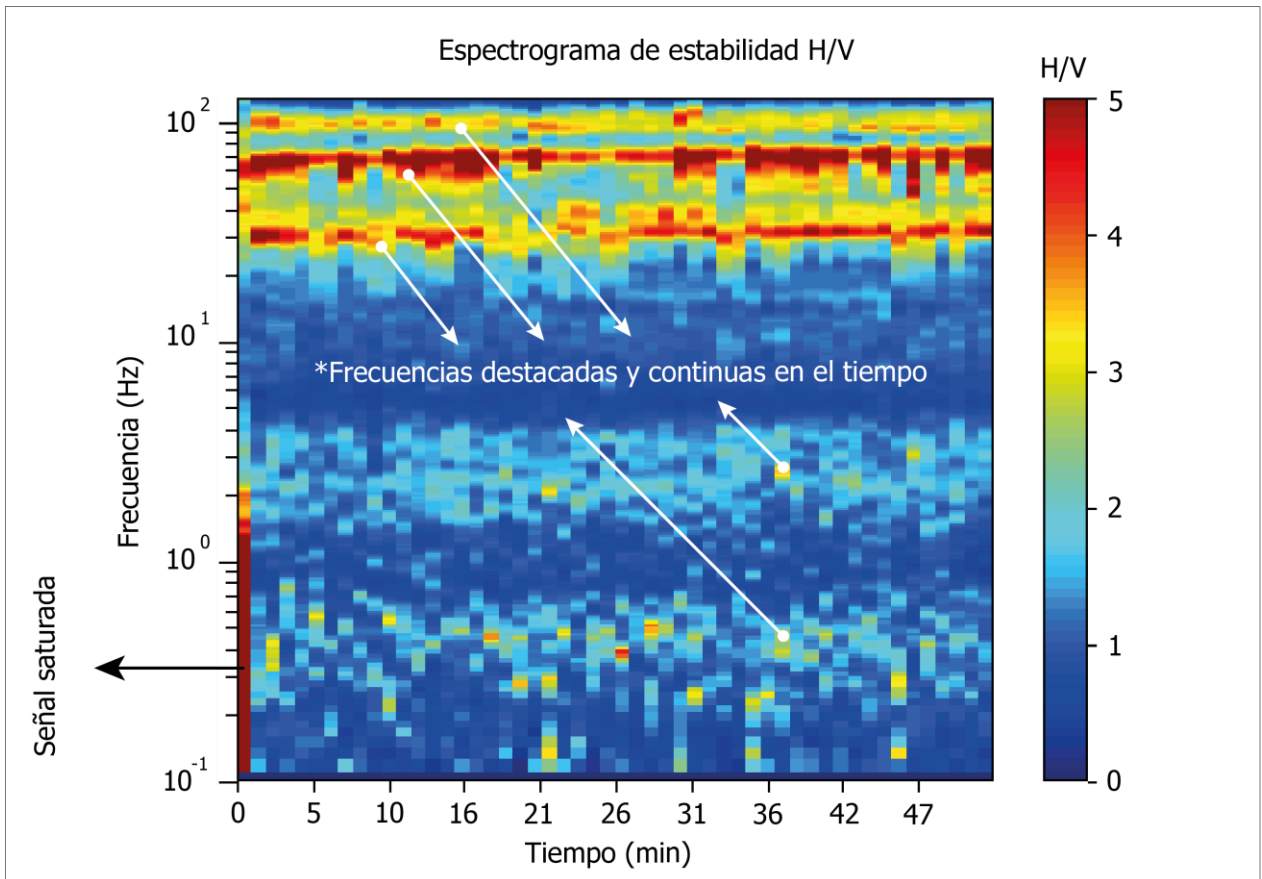
**Figura 4.2** Curva HVSR (estación P4\_42). La línea de color rojo representa el valor de promedio de la razón H/V calculado para cada ventana. Las líneas negras representan la desviación estándar calculada para cada ventana. Escala H/V sin dimensión ya que representa una relación adimensional entre las componentes espectrales horizontales y verticales del ruido sísmico ambiental.

Zaenudin *et al.* (2024), explican que la curva HVSR es una representación espectral que describe la estructura subsuperficial, mostrando una o más capas de sedimento sobre la roca madre. Se caracteriza por presentar *peaks*, donde el *peak* con la frecuencia más baja se denomina frecuencia fundamental de resonancia ( $f_0$ ) (figura 4.2), que indica la respuesta natural del subsuelo. La información más importante para extraer del análisis de las curvas obtenidas es:

- 1) La **frecuencia del *peak***, que corresponde a la frecuencia en la que se alcanza la amplitud máxima y se conoce como frecuencia natural o fundamental.
- 2) La **amplitud del *peak* ( $A_0$ )**, la cual está directamente relacionada con el contraste de impedancia entre las capas; un contraste más pronunciado genera una mayor amplitud del *peak*.

En el caso de contar con perturbaciones en el registro de ruido sísmico producidas por efectos antrópicos o naturales (ejemplo: ráfagas de viento de alta velocidad, paso de camiones en estaciones cercanas a la carretera, trenes, sismos, etcétera), es necesario realizar un proceso de limpieza de la señal. Para el presente estudio, la señal fue, en primera instancia, filtrada mediante dos pasos principales: (1) seleccionando manualmente las ventanas de ruido sísmico directamente sobre el registro de la señal, eliminando perturbaciones evidentes (figura 2.1), y (2) aplicando un

filtro a las ventanas utilizando un espectrograma de frecuencias tras el cálculo de la curva HVSR, con el objetivo de eliminar registros saturados y frecuencias no deseadas de origen no estratigráfico (figura 4.3).

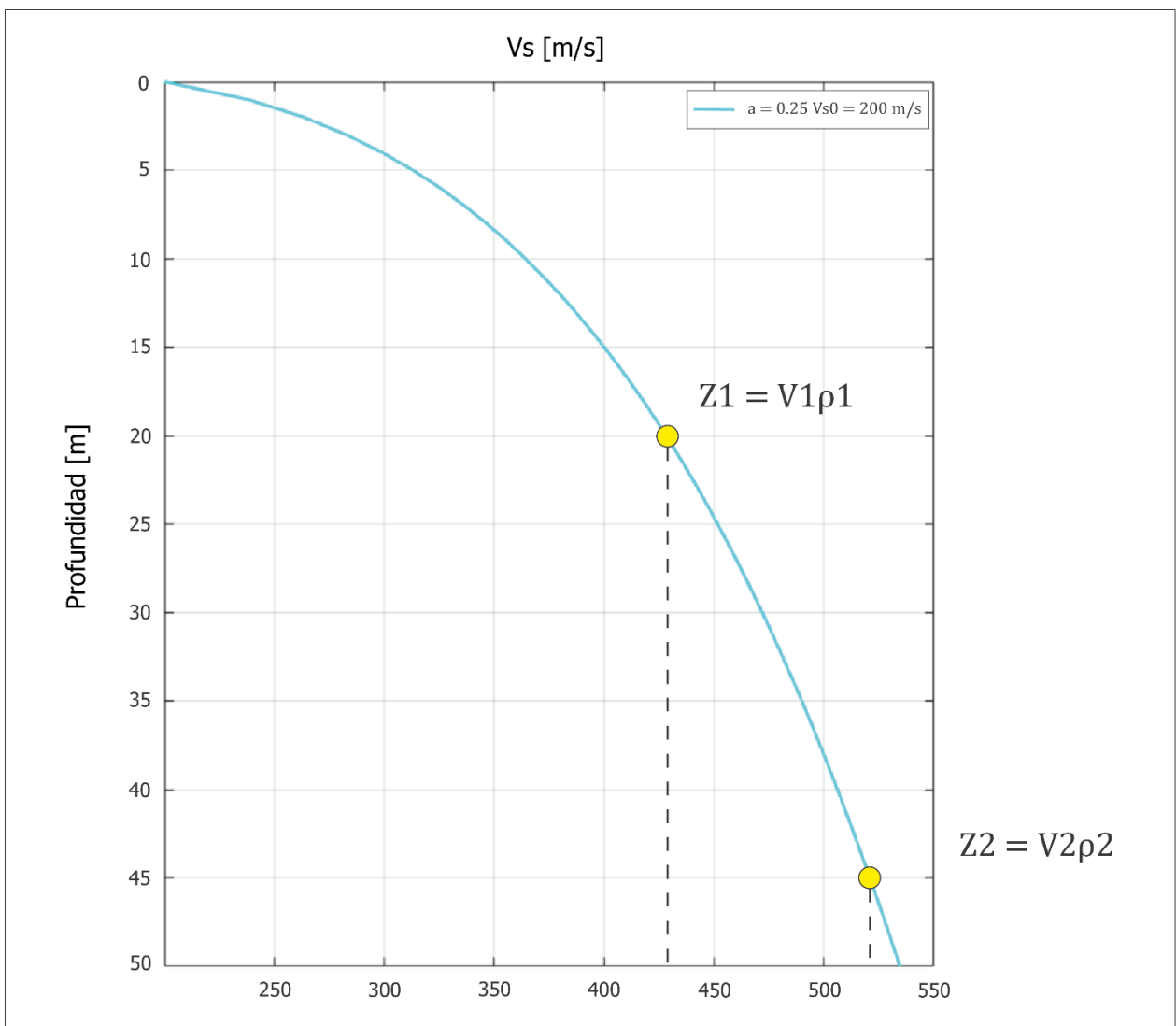


**Figura 4.3** Espectrograma de estabilidad H/V. El espectrograma ayuda a identificar señales no deseadas que, debido a su alta saturación con respecto al registro de ruido sísmico, interfieren en el cálculo de la curva HVSR, por lo que, al ser detectadas, las ventanas deben ser eliminadas del análisis.

Posteriormente, las curvas obtenidas fueron ingresadas a RStudio, donde se filtró la señal a un rango máximo de 15 Hz, utilizando para el análisis el intervalo de 0.1 a 15.0 Hz. Esta etapa tuvo como objetivo mejorar la visualización de las curvas y eliminar los efectos asociados a los altos valores de HV presentes en los primeros metros del subsuelo, garantizando así una interpretación más precisa y uniforme de los datos.

Por último, la visualización de las reflexiones fue ajustada mediante la transformación exponencial y posterior normalización de la respuesta espectral HVSR, así como aplicando una transformación

logarítmica. El primer procedimiento permite exagerar los *peaks* más prominentes y suprimir el espectro HVSR de fondo, lo que entrega una visualización más continua de los principales reflectores, normalizando la respuesta de un mismo reflector a pesar de la variabilidad de la amplitud de los *peaks* entre las estaciones. Según el manual de *Software* de Heevee, la amplitud en la respuesta H/V puede variar debidos efectos asociados a la profundidad, ya que el contraste de impedancia puede ser menos evidente si con la profundidad aumenta también la velocidad de onda de corte de la primera capa, lo que se traduce en que el contraste entre las propiedades físicas de ambos estratos es menos evidente (figura 4.4).



**Figura 4.4** Curva esquemática de velocidad vs profundidad. Si consideramos como varía la velocidad con la profundidad para un estrato, entonces es evidente que a mayor profundidad la impedancia sísmica aumenta, de modo que  $Z_2 > Z_1$ . Este efecto reduce la amplitud de la respuesta HVSR para un mismo reflector.

Esto ocurre ya que la variación de la velocidad  $v_s$ , y el respectivo valor de densidad  $\rho$  de la capa, están directamente relacionados con la impedancia sísmica ( $Z$ ):

$$Z = \rho * v_s,$$

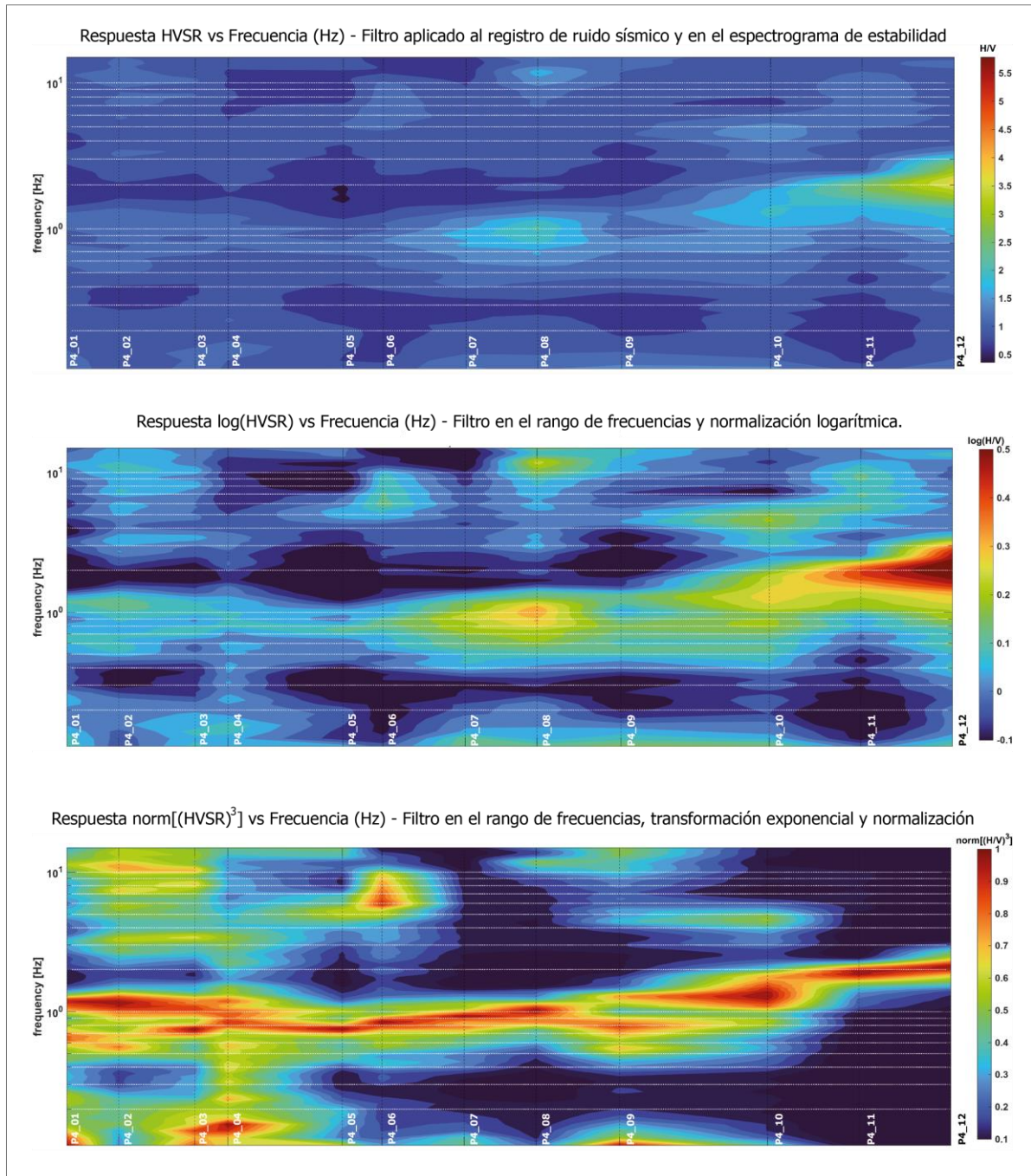
**Ecuación 5.**

a su vez, la amplitud del *peak* HVSR está relacionada con el contraste de impedancia entre las capas. Cuanto mayor sea el contraste de impedancia, mayor será la amplitud esperada para el *peak* HVSR, aunque la relación entre estas variables no es estrictamente lineal (Castellaro *et al.*, 2005).

En este mismo sentido, considerando la heterogeneidad lateral que se espera debido a la distancia entre las estaciones y las variaciones locales en las propiedades de las rocas, esta corrección busca compensar esas diferencias para obtener una interpretación más coherente y homogénea del subsuelo.

Por otro lado, continuando con las sugerencias del manual de usuario del *Software Heevee*, la aplicación de una transformación logarítmica (además de una transformación exponencial) tiene como objetivo homogeneizar la respuesta de todos los *peaks* presentes en una curva HVSR, facilitando la visualización de reflexiones secundarias y adicionales que de otro modo quedarían opacadas por el *peak* de máxima amplitud al aplicar otro tipo de normalizaciones. Los resultados del procesamiento de datos y procedimientos de transformación exponencial y logarítmica se ilustran en la figura 4.5, como la respuesta HVSR a distintas frecuencias.

Es importante considerar que cada *peak* en el gráfico HVSR puede corresponder a un nivel estratigráfico que se distingue de la capa subyacente por su contraste de impedancia. Sin embargo, el número de *peaks* visibles en un gráfico HVSR depende de varios factores, tales como el contraste entre las capas, la proximidad entre estas y la función de suavizado utilizada. Por ejemplo, un contraste bajo entre estratos cercanos puede impedir su resolución individual, mientras que un suavizado amplio, puede provocar la coalescencia de discontinuidades menores (Castellaro *et al.*, 2005).



**Figura 4.5 Procesamiento de curvas HVSR.** Las imágenes ilustran la respuesta de los distintos niveles de procesado de las curvas HVSR, tanto para la limpieza de la señal de ruido sísmico ambiental, como del filtrado en el rango de frecuencia y transformaciones de la señal. Se observa claramente las diferencias en la amplitud de la respuesta HVSR en la normalización logarítmica y la continuidad de las reflexiones en la respuesta  $\text{norm}[(\text{HVSR})^3]$ .

Por último, es importante diferenciar efectos antrópicos en *peaks* HVSR y tener en cuenta ciertos criterios para evaluar la fidelidad de las frecuencias registradas. Di Donato & Castellaro (2024),

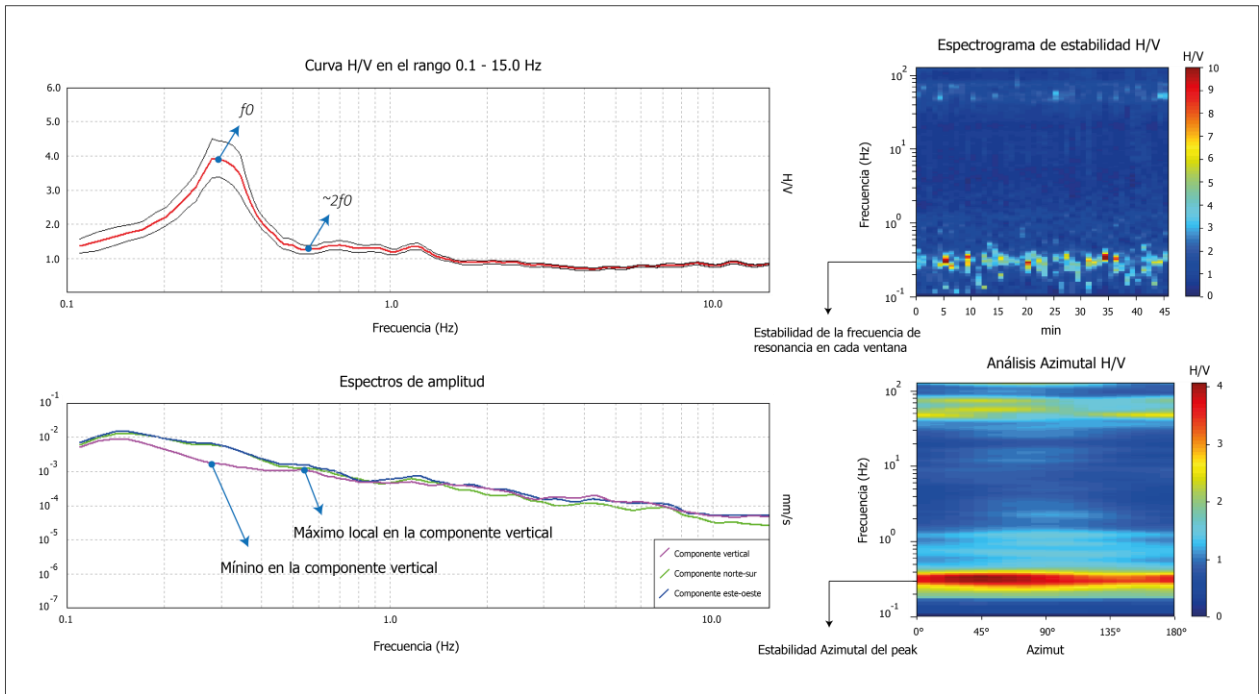
muestran algunos de los criterios a tener en consideración para la clasificación de *peaks* de origen estratigráfico, los cuales fueron usados en el presente estudio:

Los *peaks* estratigráficos normalmente cumplen con los siguientes requisitos:

1. Mínimo local en la componente vertical a  $f_0$  y máximo local a  $\sim 2f_0$
2. La componente horizontal puede ser plana o mostrar un máximo en  $f_0$
3. Consistencia del peak en el análisis azimutal
4. Otras consideraciones:
  - Curva H/V  $\sim 1$  excepto en el rango de frecuencia peak
  - Peak H/V  $> 1.5$

Por otro lado, los *peaks* no estratigráficos son fácilmente detectados en un análisis azimutal y en espectros no suavizados. En estos casos, comúnmente la relación de mínimo vertical en  $f_0$  y máximo vertical en  $\sim 2f_0$  aparece mucho más cerca, mientras que los *peaks* suelen ser estrechos con diferentes amplitudes espectrales y/o frecuencias en las diferentes componentes espectrales.

Por último, siempre es importante notar la continuidad en el análisis de frecuencias y ver si es una respuesta local o continua. La figura 4.6 muestra la respuesta típica de *peaks* de origen estratigráfico:



**Figura 4.6** Respuesta HVSR de *peaks* estratigráficos. Las imágenes, procesadas en el Software Grilla, muestran la respuesta continua de *peaks* estratigráficos tanto en análisis azimutal, que ilustra como varía la amplitud de la respuesta HVSR en distintas direcciones, así como en el espectrograma de estabilidad, que evidencia la tendencia a una frecuencia a través de su visualización en cada ventana de tiempo. Los criterios típicos de identificación asociados a una mínima en la componente vertical en  $f_0$  y una máxima vertical en  $\sim 2f_0$  se observan en la curva H/V y en los espectros de amplitud.

### 4.3 INVERSIÓN DE VELOCIDAD Y MODELOS DE REGRESIÓN

En las estaciones medidas sobre sondajes conocidos, fue posible invertir la curva HVSR en función de (1) la profundidad estimada para cada posible reflector y (2) el rango de velocidades teórico para cada tipo de suelo/roca (Chatzis *et al.*, 2022; Cheng *et al.*, 2023; Li *et al.*, 2020; Nunziata & Natale, 1999). Parámetros como la densidad y el coeficiente de *poisson* fueron obtenidos como valores típicos de bibliografía (Christensen & Stanley, 2003; Gercek, 2007; Ji *et al.*, 2019), aunque algunas investigaciones previas consideran el efecto de estos parámetros como secundarios y les atribuyen valores constantes (ejemplo: Fores *et al.*, 2018; Pastén *et al.*, 2016), centrándose únicamente en el contraste de velocidad.

La información de sondajes utilizados para estimar la profundidad de los principales contactos fue obtenida de las publicaciones Van Zalinge *et al.* (2016) y Van Zalinge *et al.* (2017), las cuales recogen información de una campaña de perforación realizada por la empresa BHP en 2012 a lo largo del escarpe andino occidental, perforando las ignimbritas del Mioceno temprano, llegando a

atravesar toda la Formación Oxaya y alcanzando el basamento profundo (Platzman *et al.*, 2020). La información de densidad y propiedades texturales presentados en Van Zalinge *et al.* (2016), provienen del sondaje n°1, que cuenta con 1,14 km de longitud perforada a 3692 ms.n.m., en donde las rocas de la ignimbrita Cardones afloran directamente en la superficie. La ubicación de los sondajes utilizados en el presente estudio se ilustra en la figura 3.5.

De este modo se utilizó el software GRILLA de la empresa Moho para reproducir la curva HVSR como curvas sintéticas, teniendo en cuenta la relación entre frecuencia fundamental, velocidad de onda de corte y espesor de las capas, propuesta en la ecuación 1.

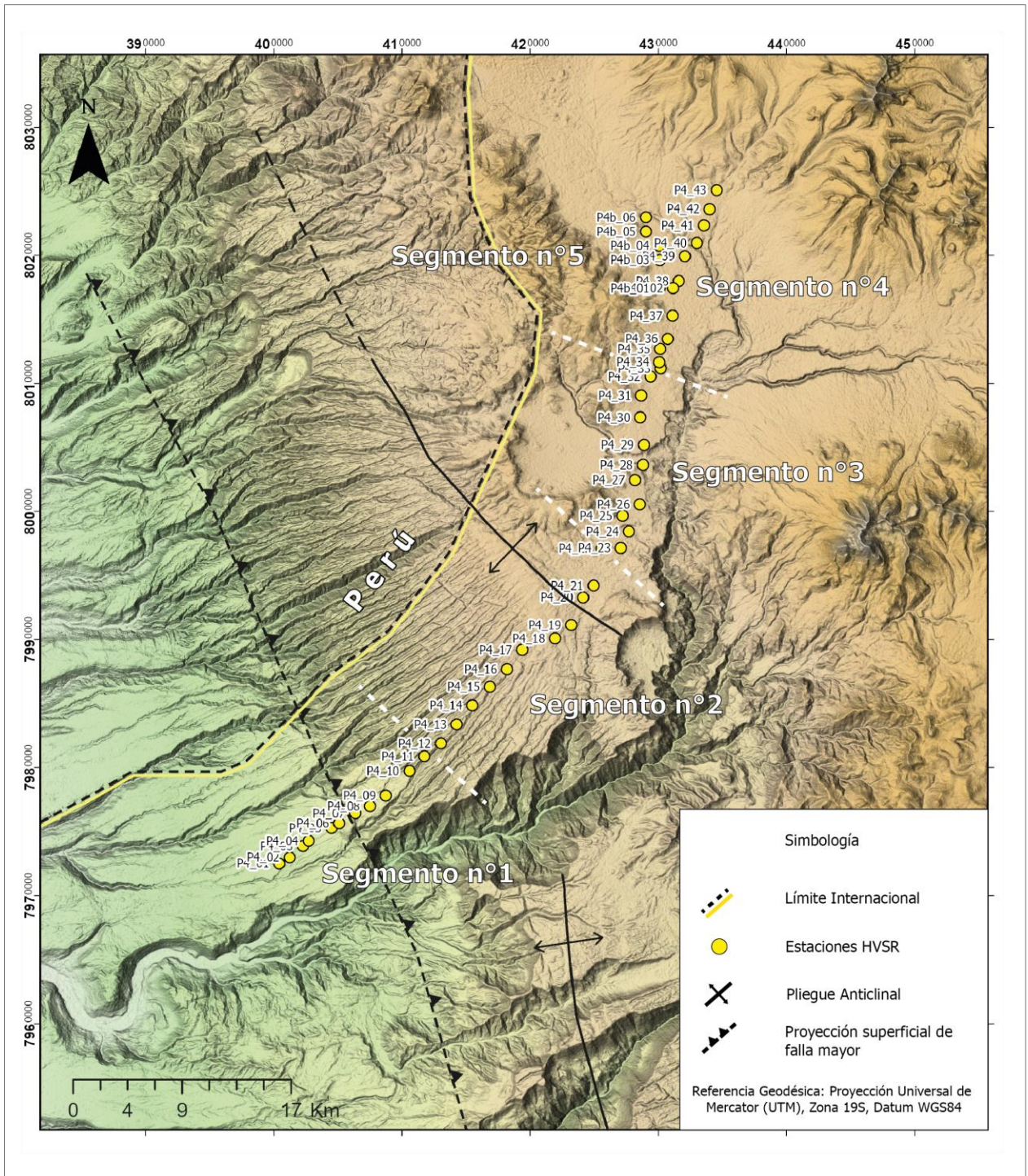
Posteriormente, las curvas HVSR fueron procesadas en el software Heevee de la empresa Moho, con el objetivo de visualizar la respuesta HVSR en función de la profundidad en todas las estaciones medidas, usando como referencia los perfiles de velocidad estimados para reproducir las curvas sintéticas. Para identificar la profundidad de los reflectores se utilizó el siguiente modelo de regresión exponencial:

$$v_{sz} = v_{s0} * (1 + z)^{\alpha},$$

**Ecuación 6.**

en donde  $v_{sz}$  corresponde a la velocidad en profundidad,  $v_{s0}$  es la velocidad inicial,  $z$  la profundidad y  $\alpha$  es la variable exponencial referida al grado de aumento de la velocidad en función de la profundidad. Los parámetros  $v_{s0}$  y  $\alpha$  fueron ajustados automáticamente en el software Heevee como el mejor ajuste a los perfiles de velocidad estimados.

Debido a la gran extensión del estudio y con el objetivo de lograr una mejor visualización y análisis de las secciones, las estaciones fueron organizadas y analizadas en grupos de aproximadamente 8 a 12 lecturas. En total se analizaron 5 segmentos correspondientes a 49 estaciones de medición (figura 4.7).



#### 4.4 DATOS GRAVIMÉTRICOS

La validación del método HVSR como una herramienta para la caracterización estratigráfica se realizó mediante la comparación con datos de gravimetría terrestre proporcionados por Teck Resources. Para este estudio, se utilizó la gravimetría como un método complementario, enfocándose específicamente en el análisis del gradiente de la Anomalía de Bouguer Completa (CBA).

Se optó por utilizar el gradiente de la anomalía de Bouguer completa en lugar de trabajar directamente con la CBA, ya que el gradiente resalta variaciones de corto período, permitiendo diferenciar anomalías localizadas y de alta frecuencia de aquellas más extensas y de largo período, típicamente asociadas a efectos isostáticos o estructuras regionales. Esta estrategia facilita la identificación de contrastes de densidad más próximos a la superficie y la delimitación de rasgos geológicos de interés a escala local.

Inicialmente, se realizó un análisis de correlación y regresiones lineales para explorar la existencia de una relación directa entre ambas variables. Sin embargo, debido a la naturaleza potencialmente no lineal de esta relación, se implementaron Modelos Aditivos Generalizados (GAM, "*Generalized Additive Models*"), los cuales permiten capturar variaciones complejas y tendencias no lineales a través de funciones suaves (Wood, 2017; Xiang, 2001).

Para refinar la interpretación de los datos, se exploraron ajustes mediante polinomios de diferentes grados, evaluando su desempeño en la representación de las fluctuaciones en la señal. Todo el análisis fue realizado en RStudio, utilizando paquetes especializados en modelamiento estadístico, siguiendo los procedimientos descritos en Wood (2017).

Este enfoque permitió evaluar la relación entre la respuesta sísmica obtenida a partir del HVSR y las variaciones de densidad en el subsuelo detectadas por la gravimetría. La CBA fue clave para identificar contrastes de densidad asociados a estructuras geológicas profundas, facilitando la delimitación de zonas de basamento y la caracterización de la cobertura sedimentaria. Además, su integración con los datos de HVSR permitió reducir la incertidumbre en la interpretación de la geometría de las cuencas y la distribución de unidades geológicas ocultas.

## 5 RESULTADOS

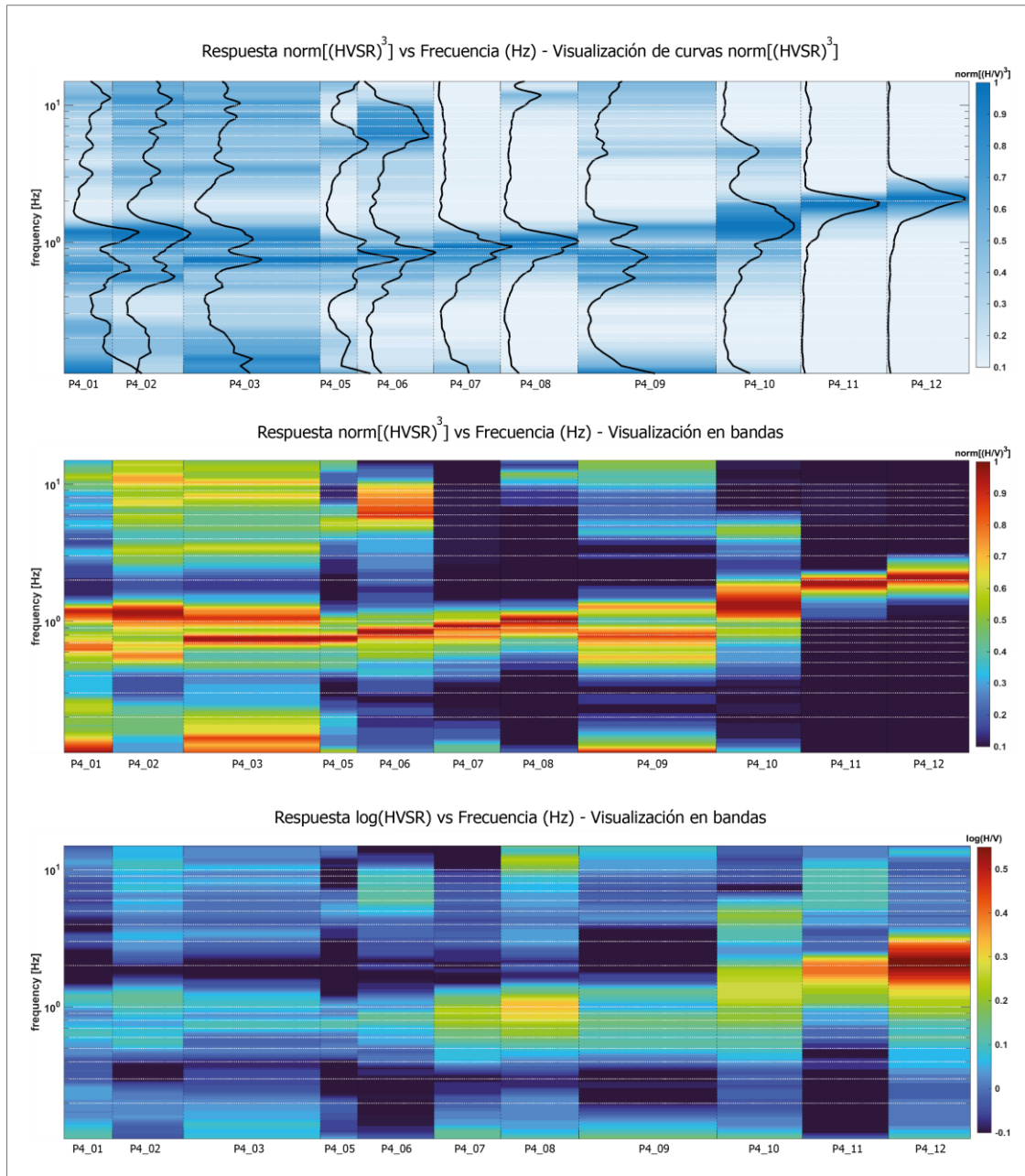
### 5.1 SEGMENTO N°1

La respuesta HVSR frente a la frecuencia de las estaciones analizadas muestra una evolución en las características de los *peaks* a medida que se avanza en la serie de estaciones. En las estaciones P4\_01, P4\_02 y P4\_03, se observan dos *peaks* bien definidos, aproximadamente entre 0.6 Hz y 1.2 Hz, lo que sugiere la presencia de múltiples interfaces significativas en el subsuelo, probablemente asociadas a variaciones en la litología o a cambios en las propiedades geológicas a distintas profundidades. A partir de la estación P4\_10, la frecuencia fundamental comienza a incrementarse, indicando que el contraste de impedancia principal en el subsuelo se encuentra a menor profundidad en estas ubicaciones. Además, en estas estaciones, se evidencia un *peak* más prominente y consistente en toda la curva HVSR, lo que denota un contacto geológico dominante. Finalmente, en las estaciones P4\_11 y P4\_12, la respuesta muestra un comportamiento más lineal y simple, sugiriendo un contraste más evidente entre las capas geológicas o una reducción en la complejidad estructural del subsuelo.

El rasgo más característico en este segmento corresponde a una notable continuidad de un reflector alrededor de 1 Hz, que gradúa a 2 Hz al final de las estaciones, lo que indica la presencia de una interfaz geológica persistente en el subsuelo (figura 5.1).

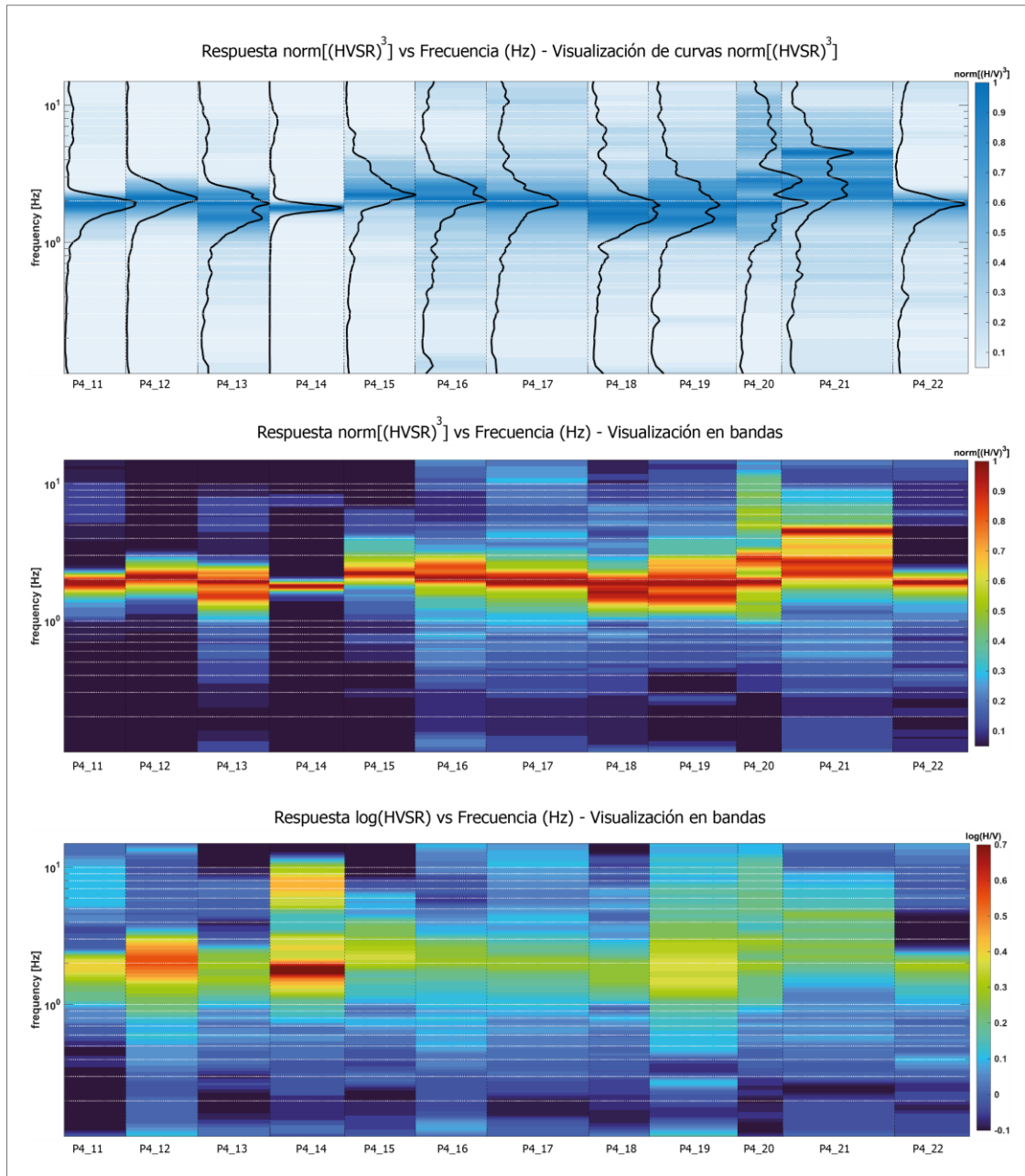
### 5.2 SEGMENTO N°2

La respuesta HVSR obtenida en las estaciones analizadas muestra una tendencia definida con *peaks* alrededor de los 2 Hz, los cuales se mantienen consistentes a lo largo de todo el segmento estudiado (figura 5.2). En las estaciones P4\_19 a P4\_21, se observa que la frecuencia asociada a un *peak* estratigráfico se superpone con efectos de sitio, lo que resulta en *peaks* duplicados que no corresponden a un nivel estratigráfico adicional, sino a una interferencia en la señal. La aplicación de un proceso de normalización logra homogeneizar las respuestas HVSR, permitiendo identificar de manera más clara un dominio principal de frecuencia de resonancia. Esto sugiere un perfil de velocidad relativamente simple, con variaciones menores en el espesor de la cobertura sobre el reflector principal.



**Figura 5.1** Respuesta HVSr vs frecuencia (segmento n°1). Visualización de los *peaks* producidos a distintas frecuencias en las curvas  $\text{norm}[(\text{HVSr})^3]$  y respuestas de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial y logarítmica.

A partir de la estación P4\_20, las mediciones comienzan a posicionarse sobre la ignimbrita Lauca. Sin embargo, el análisis de la respuesta en frecuencia del ruido sísmico no muestra cambios significativos asociados a este estrato. Esto implica que las secuencias ignimbríticas de la ignimbrita Lauca podrían ser "invisibles" en términos de reflexión sísmica, ya que no generan contrastes notables en la señal HVSr.



**Figura 5.2** Respuesta HVSR vs frecuencia (segmento n°2). Visualización de los *peaks* producidos a distintas frecuencias en las curvas norm $[(HVS\text{R})^3]$  y respuestas de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial y logarítmica.

### 5.3 SEGMENTO N°3

En el segmento 3, desde la estación P4\_22 hasta la P4\_28, la respuesta en frecuencia HVSR parece corresponder al mismo reflector, con reflexiones concentradas entre 2 y 4 Hz. Sin embargo, a partir de la estación P4\_28, se observa un cambio significativo en la frecuencia fundamental, que desciende abruptamente de 3.5 Hz a 0.7 Hz, lo que indica una variación importante en las

propiedades del subsuelo. Esto sugiere la posibilidad de (1) una diferencia estratigráfica o (2) una discontinuidad estructural entre las estaciones P4\_28 y P4\_29. Por último, las estaciones P4\_32 y P4\_33 presentan ruido no estratigráfico superpuesto a los *peaks*, lo que reduce la precisión de su respuesta (figura 5.3).

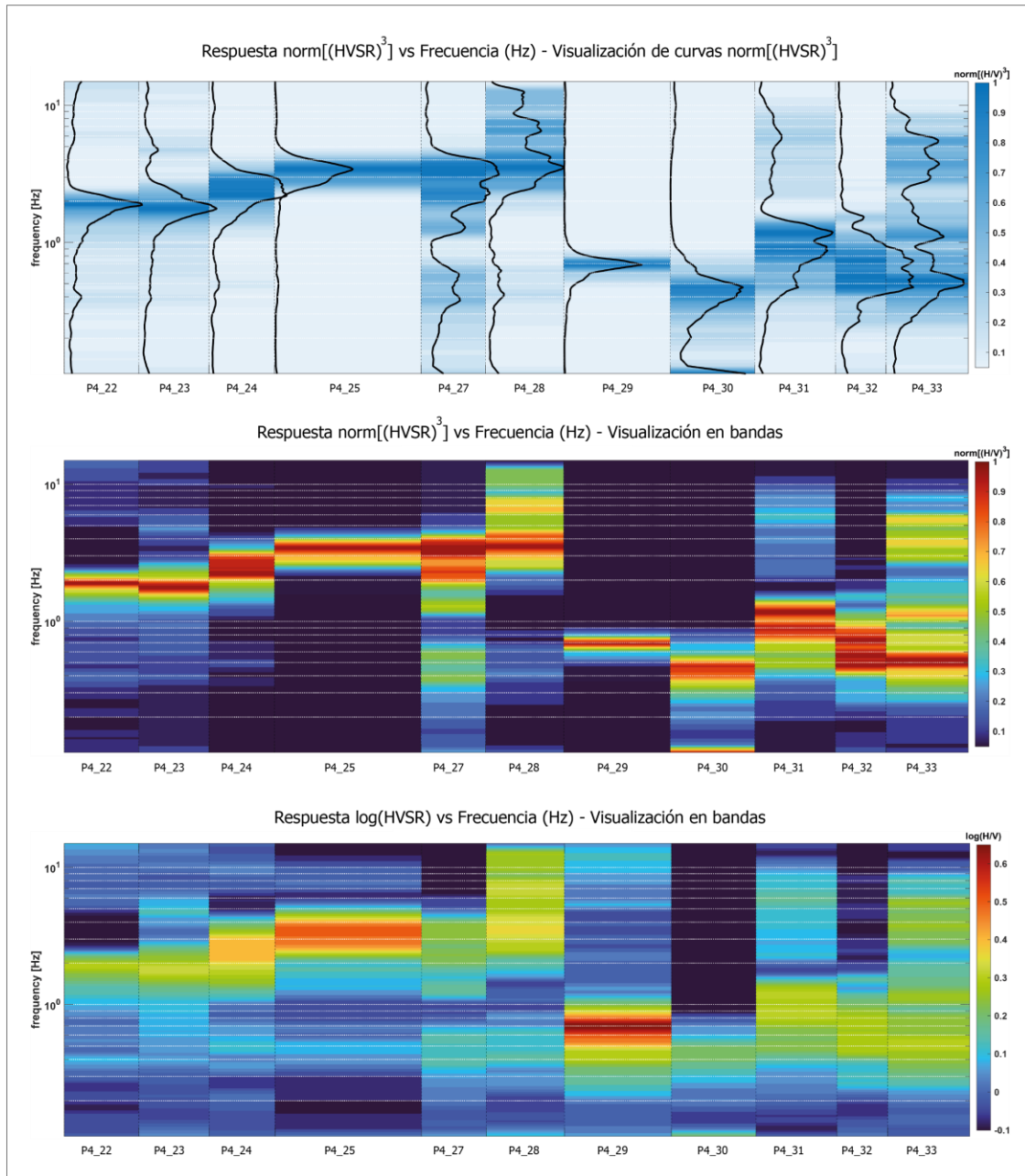
#### 5.4 SEGMENTO N°4

En el segmento 4, la respuesta en frecuencia del método HVSR muestra una clara reflexión profunda que comienza en aproximadamente 0.5 Hz y se profundiza hacia el extremo este del perfil, alcanzando frecuencias cercanas a 0.3 Hz. Este comportamiento, evidente al analizar la normalización logarítmica, sugiere la presencia de un contacto geológico que se hunde progresivamente hacia el este, posiblemente relacionado con cambios estructurales o una mayor acumulación de material sedimentario en profundidad. Además, se observa una reflexión más superficial con frecuencias que varían entre 2 y 4 Hz. Este patrón podría asociarse a secuencias sedimentarias someras, lo cual es consistente con la presencia de suelos poco consolidados en la región. En este sentido, las reflexiones superficiales podrían estar marcando interfaces dentro del relleno sedimentario más reciente.

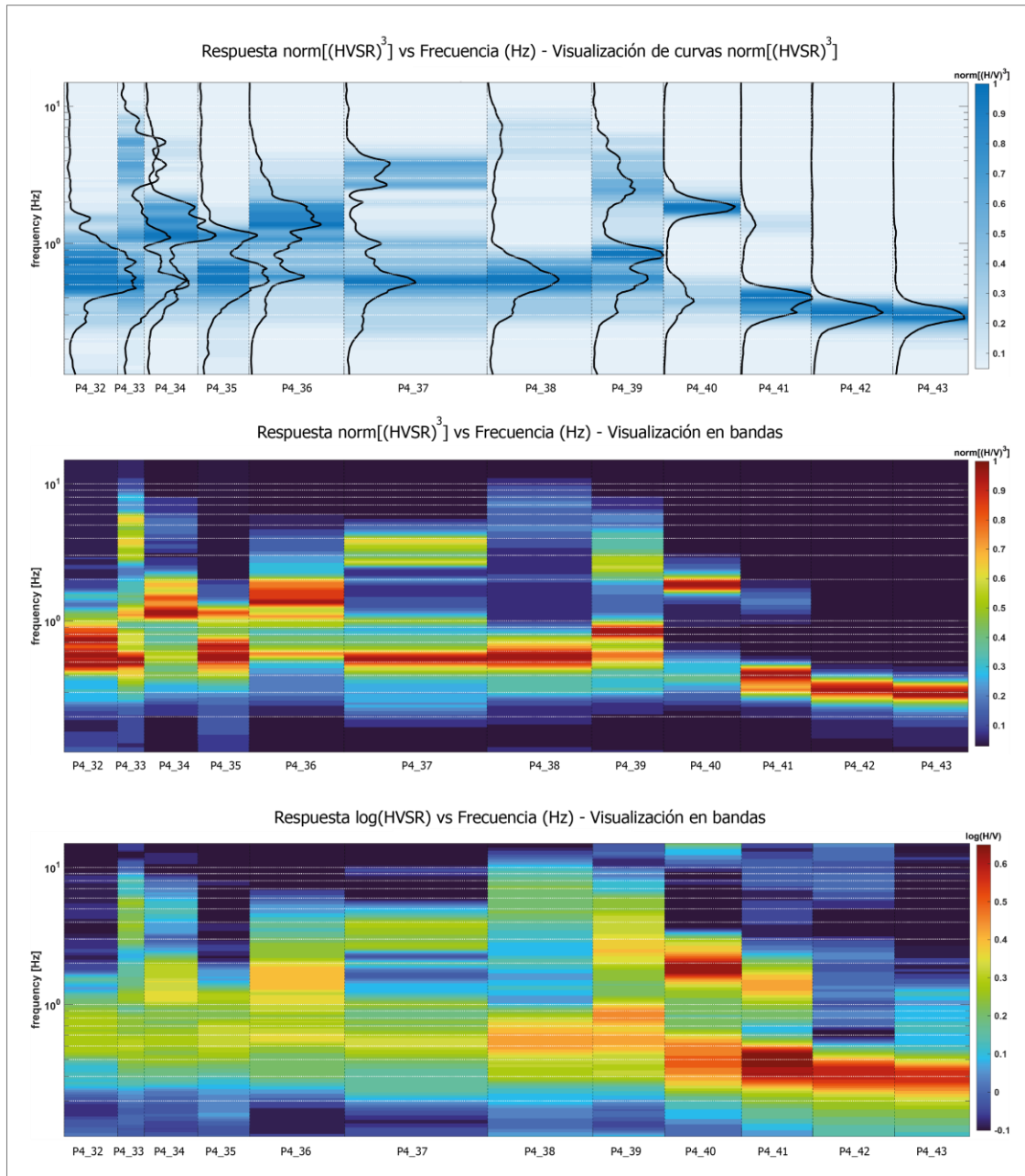
Por otra parte, el *peak* superficial, que es más notorio en estaciones anteriores, comienza a perder amplitud en la estación P4\_41 y desaparece completamente en las estaciones P4\_42 y P4\_43. Este comportamiento sugiere una simplificación progresiva de la geología en las capas superiores, probablemente debido a un relleno sedimentario más homogéneo que domina antes de alcanzar el reflector profundo. Este cambio también podría implicar la ausencia de interfaces significativas en el subsuelo somero hacia el extremo este del perfil, lo que refuerza la hipótesis de un depósito sedimentario más uniforme en esta área (figura 5.4).

#### 5.5 SEGMENTO N°5

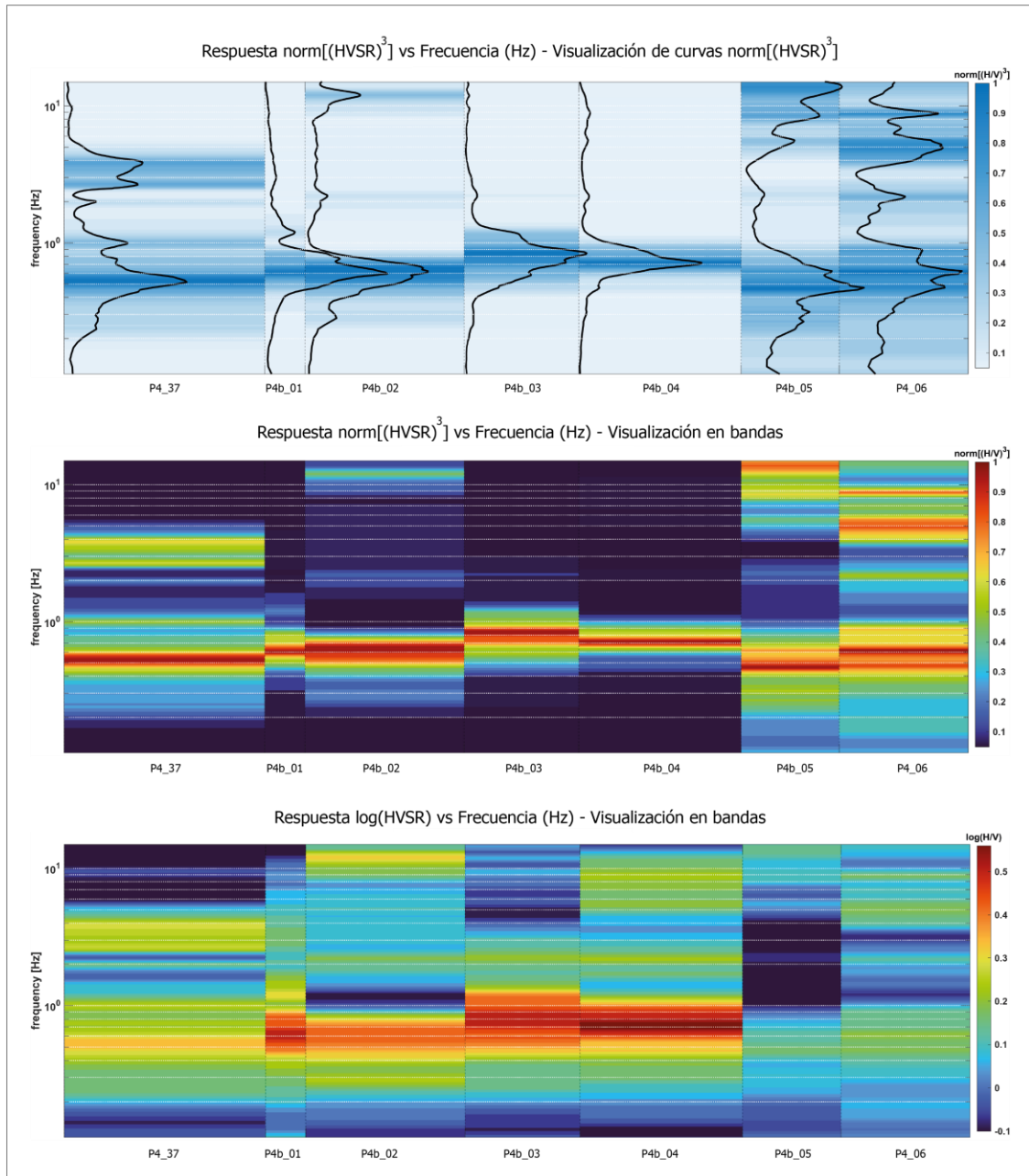
En el segmento 5, la respuesta HVSR es notablemente homogénea, mostrando un pico de frecuencia constante en el rango de 0.5 a 0.6 Hz (figura 5.5). Este comportamiento sugiere la presencia de una reflexión asociada al borde de la cuenca, paralela al depocentro principal. Esta señal refuerza la interpretación de que el área está dominada por una cuenca sedimentaria, posiblemente bien delimitada por estructuras laterales que actúan como controles geológicos.



**Figura 5.3** Respuesta HVSr vs frecuencia (segmento n°3). Visualización de los *peaks* producidos a distintas frecuencias en las curvas  $\text{norm}[(\text{HVSr})^3]$  y respuestas de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial y logarítmica.



**Figura 5.4** Respuesta HVSr vs frecuencia (segmento n°4). Visualización de los *peaks* producidos a distintas frecuencias en las curvas  $\text{norm}[(\text{HVSr})^3]$  y respuestas de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial y logarítmica.



**Figura 5.5** Respuesta HVSr vs frecuencia (segmento n°5). Visualización de los peaks producidos a distintas frecuencias en las curvas  $\text{norm}[(\text{HVSr})^3]$  y respuestas de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial y logarítmica.

## 6 DISCUSIÓN

### 6.1 REFLECTORES EN PROFUNDIDAD (ANÁLISIS *FORWARD*)

#### 6.1.1 REFLECTOR SÍSMICO INTERNO EN LA IGIMBRITA CARDONES

El contacto entre la subunidad 4 y la subunidad 3 dentro de la unidad 1 de la ignimbrita Cardones presenta características que lo posicionan como un potencial reflector sísmico en el análisis HVSR. El marcado contraste en densidad descrito por Van Zalinge *et al.* (2016), de 1900 g/cm<sup>3</sup> en la subunidad 4 a 2300 g/cm<sup>3</sup> en la subunidad 3 (figura 6.1), asociado a diferencias litológicas y texturales, podría estar generando un cambio significativo en las propiedades mecánicas y el módulo de rigidez.

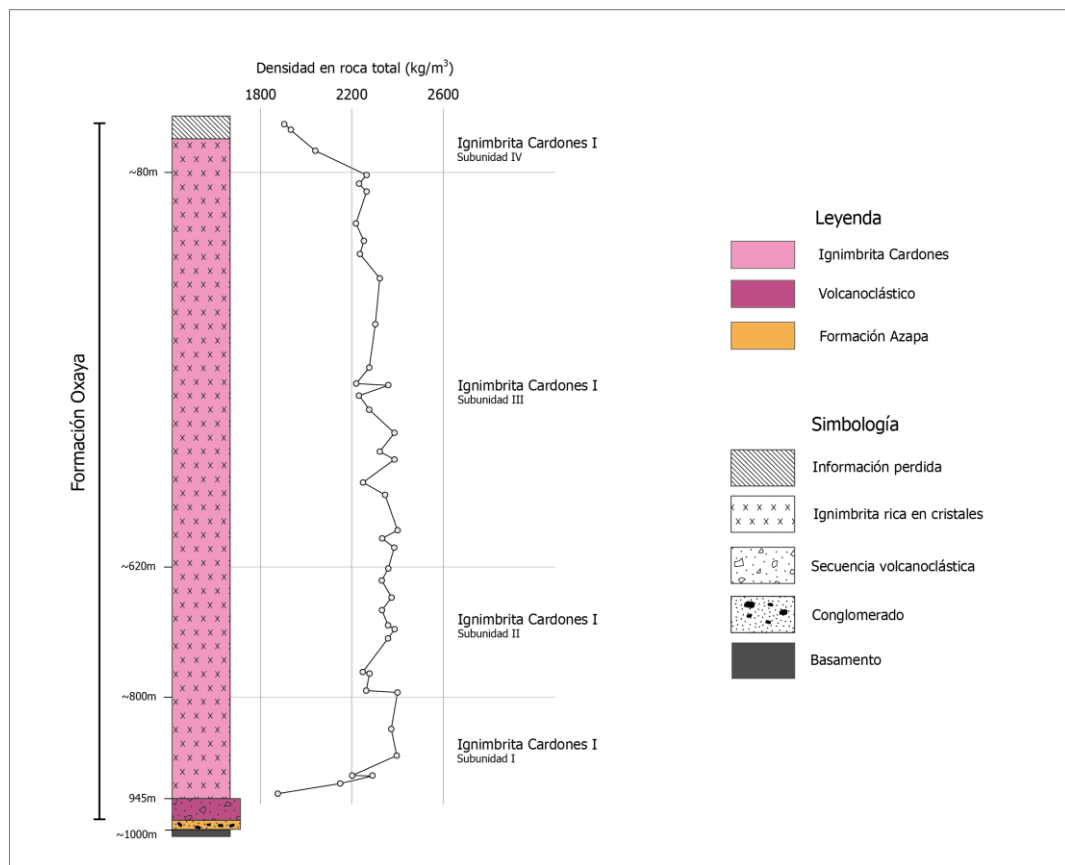
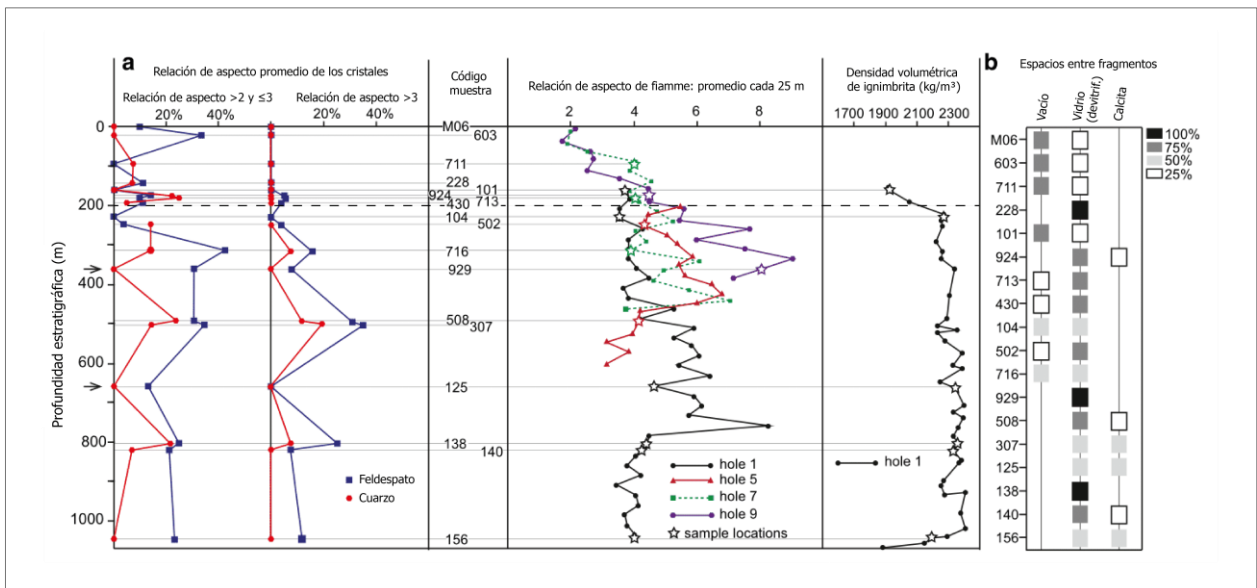


Figura 6.1 Densidad de la Ignimbrita Cardones calculada en DH-01 [Modificado de van Zalinge *et al.*, 2016]

La subunidad 4, caracterizada por ser débilmente soldada a no soldada, con un 10% de pómez, tiene propiedades que favorecen una menor rigidez relativa en comparación con la subunidad 3,

que presenta un fuerte soldamiento, con un contenido de pómez significativamente menor (3%) y una 10% más de cristales. Además, el proceso de compactación y soldadura intensa en la subunidad 3 es responsable de aproximadamente el 60% de la reducción del espesor total de la ignimbrita, la cual se estima en un 30% de su espesor original. Este proceso está asociado con la eliminación de hasta el 30% de la porosidad de la matriz a profundidades estratigráficas superiores a 200 m, promoviendo la formación de marcos cristalinos conectados en la subunidad 3 (Van Zalinge *et al.*, 2016; Van Zalinge *et al.*, 2018). La Figura 6.2 destaca la heterogeneidad presente en la ignimbrita Cardones, atribuida a las variaciones en el grado de compactación. Este rasgo persistente afecta varios aspectos clave: el nivel de soldamiento, representado por la relación de aspecto entre cristales y fiamme; la densidad volumétrica; y el espacio entre fragmentos cristalinos. Según van Zalinge *et al.* (2018), estas propiedades están estrechamente relacionadas con la formación de marcos cristalinos conectados, que actúan como un factor crítico en la resistencia mecánica frente a la deformación en la subunidad 3 de la ignimbrita Cardones. Esta idea refuerza la capacidad de la subunidad 3 para reflejar y contrastar con las propiedades más dúctiles y menos densas de la subunidad 4, lo que sugiere un comportamiento resonante en la respuesta espectral HVSR.



**Figura 6.2** Caracterización de la Ignimbrita Cardones. (a) Porcentaje de cristales con una relación de aspecto mayor que dos y menor o igual a tres; relación de aspecto mayor que tres, en función de la profundidad estratigráfica. El diagrama también incluye la relación de aspecto promedio de las fiamme para sondajes seleccionados y la densidad promedio de la ignimbrita en el sondaje 1 (datos de van Zalinge *et al.*, 2016). Los datos de la relación de aspecto de las fiamme en la parte superior de los hoyos 1 y 5 están ausentes debido a que esta sección de la ignimbrita está erosionada en esos puntos. (b) Diagrama con los porcentajes estimados de material en los espacios entre los fragmentos cristalinos [Modificado de van Zalinge *et al.*, 2018].

Por otro lado, investigaciones como Nunziata *et al.* (1999), destacan que algunos de los principales factores que controlan las variaciones en la velocidad de onda de corte en los depósitos de tobas son esencialmente el grado de compactación por procesos de diagénesis y la diferencia en las propiedades físicas y texturales dentro de los depósitos en el caso de depósitos antiguos. El autor llega a evidenciar variaciones en los valores de velocidad de 500 a 1100 m/s, atribuidos a cambios en factores como los niveles de meteorización, compactación, vesicularidad, entre otros. En este sentido, para ignimbritas antiguas cuya heterogeneidad textural y mecánica es el resultado de complejos procesos geológicos, la detección de reflectores profundos asociados a cambios internos de una misma formación es un factor para considerar.

Otro factor para considerar es la continuidad de las reflexiones en la ignimbrita Cardones, lo cual plantea una interesante reflexión sobre su estratigrafía y las características que la definen como un depósito relativamente continuo a lo largo del anticlinal Huaylillas. A pesar de las posibles variaciones locales en la litología o en los niveles de meteorización, los datos obtenidos sugieren que las reflexiones sísmicas se mantienen constantes a lo largo de grandes extensiones del depósito. Este patrón puede reflejar la estabilidad de la estructura interna de la ignimbrita, donde las capas ignimbríticas se disponen de manera coherente, permitiendo que las ondas sísmicas se propaguen de manera uniforme a través de ellas. Esta percepción de una continuidad en las reflexiones aporta una solución coherente considerando la homogeneidad del depósito en términos estratigráficos.

#### 6.1.1.1 Resultado de Inversión y Respuesta HVSR en Profundidad

Se han propuesto distintas soluciones para las curvas sintéticas de las estaciones medidas en los puntos P4\_07 y P4\_10, correspondientes a los sondajes DH-07 y DH-02 respectivamente:

La **solución n°1**, hace referencia al contacto entre las subunidades 3 y 4 de la Ignimbrita Cardones, bajo la suposición de que los cambios texturales y densidad expuestos en Van Zalinge *et al.* (2016) serían los responsables de la respuesta *peak* en las curvas HVSR. En este caso, se considera que el *peak* en P4\_07 hace referencia al contacto situado a ~250 m de profundidad. En este mismo sentido, la velocidad de onda requerida para los primeros 250 m de subsuelo, compuesto de ignimbritas de la Formación Oxaya es de 940 m/s, mientras que la capa subyacente debería tener una velocidad cercana a los 1550 m/s.

Por otro lado, la **solución n°2** propuesta en la estación P4\_10, hace referencia a que el mismo contacto se encuentra a ~200 m de profundidad y los *peaks* expuestos en la estación medida estarían relacionados, en primera instancia, con una reflexión somera a 25 m de profundidad asociada a la primera unidad de la ignimbrita Oxaya, la cual desde la estación P4\_11 se encuentra completamente erosionada, y un *peak* de frecuencia menor asociado a la discontinuidad interna de la ignimbrita Cardones entre sus subunidades 3 y 4.

En este escenario, la velocidad de la unidad más superficial de la ignimbrita Oxaya debería ser cercana a los 550 m/s para los primeros 25 m de subsuelo, punto en donde la velocidad estaría aumentando a 965 m/s hasta los 200 m de profundidad. La capa subyacente debería tener una velocidad de 1400 m/s.

La figura 6.3 muestra las curvas sintéticas junto a la respuesta natural obtenida mediante el método HVSR en los puntos P4\_07 y P4\_10. Además, se incluye la estratigrafía detallada y la información sobre los principales contactos identificados, proporcionando una representación clara de las características del subsuelo.

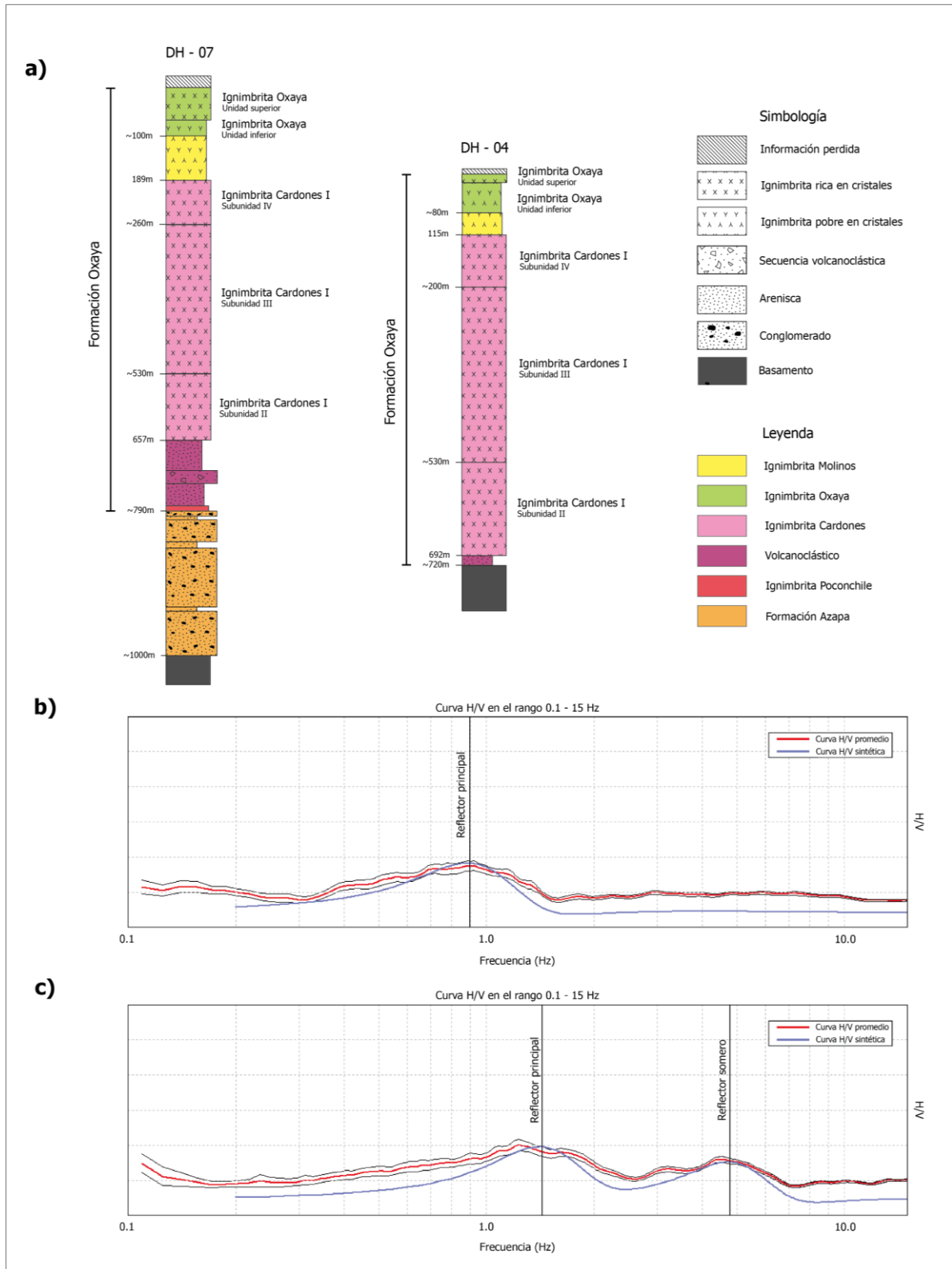
Ante los perfiles de velocidad descritos, los parámetros  $v_{S0}$  y  $\alpha$  de la ecuación 6 que logran un ajuste más cercano, son los siguientes:

Solución n°1:  $v_{S0} = 940 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.07$

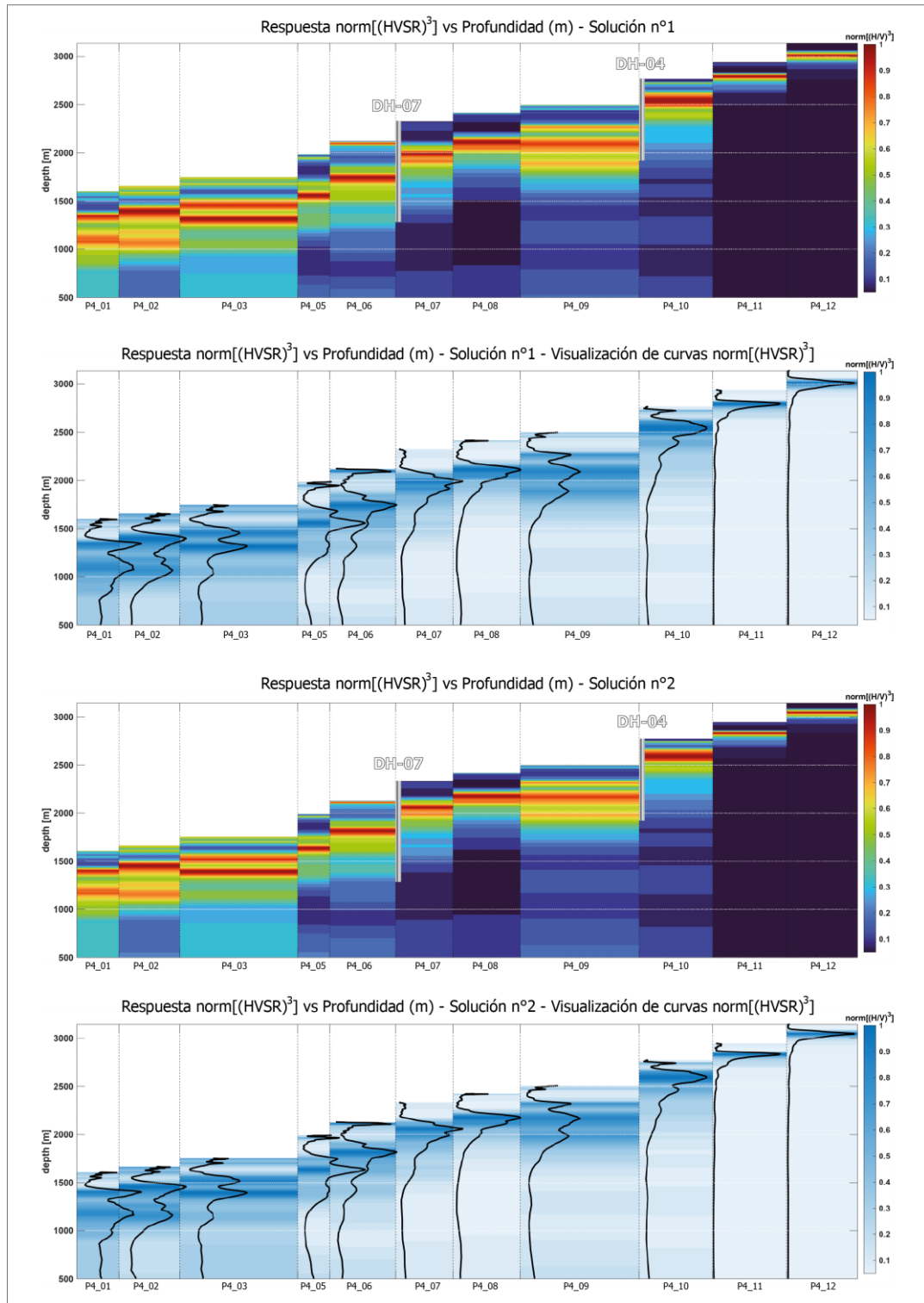
Solución n°2:  $v_{S0} = 535 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.15$

La respuesta en profundidad de las curvas HVSR en función de las soluciones 1 y 2 para el primer segmento se ilustran en la figura 6.4.

La respuesta *peak* profunda a 500 m de profundidad en las estaciones P4\_01 – P4\_03 presentes en la figura 6.4, puede deberse a una reflexión secundaria producida por las secuencias volcanoclásticas en la base de la Formación Oxaya, en donde el espesor de las ignimbritas miocenas es menor, especialmente antes de la proyección de la falla Ausipar.



**Figura 6.3** Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4\_07 y P4\_10. a) Estratigrafía de los sondajes DH-07 y DH-10 ubicados en las estaciones P4\_07 y P4\_10 respectivamente [Modificado de van Zalinge et al., 2016]. b) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_07 (solución n°1). c) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_10 (solución n°2).



**Figura 6.4** Respuesta HVSr vs profundidad (segmento nº1). Respuestas en profundidad de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial. En gris se observa la ubicación y profundidad de los sondajes presentes.

Del mismo modo que el segmento anterior, se han propuesto distintas soluciones para las curvas sintéticas en el segmento 2. En este caso, las inversiones fueron realizadas en las estaciones P4\_13 y P4\_17, correspondientes a los sondajes DH-02 y DH-01 respectivamente:

La **solución n°1**, hace referencia al contacto entre las subunidades 3 y 4 de la Ignimbrita Cardones. En este caso, se considera que el *peak* en P4\_13 hace referencia al contacto situado a ~180 m de profundidad. En este mismo sentido, la velocidad de onda requerida para los primeros 180 m de subsuelo, compuesto principalmente por las ignimbritas Cardones y Oxaya (miembro inferior) es de 1100 m/s.

Por otro lado, la **solución n°2** propuesta en la estación P4\_17, hace referencia a que el mismo contacto se encuentra a ~80 m de profundidad y el *peak* expuesto en la estación medida estaría relacionado al mismo contacto intra-Cardones. Sin embargo, la velocidad requerida para los primeros 80 metros de profundidad es menor a la solución n°1, siendo cercana a los 750 m/s. Esta diferencia en primera instancia podría deberse a que en el sondaje DH-01 los primeros metros se encuentran meteorizados, mientras que el sondaje DH-02 las mediciones se realizaron directamente sobre la ignimbrita Oxaya, lo que podría resultar en una disminución relativa de la velocidad promedio en la estación P4\_17 en comparación con la P4\_13, haciendo referencia a frecuencias cercanas, pero velocidades distintas.

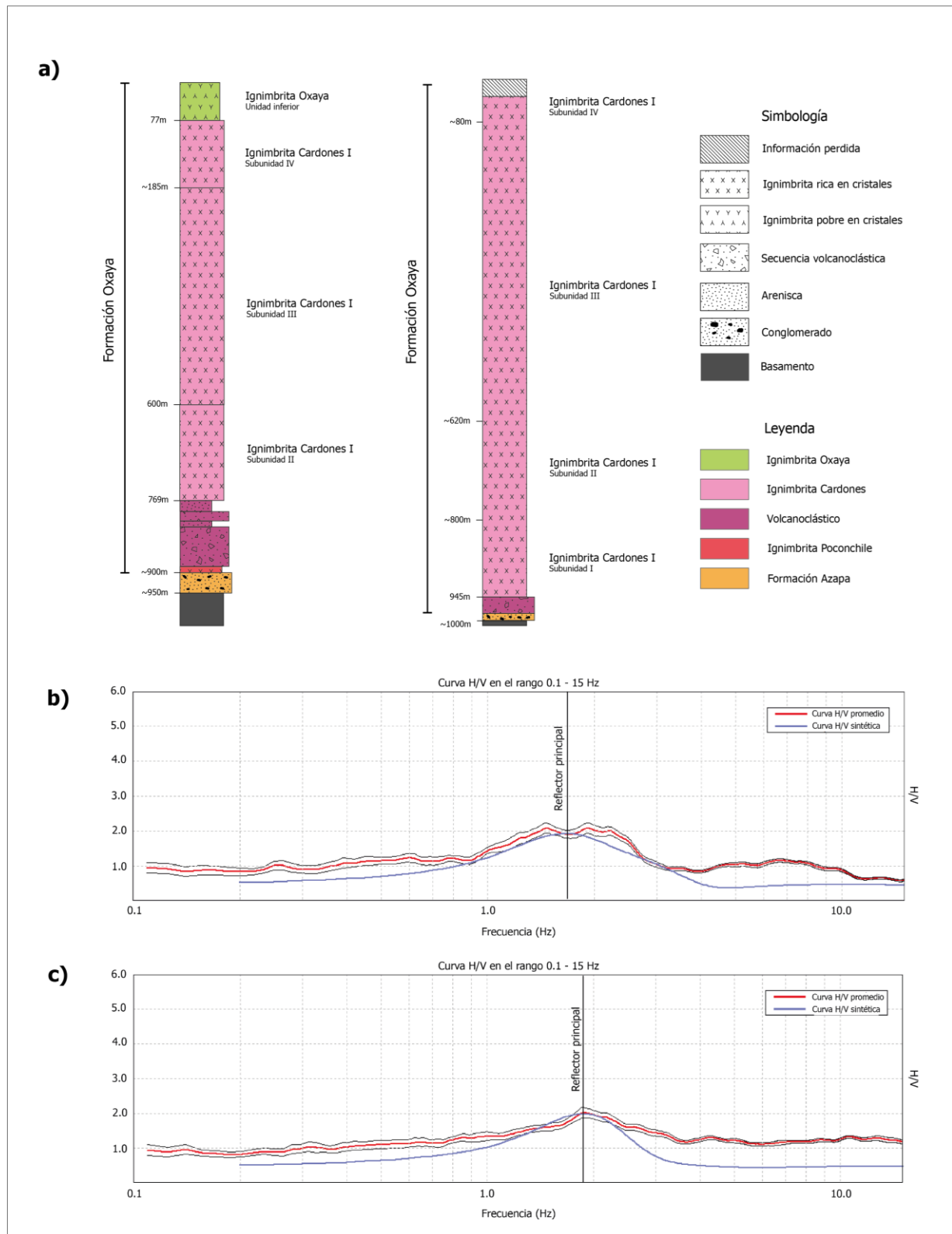
La figura 6.5 muestra las curvas sintéticas junto a la respuesta natural obtenida mediante el método HVSR en los puntos P4\_13 y P4\_17. Además, se incluye la estratigrafía detallada y la información sobre los principales contactos identificados.

Los parámetros  $v_{s0}$  y  $\alpha$  de la ecuación 6 que logran un ajuste más cercano, son los siguientes:

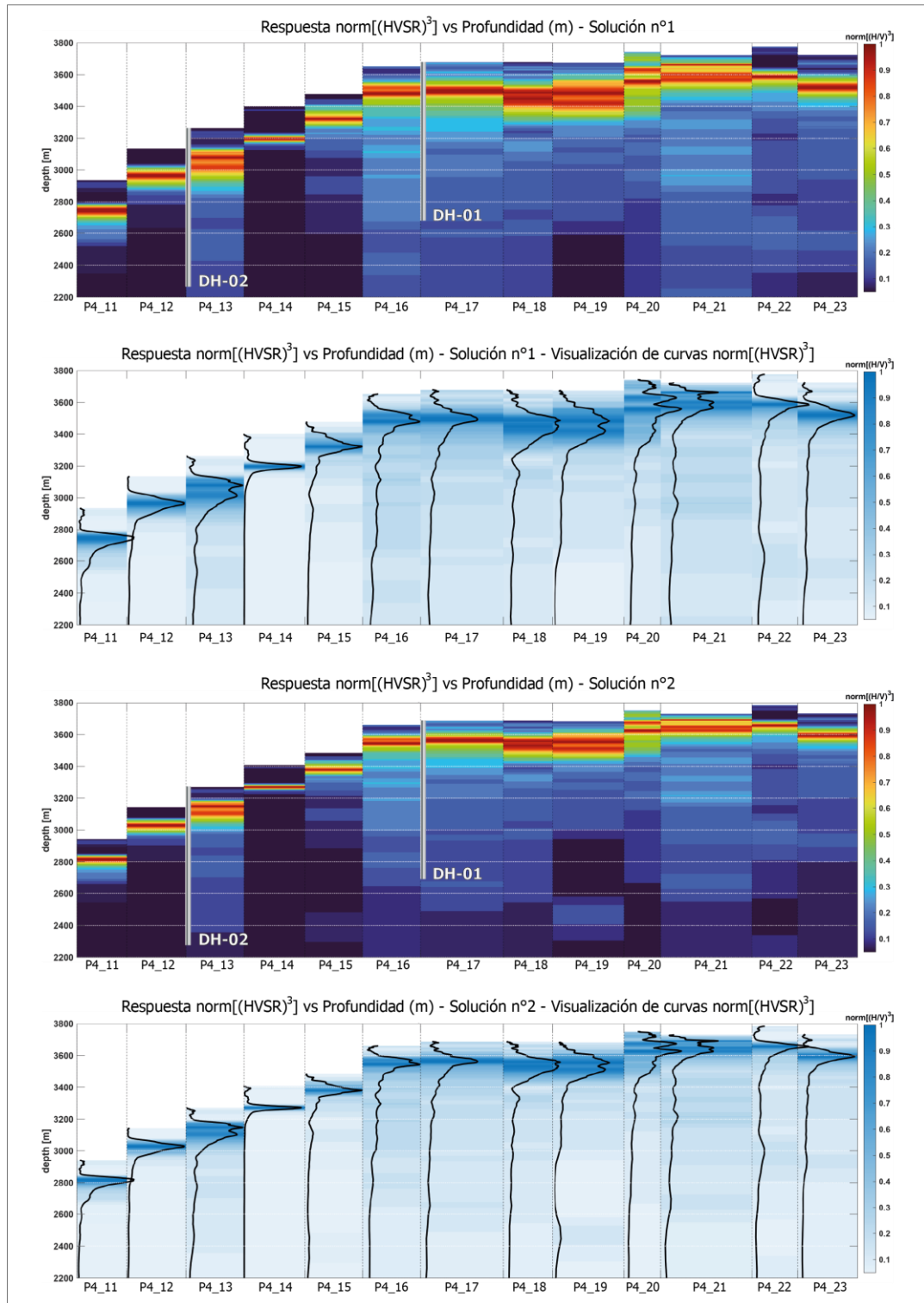
Solución n°1:  $v_{s0} = 1070 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.09$

Solución n°2:  $v_{s0} = 724 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.10$

La respuesta en profundidad de las curvas HVSR en función de las soluciones 1 y 2 para el segundo segmento se ilustran en la figura 6.6.



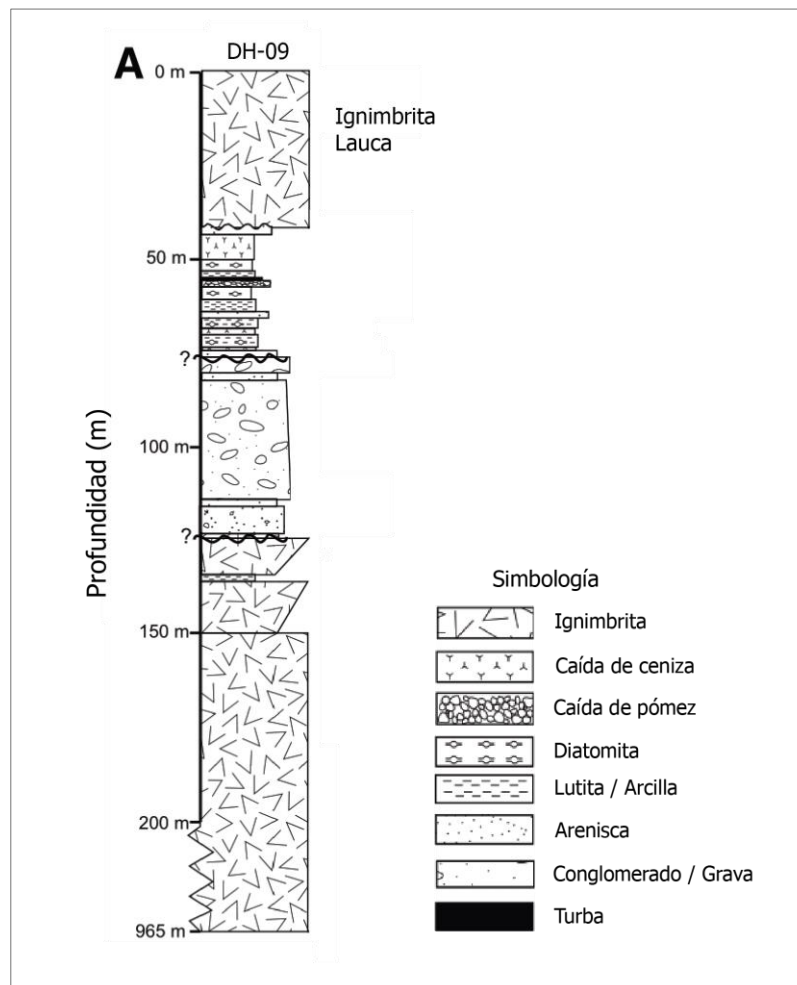
**Figura 6.5** Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4\_13 y P4\_17. a) Estratigrafía de los sondajes DH-02 y DH-01 ubicados en las estaciones P4\_13 y P4\_17 respectivamente [Modificado de van Zalinge *et al.*, 2016]. b) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_13 (solución n°1). c) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_17 (solución n°2).



**Figura 6.6** Respuesta HVSR vs profundidad (segmento nº2). Respuestas en profundidad de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial. En gris se observa la ubicación y profundidad de los sondajes presentes.

En el segmento 3, los sondajes indican la aparición de una nueva unidad poco soldada de la ignimbrita Cardones. Para que el contacto entre ambas unidades genere una reflexión, se necesitaría una velocidad de 600 m/s para la Unidad II en P4\_22 y 1150 m/s para la Unidad I. Si no existiera diferencia de velocidad, una reflexión profunda requeriría 1300 m/s para la Unidad II y 2200 m/s para la Unidad I, valores superiores a los estimados previamente en los segmentos 1 y 2. Esto sugiere que la reflexión está asociada a la aparición de la Unidad II, menos compacta que la Unidad I.

En el caso de la estación P4\_26, la aparición de secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias de la Formación Huaylas, así como la Ignimbrita Lauca constituyen un aumento en la complejidad estratigráfica (figura 6.7).



**Figura 6.7** Estratigrafía detallada del sondaje "DH-09"  
[Modificado de van Zalinge *et al.*, 2017].

Si bien este aumento de estratos principalmente asociados a la Formación Huaylas son responsables del aumento en el número de *peaks* registrados por los sismómetros, no es una alternativa pensar que alguno en particular pueda ser responsable de una reflexión por sí solo, debido a la pérdida de resolución a esa profundidad. Estratos métricos no deberían representar mayores problemas en las curvas HVSR, por lo que la solución propuesta incluye los ya analizados contrastes de impedancia.

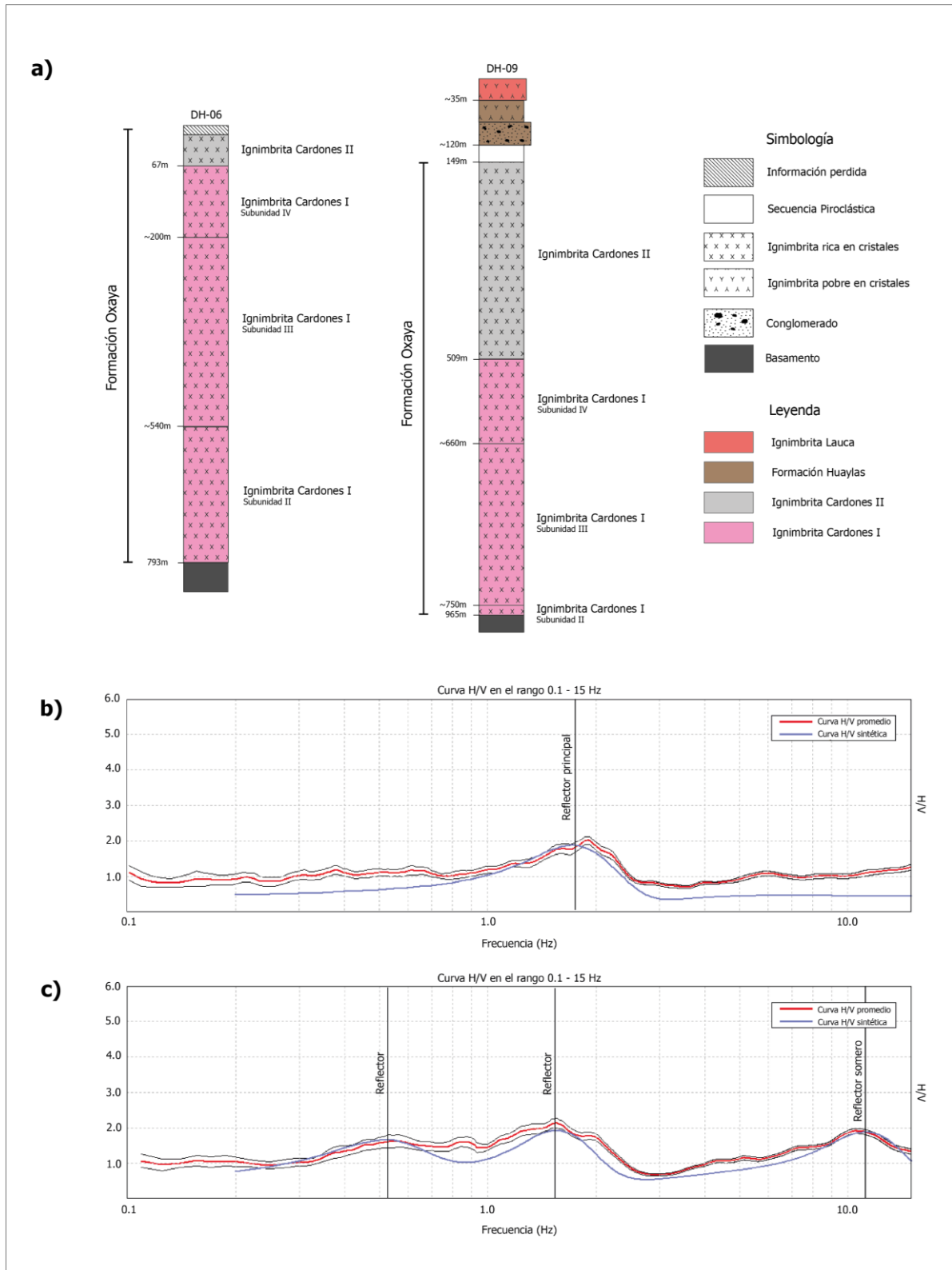
En P4\_26, el primer reflector a aproximadamente 10 Hz es claramente una reflexión superficial, cercana a los 6m de profundidad, asociada con un nivel meteorizado de la ignimbrita Lauca de una velocidad estimada en 280 m/s. La segunda reflexión asociada al *peak* a 2 Hz implica una velocidad cercana a los 550 m/s hasta llegar a los 110 m de profundidad y aumenta a 800 m/s hasta los 150 m. Este fenómeno se produce debido una coalescencia entre dos *peaks* cercanos, evidenciada por dos mínimos en la componente vertical. Finalmente, un reflector de baja frecuencia indica la presencia de un contraste de impedancia a aproximadamente 510 m de profundidad, asociado con el contacto entre las unidades II y I de la Ignimbrita Cardones, estimando la velocidad de cada una en 1000 m/s y 1400 m/s. La diferencia en las velocidades estimadas en la estación anterior para las unidades de la Ignimbrita Cardones podría deberse al aumento de la velocidad de onda de corte con la profundidad, ya que el contacto se encuentra a una profundidad mucho mayor (figura 6.8).

Los parámetros  $v_{s0}$  y  $\alpha$  de la ecuación 6 que logran un ajuste más cercano, son los siguientes:

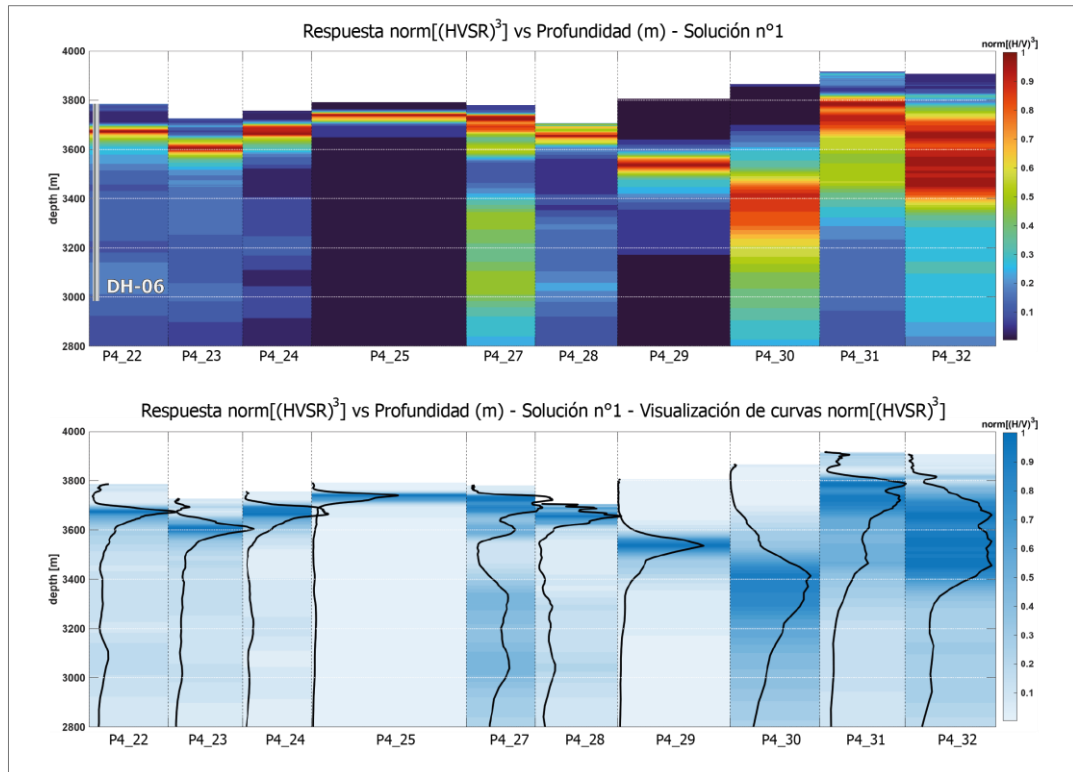
Solución n°1:  $v_{s0} = 591 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.10$

Solución n°2:  $v_{s0} = 245 \text{ m/s}$ ;  $\alpha = 0.27$

En este caso en particular, la respuesta en profundidad de las curvas HVSR está compuesta de las soluciones 1 y 2, ya que no se cuenta con la misma estratigrafía en todo el segmento. El resultado se ilustra en la figura 6.9.



**Figura 6.8** Respuestas de la curva H/V y estratigrafía en las estaciones P4\_22 y P4\_26. a) Estratigrafía de los sondajes DH-06 y DH-09 ubicados en las estaciones P4\_22 y P4\_26 respectivamente [Modificado de van Zalinge *et al.*, 2016]. b) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_22 (solución n°1). c) Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_26 (solución n°2).

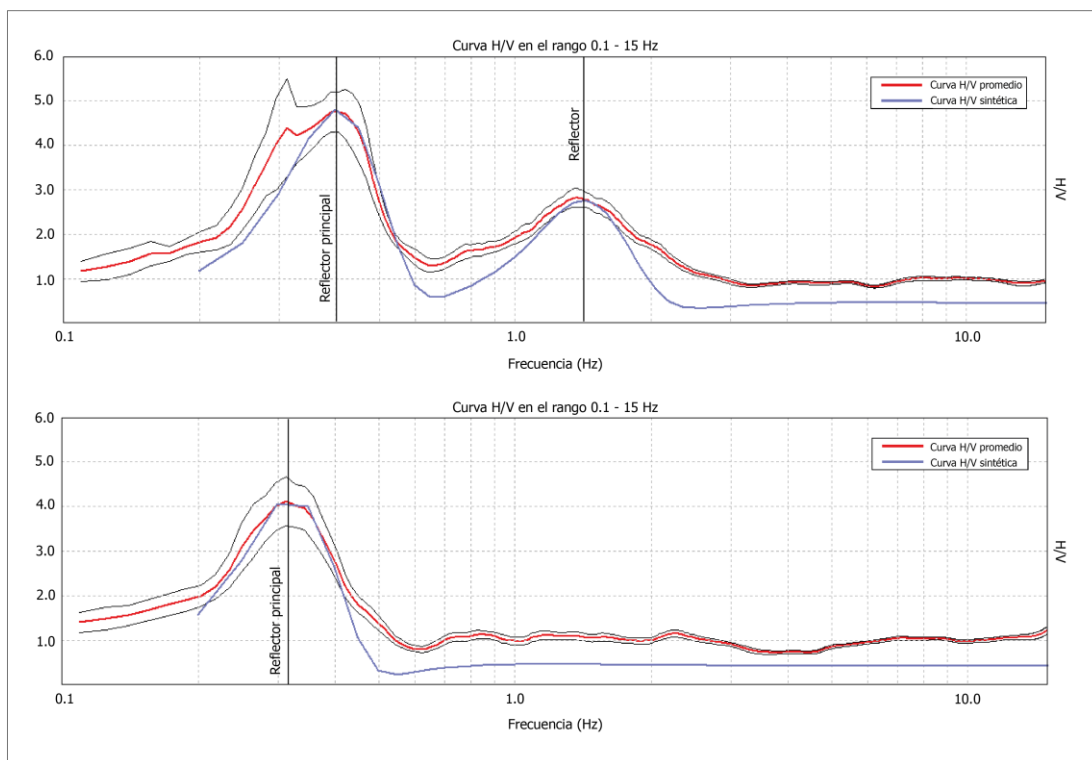


**Figura 6.9 Respuesta HVSR vs profundidad (segmento n°3).** Respuestas en profundidad de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial. La estación P4\_26 correspondiente al sondaje DH-09 ha sido omitida debido a que se encuentra fuera de la traza del perfil. Las estaciones P4\_31 y P4\_32 muestran ruido cercano a los *peaks*, por lo que ensanchan el rango sobre el cual actúa el *peak* estratigráfico y deben ser consideradas como respuestas de menor prioridad.

La respuesta HVSR en las estaciones P4\_28 y P4\_29 muestra una diferencia evidente en el análisis de frecuencia (figura 5.3) y en la inversión de profundidad (figura 6.9). Esto puede estar relacionado con más de una causa. La primera opción está asociada con un aumento en el espesor de las secuencias sedimentarias de la Formación Huaylas, lo que podría traducirse en una disminución de la velocidad promedio de la secuencia y, por consiguiente, un *peak* estratigráfico a una frecuencia menor. Por otro lado, podría deberse a una heterogeneidad en la estructura del subsuelo, asociada a la acción, por ejemplo, de una falla entre las estaciones P4\_28 y P4\_29, que estaría ubicando el contacto a una profundidad mayor. Esta última idea podría estar relacionada con la presencia de un rasgo morfológico evidente en la zona, el cual corresponde a una quebrada alineada a un borde de caldera.

En el caso del segmento 4 y 5, las velocidades sobre los depósitos menos consolidados fueron obtenidas como valores teóricos presentes en estudios previos (Cheng *et al.*, 2023; Christensen & Stanley, 2003; Nishio & Tamaoki, 1988), así como estimaciones de velocidad obtenidas en campañas geofísicas previas de Teck Resources, realizadas en depósitos similares. En general, el rango de velocidades típicos para este tipo de depósitos es de entre 200 a 350 m/s, por lo cual las soluciones 1 y 2, tanto para el segmento 4 como para el segmento 5, están asociadas a estas velocidades como valores máximos y mínimos.

La solución 1 contempla una velocidad inicial de 230 m/s, hasta los 40 m de profundidad, en donde aumenta hasta los 450 m/s llegando a una reflexión más profunda a 300 m de profundidad, en donde la velocidad de la capa subyacente es de 1000 m/s. Por otro lado, la solución 2 contempla una capa inicial cuya velocidad es de 320 m/s hasta una profundidad de 250 m, en donde subyace una capa de mayor competencia, cuya velocidad se estima en 750 m/s. Ambas soluciones resuelven la curva HVSR como modelos sintéticos (figura 6.10).



**Figura 6.10** Respuesta H/V natural y curva sintética en P4\_41 (solución n°1) y en P4\_42 (solución n°2).

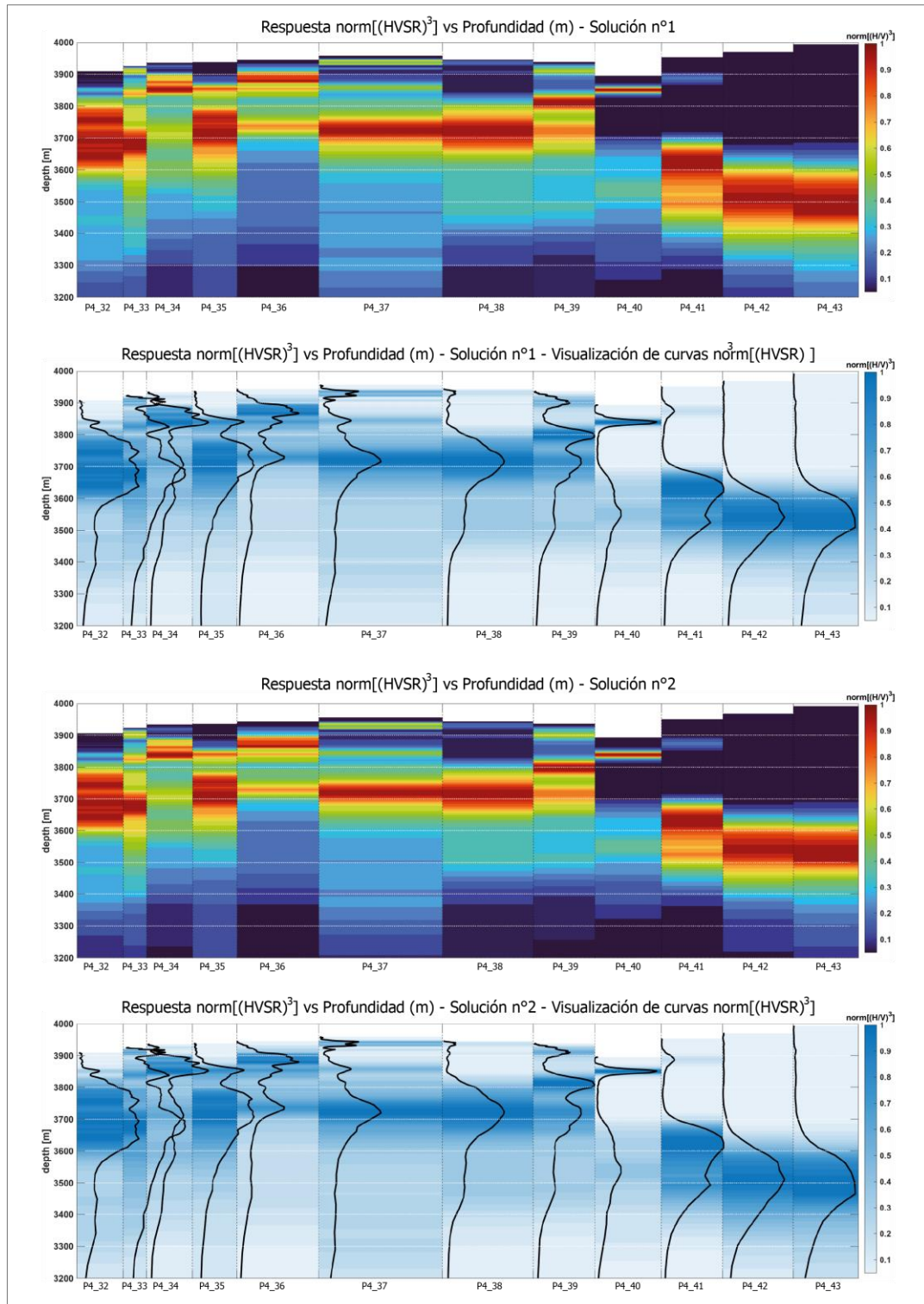
En el segmento 4, se observa una clara profundización del reflector fundamental hacia el este, lo que sugiere un aumento progresivo del espesor de la secuencia sedimentaria a medida que esta se adentra en las pampas de relleno de detritos cercanas a Aconcalani. Este patrón indica que los depósitos sedimentarios alcanzan mayores profundidades hacia el este, superando los 300 metros en las zonas más profundas. Tal comportamiento es coherente con la proximidad a fuentes volcánicas, ya que los depósitos más cercanos a volcanes tienden a presentar espesores mayores debido a la acumulación de materiales asociados a su actividad.

Además, los reflectores superficiales identificados podrían corresponder a niveles de depósitos menos consolidados, mientras que los reflectores más profundos estarían relacionados con secuencias sedimentarias más competentes. Esto sugiere una diferenciación interna en los depósitos, posiblemente vinculada a procesos de compactación y litificación en profundidad.

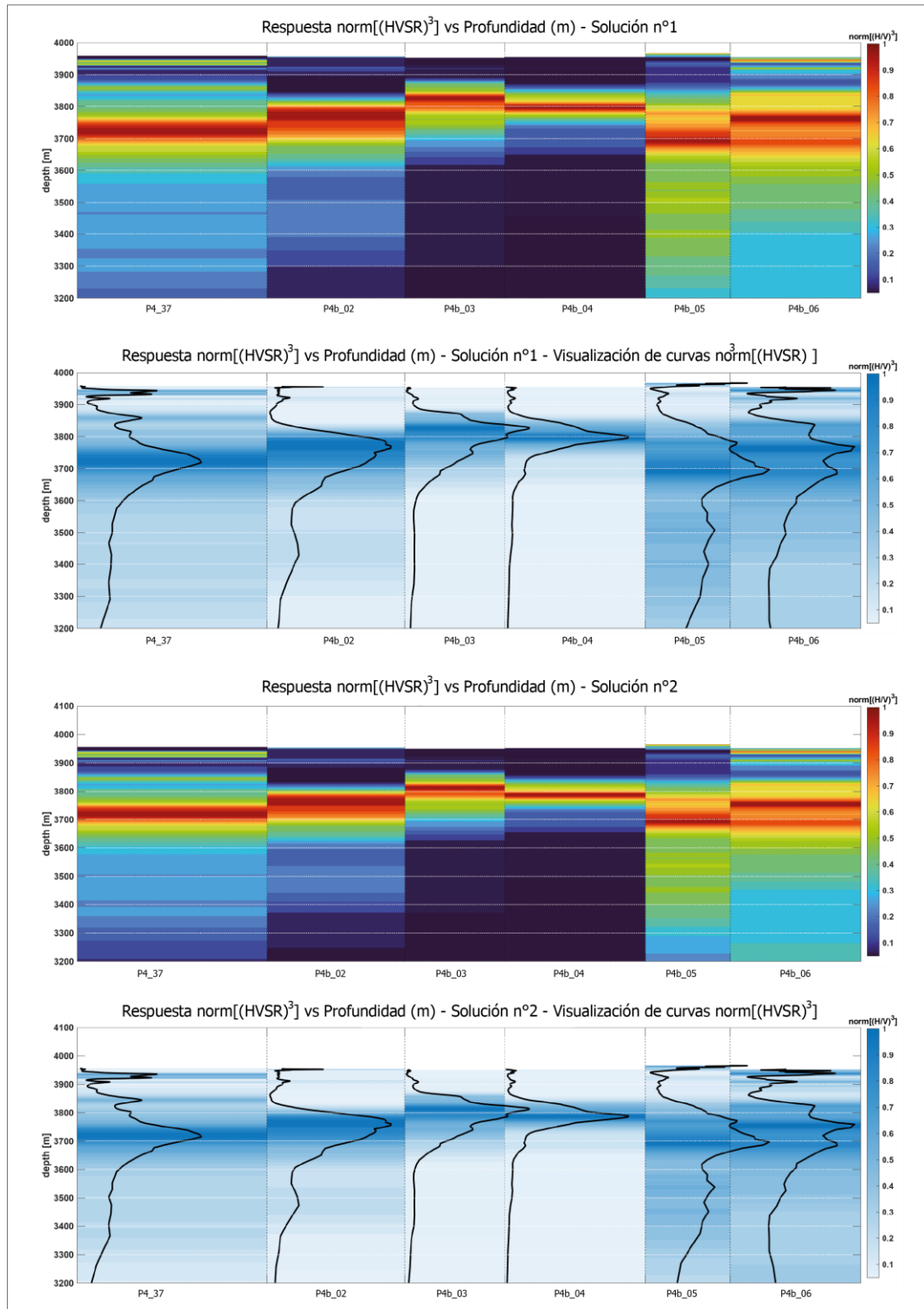
Por otro lado, observaciones en terreno revelan que el tipo de relleno en la superficie de la pampa es relativamente homogéneo en toda su extensión. Esto sugiere que las variaciones identificadas en los reflectores no estarían asociadas a cambios significativos en el tipo de material superficial, sino más bien a la presencia de capas estratificadas ocultas bajo la cobertura de detritos (figura 6.11).

En el caso del segmento 5, que se encuentra distribuido de manera oblicua respecto al segmento 4, es posible identificar una reflexión continua que sugiere un contacto con variaciones mínimas en la profundidad de la primera capa. Esta observación refuerza la hipótesis de la presencia de un depocentro ubicado en la zona central de la pampa que atraviesa este segmento. El hecho de que el segmento 5 esté situado en uno de los bordes del depocentro explicaría la ausencia de grandes cambios en el espesor de las capas, las cuales presentan una profundidad promedio cercana a los 150 metros (figura 6.12).

Además, al analizar las estaciones ubicadas en la región central de este segmento, específicamente las estaciones P4\_03 y P4\_04, se observa una disminución del espesor en comparación con las demás estaciones. Este comportamiento sugiere una expresión más superficial de la capa subyacente en esta área particular.



**Figura 6.11** Respuesta HVSR vs profundidad (segmento nº4). Respuestas en profundidad de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial.



**Figura 6.12 Respuesta HVSr vs profundidad (segmento n°5).** Respuestas en profundidad de las mediciones de ruido sísmico bajo transformación y normalización exponencial.

## 6.2 CONFIABILIDAD Y VALIDEZ DEL MODELO

### 6.2.1 ORIGEN DE LAS FRECUENCIAS RESONANTES

Una de las mayores dificultades del método al utilizarlo en el contexto de reflexiones profundas es la de comprender cual es el horizonte reflector de la señal y diferenciarlo de fuentes no relacionadas a la estratigrafía. Si bien la respuesta de una curva HVSR está directamente relacionada con el perfil de velocidad de ondas S del subsuelo (Pasten *et al.*, 2016), la aparición de una singularidad o *peak* prominente es una característica distintiva que ocurre únicamente cuando existe un alto contraste de impedancia entre dos capas (típicamente sedimentos sobre roca), lo que permite identificar contactos geológicos claros y, en ciertos casos, cercanos a la superficie. Según Tuan *et al.* (2011), esta condición se cumple cuando el contraste de impedancia de ondas S es mayor a 4 entre la capa superior e inferior:

$$Z_1/Z_2 = \frac{(\rho_1 * v_{s1})}{(\rho_2 * v_{s2})} > 4,$$

**Ecuación 7.**

Por otro lado, cuando el contraste de impedancia es menor, la curva H/V no presenta singularidades evidentes, sino que exhibe máximos y mínimos más suaves, lo que dificulta diferenciar contactos profundos y transiciones graduales. Sin embargo, este principio es particularmente útil para distinguir entre contrastes claros y superficiales y contactos más lejanos y difusos, ya que las respuestas en profundidad tienden a ser menos pronunciadas y a generar estructuras más amplias y menos definidas en la curva H/V (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008; Konno & Ohmachi, 1998; Tuan *et al.*, 2011). Es por ello, por ejemplo, que se entiende que las reflexiones producidas a muy bajas frecuencias en el dominio 4 y 5, no corresponden a contactos entre formaciones rocosas, si no al efecto de amplificación sísmica de los sedimentos poco litificados sobre la roca competente, ya que corresponden a singularidades en el espectro HVSR, mientras que las reflexiones producidas en los dominios 1 y 2, corresponden a *peaks* visibles luego de la aplicación de filtros y exageraciones de la curva HVSR, por lo que se deduce que son el resultado de contactos entre formaciones rocosas y no efectos de amplificación superficiales del sitio.

Por otro lado, el uso de análisis azimutales (figura 4.6) permite identificar vibraciones cuyos espectros de amplitud horizontales presenten heterogeneidades, lo que estaría indicando que

existen direcciones preferenciales de vibración o tendencias de polarización de las ondas que componen el ruido sísmico, relacionadas a amplificaciones secundarias producidas por la elipticidad de la cuenca en donde se está midiendo o bien, a vibraciones de origen desconocido que no se asocian a una fuente estratigráfica (Lattanzi *et al.*, 2023; Petrosino *et al.*, 2012; Sgattoni & Castellaro, 2020; Sgattoni *et al.*, 2023; Sgattoni *et al.*, 2024).

Por esta razón, el análisis de contrastes de impedancia y la interpretación de las singularidades, son fundamentales para dar robustez y confiabilidad a las interpretaciones geofísicas, asegurando que las reflexiones observadas correspondan a contactos geológicos reales y no a efectos superficiales o artefactos no relacionados.

## 6.2.2 RANGOS Y ESTIMACIONES DE VS TEÓRICOS A PARTIR DE DENSIDAD

Diferentes investigaciones postulan relaciones empíricas entre la densidad de los depósitos o rocas y su velocidad de onda de corte (Anbazhagan *et al.*, 2016; Brocher, T. M., 2005; Christensen & Stanley, 2003). Estas relaciones pueden proporcionar un marco de referencia adicional que respalde la validez de las velocidades estimadas, mejorando la confiabilidad de los análisis y modelamientos.

Por un lado, las ecuaciones propuestas por Anbazhagan *et al.* (2016), para densidad volumétrica muestran las siguientes relaciones entre ambas variables en el contexto de depósitos más consolidados o directamente rocas, como es el caso de las ignimbritas de la Formación Oxaya:

$$v_s = \alpha \rho^b,$$

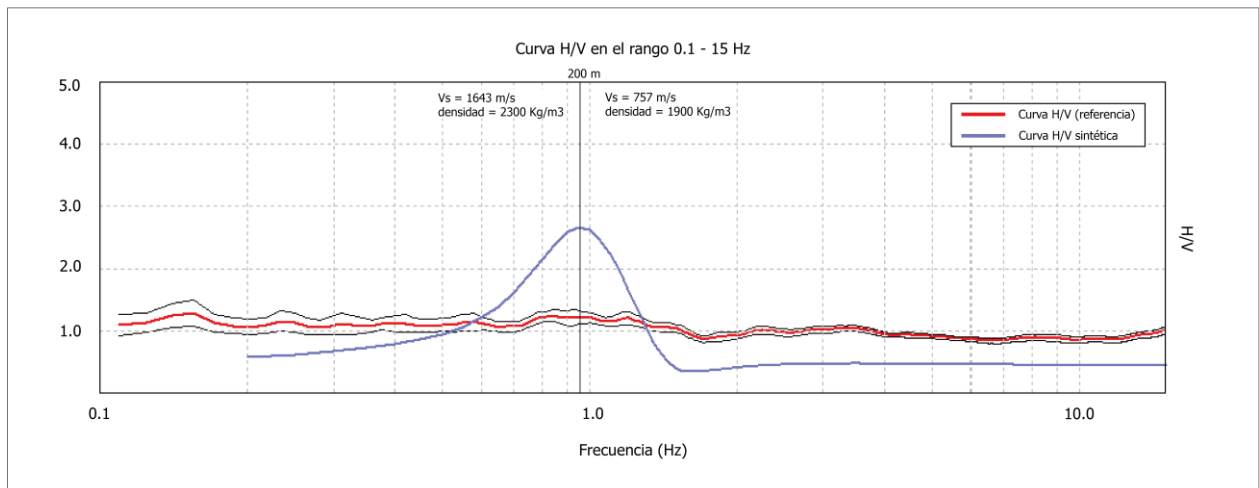
**Ecuación 8.**

en donde  $v_s$  es la velocidad de onda de corte,  $\rho$  es la densidad volumétrica,  $\alpha$  y  $b$  son coeficientes de las ecuaciones de regresión propuestas, cuyos valores para este caso son 55.88 y 4.06, respectivamente. En el caso de la subunidad III de la Ignimbrita Cardones, una densidad volumétrica de 2300 Kg/m<sup>3</sup>, expresada como 2.3 g/cc hace referencia a una velocidad de 1643 m/s, un valor ligeramente mayor al calculado en el análisis *forward*. Por otro lado, la velocidad estimada

para la subunidad IV de la Ignimbrita Cardones, cuya densidad volumétrica es de  $1900 \text{ Kg/m}^3$  ( $1.9 \text{ g/cc}$ ), es de  $757 \text{ m/s}$ .

El modelado de un escenario que contraste ambas velocidades (y su valor respectivo en densidad) es suficiente para que los modelos muestren un *peak* estratigráfico (figura 6.13), lo cual refuerza la hipótesis de que la reflexión proviene de un nivel ignimbrítico altamente compactado frente a uno menos competente.

Por otro lado, Brocher (2005), presenta una serie de relaciones empíricas no lineales entre la velocidad de onda compresional ( $V_p$ ), la velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) y la densidad para diferentes litologías de la corteza terrestre, basándose en datos de registros de sondeos, perfiles sísmicos verticales, mediciones de laboratorio y modelos de tomografía sísmica, llegando a establecer rangos de velocidades de entre  $600$  a  $700 \text{ m/s}$  para densidades cercanas a  $1.9 \text{ g/cc}$  y  $1850$  a  $1960 \text{ m/s}$  para densidades del orden de  $2.3 \text{ g/cc}$ . Este rango de velocidades es ligeramente mayor, sin embargo, es consistente con los resultados proporcionados en el análisis *forward*.



**Figura 6.13** Modelo sintético basado en las soluciones propuestas por Anbazhagan *et al.* (2016). La curva H/V plana es referencial y no representa el modelo sintético, el cual corresponde a la curva azul.

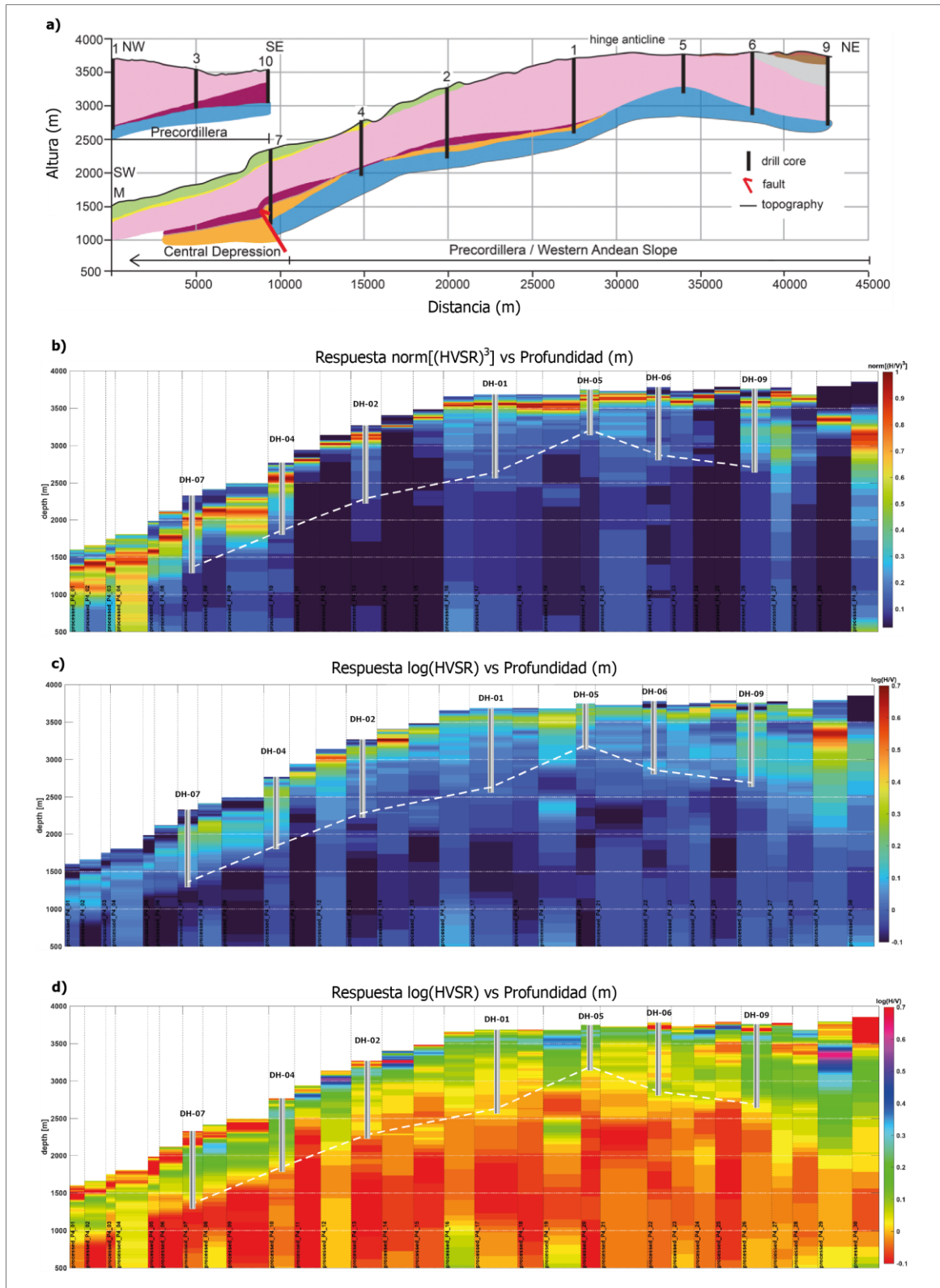
### 6.2.3 REFLECTORES EN PROFUNDIDAD

Una de las discusiones más relevantes en el desarrollo de las inversiones de las curvas HVSR es la capacidad del método para detectar reflectores profundos, situados entre los 500 y 900 metros de profundidad. Este aspecto resulta fundamental al evaluar la efectividad del método en el rango de frecuencias más bajas, donde la precisión y resolución de los datos son un límite a considerar.

Si bien el sismómetro Tromino, ha demostrado ser capaz de identificar patrones en la curva H/V para frecuencias de hasta 0.1 Hz, abriendo una ventana de posibilidades para el análisis de estructuras profundas, los ejemplos de aplicaciones prácticas aún son limitadas.

La figura 6.14 compara la estratigrafía descrita por sondajes con la respuesta HVSR en profundidad derivada del cálculo de velocidad de onda de corte a partir de datos de densidad volumétrica (ecuación 7). Una observación interesante es la posible correlación entre valores bajos del logaritmo de la respuesta H/V (entre 0 y -0.1) y la ubicación del contacto con el basamento. Esta relación, parece evidenciar un patrón recurrente en el área de estudio, reflejando transiciones claras entre los estratos de cobertura sedimentaria y las unidades rígidas subyacentes (figura 6.14d). Esto podría relacionarse a un comportamiento más homogéneo en profundidad, relacionado a variaciones realmente bajas en términos de amplitud de la curva HVSR, que pueden ser exageradas en la respuesta logarítmica.

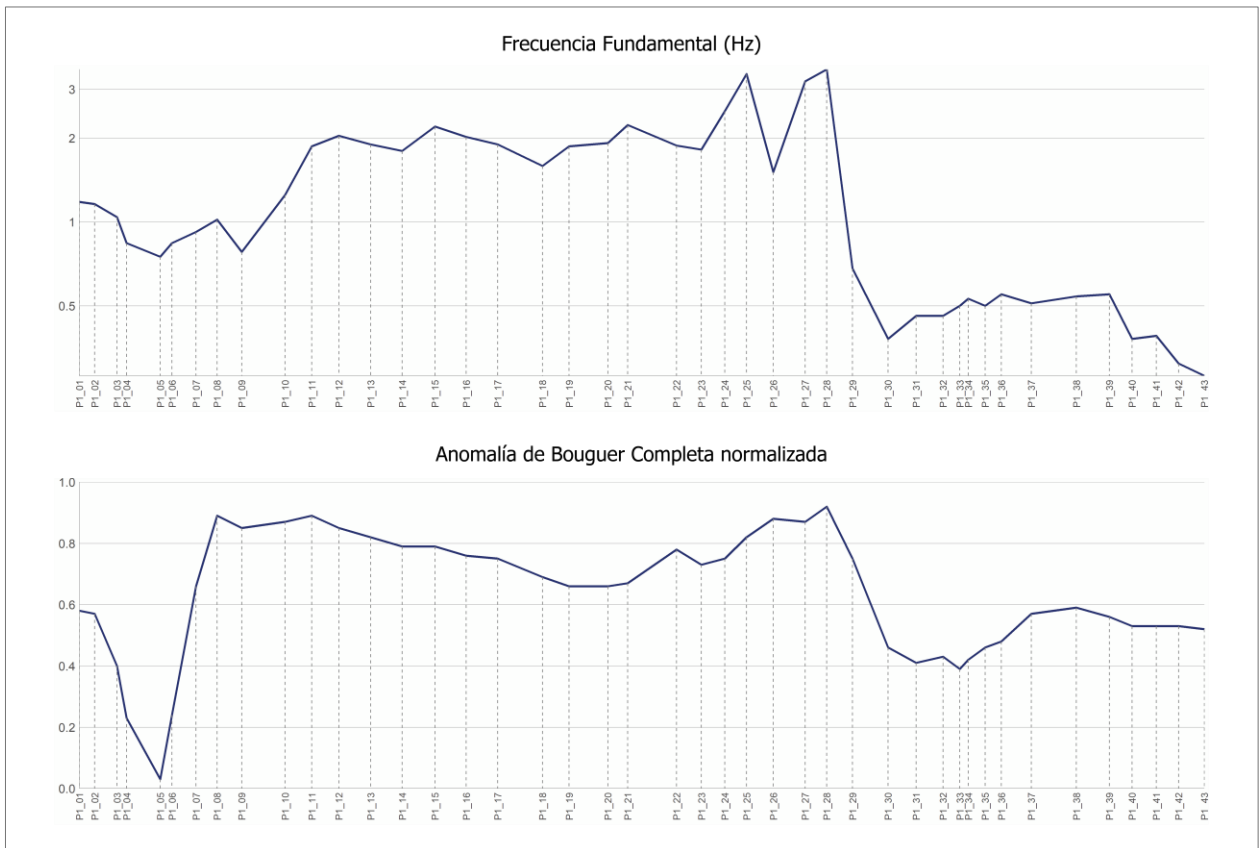
En este sentido, los contrastes de amplitud bajos son consistentes con lo que se esperaría observar en el caso de transiciones suaves y graduales, en las cuales las variaciones de impedancia no son suficientemente grandes como para generar una singularidad prominente en la curva H/V. Este comportamiento refleja una estructura más homogénea en profundidad, donde los cambios en las propiedades del subsuelo entre las ignimbritas de la Formación Oxaya y sus subunidades son sutiles y no producen *peaks* evidentes en la respuesta HVSR. Por ello, las variaciones más fuertes se encuentran aproximadamente en los primeros 200 metros de profundidad, en donde son seguidos de variaciones pequeñas en el valor de  $\log(\text{HVSR})$  en el rango (0 - 0.2] para finalmente llegar al límite en el rango  $\log(\text{HVSR}) > 0$  (figura 6.14d).



**Figura 6.14** Comparación entre sección estratigráfica y respuesta HVSR. a) Sección estratigráfica presentada en van Zalinge *et al.*, 2016. b) Respuesta  $\text{norm}[(\text{HVSR})^3]$  en profundidad. c) Respuesta  $\log(\text{HVSR})$  en profundidad. d) Respuesta  $\log(\text{HVSR})$  en profundidad (escala modificada: valores entre 0 y 0.1 en rojo). La línea segmentada corresponde al basamento.

## 6.2.4 VALIDACIÓN DEL MÉTODO CON GRAVIMETRÍA

Para mejorar la caracterización del subsuelo, diversas investigaciones han destacado la eficacia del método HVSR cuando se combina con técnicas geofísicas tradicionales, como la gravimetría (Barnaba *et al.*, 2010; Fores *et al.*, 2016; Komazawa *et al.*, 2002; Noguchi & Nishida, 2002; Özdağ & Gönenç, 2020; Sgattoni *et al.*, 2024). Esta integración permite reducir las ambigüedades interpretativas, ya que el HVSR proporciona información detallada sobre la profundidad y los contrastes de impedancia, mientras que la gravimetría aporta datos sobre las variaciones de densidad en el subsuelo. Si se analizan en conjunto, ambos métodos permiten identificar con mayor precisión la geometría y la profundidad del basamento. La figura 6.15 muestra la relación entre la respuesta HVSR (representada por las frecuencias fundamentales) y la respuesta gravimétrica.



**Figura 6.15** Comparación entre frecuencia fundamental (HVSR) y datos de anomalía de gravedad.

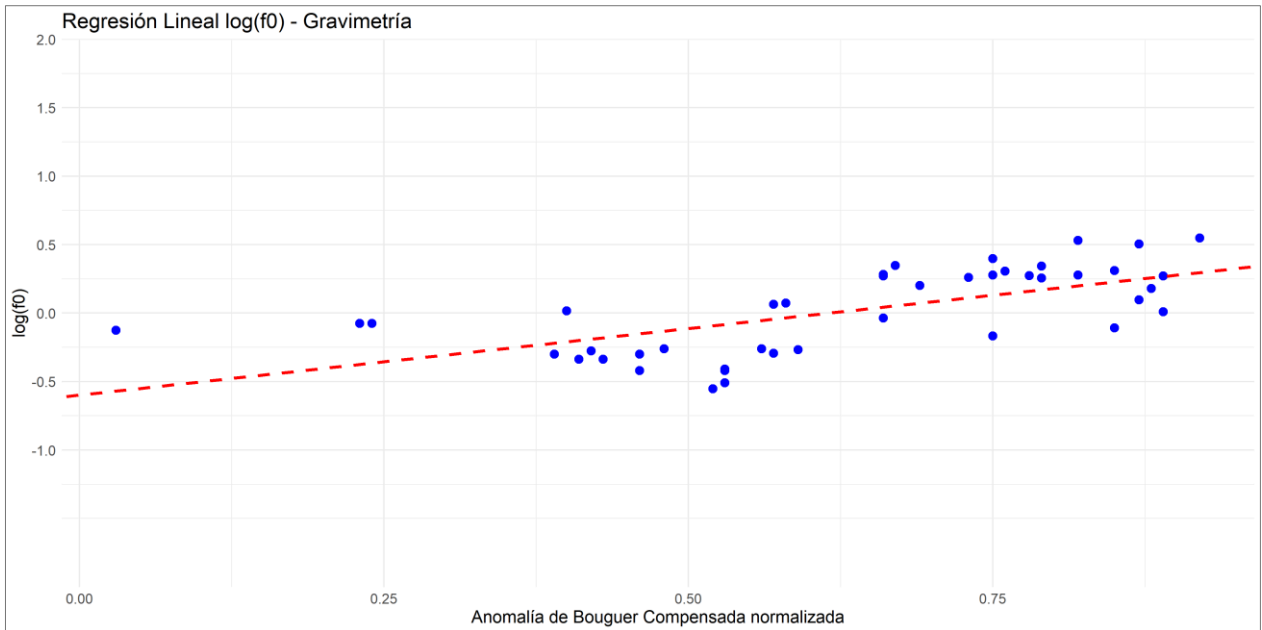
En la presente investigación se hizo uso de gravimetría terrestre (gradiente de la Anomalía de Bouguer Completa), la cual fue normalizada en el rango (0, 1) con el objetivo de mejorar la comparabilidad de los datos, resaltar las anomalías relativas y mejorar la visualización.

#### 6.2.4.1 Correlación y regresiones lineales

En el primer análisis estadístico realizado, se aplicó la correlación de rangos de Spearman entre las variables  $\log(f_0)$  y CBA normalizada para verificar si existe relación comprobable entre ambas variables antes de continuar con regresiones más complejas. El coeficiente obtenido,  $\rho = 0.6959$ , sugiere una correlación positiva moderada entre ambas variables, lo que implica que, a medida que uno de los parámetros varía, el otro tiende a variar de manera similar, aunque no en una relación perfecta. El p-valor obtenido de la prueba de significancia estadística es de  $2.216 \times 10^{-7}$ , lo que indica que los resultados son altamente significativos y rechaza la hipótesis nula, sugiriendo que la correlación observada no es producto del azar.

El análisis de regresión lineal realizado entre la gravimetría y el logaritmo de la frecuencia fundamental “ $\log(f_0)$ ” obtenida mediante el método HVSR evidencia una relación lineal positiva y estadísticamente significativa entre ambas variables (figura 6.16). El coeficiente asociado a la gravimetría (0.9727) es altamente significativo ( $p = 3.03 \times 10^{-6}$ ), lo que respalda la existencia de una relación consistente entre ambas variables con un nivel de confianza del 99.9 % ( $p < 0.001$ ). El intercepto de -0.5982 representa el valor esperado de  $\log(f_0)$  cuando la gravimetría es igual a cero. El modelo presenta un  $R^2$  ajustado de 0.4018, lo que indica que aproximadamente el 40.18 % de la variabilidad en el  $\log(f_0)$  puede explicarse por la gravimetría, mientras que el restante 59.82 % se debe a otras variables no incluidas en el modelo o a variabilidad aleatoria. El error estándar residual de 0.2395 refleja la dispersión de los valores observados en torno a la línea de regresión, lo que sugiere un ajuste adecuado.

La relación positiva entre el gradiente de la Anomalía de Bouguer Completa normalizada y el  $\log(f_0)$  sugiere que, a mayores valores de anomalías gravimétricas, correspondientes a variaciones en la densidad del subsuelo, se asocian frecuencias fundamentales más elevadas. Esto puede interpretarse como una reducción en el espesor de los sedimentos o un incremento en la rigidez del basamento, ya que las áreas con mayor densidad tienden a generar respuestas sísmicas con frecuencias más altas. Por otro lado, el porcentaje de variabilidad no explicado por el modelo indica la influencia de otros factores geológicos, como heterogeneidades en la litología, cambios locales en la geometría de las capas o variaciones en las propiedades elásticas del medio.



**Figura 6.16** Regresión lineal entre gradiente de la Anomalía de Bouguer Completa normalizada (0, 1) y el logaritmo de la frecuencia fundamental.

Otro factor para considerar es que la relación observada entre la gravimetría CBA y el  $\log(f_0)$  podría estar reflejando una correlación indirecta, ya que ambas variables están influenciadas por un fenómeno subyacente común: la profundidad del basamento. En este contexto, el modelo de regresión lineal no implicaría una relación causal directa entre gravimetría y  $\log(f_0)$ , sino que ambas actúan como aproximaciones independientes para estimar la profundidad del basamento. A menor profundidad del basamento, las anomalías gravimétricas tienden a ser más positivas debido al aumento de densidad, mientras que las frecuencias fundamentales se incrementan por la reducción en el espesor de los sedimentos. Sin embargo, es importante destacar que la profundidad del basamento no es el único factor que afecta estas mediciones.

Otro punto que entra en consonancia con la idea de que la profundidad de las reflexiones es un factor común en el comportamiento de ambas variables es que, si se compara un modelo de regresión lineal entre gravimetría y la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) con el modelo ya explicado de gravimetría y el logaritmo de la frecuencia fundamental “ $\log(f_0)$ ”, se produce una variación en la significancia de los interceptos. Si se utiliza directamente la frecuencia fundamental, el intercepto obtenido es de -0.4231 con un error estándar de 0.3328, lo que implica que no es estadísticamente significativo ( $p = 0.211$ ), mientras que, al utilizar el logaritmo de la frecuencia fundamental, el

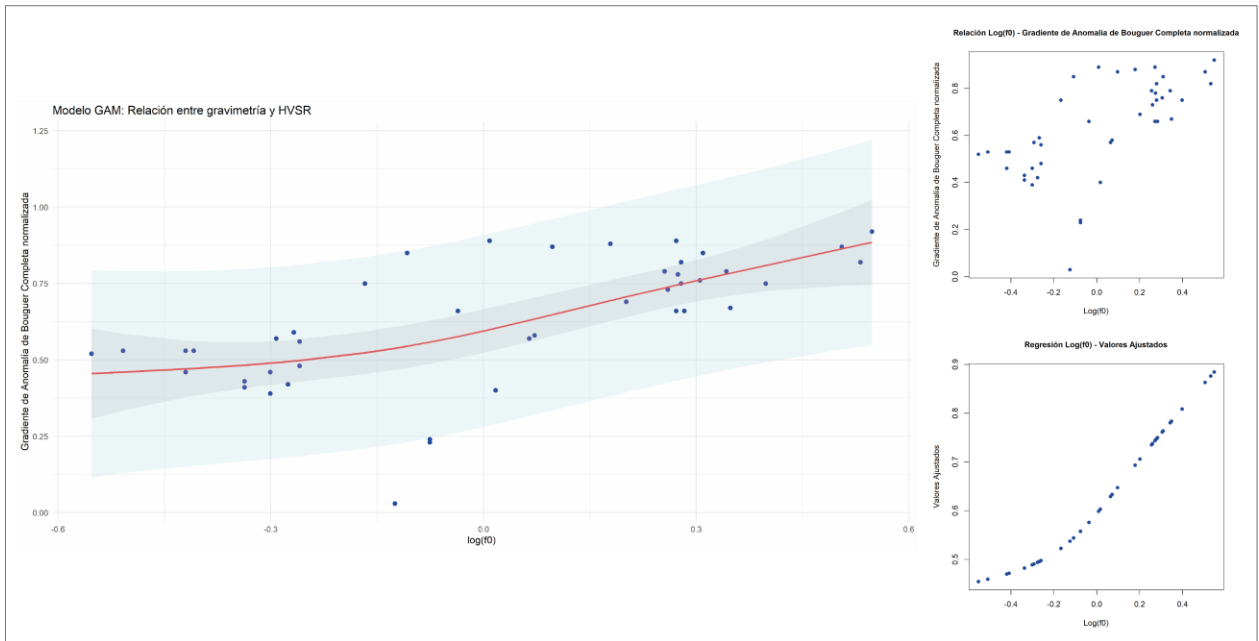
intercepto  $-0.5982$  con un error estándar de  $0.1189$  es altamente significativo ( $p = 1.5 \times 10^{-5}$ ). Esto sugiere que la transformación logarítmica mejora la estabilidad del modelo y reduce la dispersión de los residuos (menor error estándar residual) en las bajas frecuencias, lo que puede entenderse como una mejor capacidad de predicción a para valores cercanos a 0.

La relación logarítmica entre la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) y la profundidad del basamento explica por qué la transformación logarítmica de la frecuencia mejora la capacidad de predicción en el modelo de regresión. A medida que la frecuencia fundamental se acerca a valores cercanos a cero, pequeñas variaciones en la frecuencia están asociadas con grandes cambios en la profundidad del basamento. Este comportamiento logarítmico significa que las frecuencias bajas son más sensibles a las variaciones en la profundidad, lo que hace que el modelo con  $\log(f_0)$  capture mejor estos cambios y, por ello, al aplicar el logaritmo a la frecuencia, se reduce la dispersión en los datos y se mejora la predicción en esos rangos de frecuencias, lo que refleja la sensibilidad de la gravimetría a las variaciones en la profundidad del basamento. Esto confirma que tanto la gravimetría como el logaritmo de la frecuencia fundamental están intentando reflejar de manera indirecta el mismo fenómeno: la variación en la profundidad del basamento. En este mismo sentido, la transformación del logaritmo estaría reflejando la naturaleza no lineal de la relación entre las frecuencias fundamentales y la profundidad de las reflexiones.

#### 6.2.4.2 Modelos Aditivos Generalizados GAM (“*Generalized Additive Models*”)

El uso de los Modelos Aditivos Generalizados (GAM) permite capturar de manera flexible las relaciones no lineales entre las variables sin imponer restricciones estrictas sobre la forma de la relación. Esta flexibilidad es crucial cuando se enfrentan relaciones complejas que no pueden ser bien representadas por modelos lineales tradicionales. A diferencia de otros enfoques no paramétricos, los GAM utilizan una aproximación aditiva que se estima mediante funciones suavizadoras (como polinomios). Esto quiere decir que el predictor lineal incluye una suma de funciones suaves de las covariables en lugar de asumir una relación lineal estricta entre la variable independiente y la dependiente (Wood, 2017; Xiang, 2001).

El primero modelo GAM utilizado en este análisis busca predecir la gravimetría en función de la variable logaritmo de la frecuencia fundamental “ $\log(f_0)$ ” (figura 6.17).



**Figura 6.17 Modelo Aditivo Generalizado I:** variable independiente -  $\log(f0)$ . En gris se observa el intervalo de confianza del 95%. En verde se observa el intervalo de predicción del 95%.

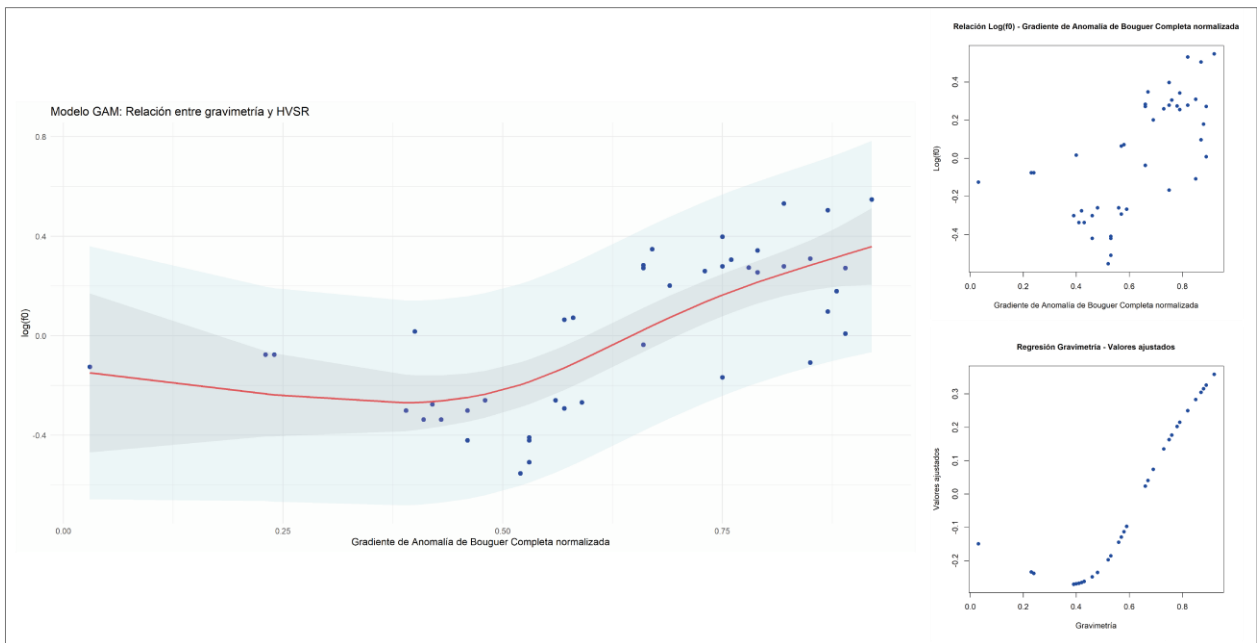
El término de suavizado utilizado tiene una significancia de  $p = 2.63 \times 10^{-5}$ , lo que indica que es estadísticamente significativo, sugiriendo que la relación entre  $\log(f0)$  y gravimetría no es simplemente lineal y puede mostrar una estructura más compleja. El número de grados efectivos de libertad (edf) es de aproximadamente 2.054, lo que sugiere que el modelo está capturando una curvatura moderada en la relación entre estas variables. Por otro lado, el coeficiente de determinación ajustado ( $R^2$  ajustado) de 0.425 indica que el modelo explica aproximadamente el 42.5% de la variabilidad en la gravimetría, mientras que el 45.3% de la desviación se explica por la relación con  $\log(f0)$ .

Al observar el comportamiento de los valores ajustados en función de la variable  $\log(f0)$ , podemos notar que existe un cambio en la pendiente de los valores ajustados aproximadamente en  $\log(f0) = -0.2$  ( $f0 \sim 0.63$  Hz) (figura 6.17). Este cambio en la tendencia lineal no solo es producto de un cambio en la naturaleza predictiva de los polinomios si no que obedece también a un rasgo geológico y espacial de los datos. Todos los valores en el rango  $\log(f0) < -0.2$  corresponden a las estaciones P29 – P43. Por ello, la disminución de la pendiente en la relación gravimetría – HVSR podría explicarse con el aumento del espesor de las secuencias sedimentarias poco consolidadas (como los depósitos de avalancha de detritos y la Formación Huaylas), lo que, a su vez, implicaría

una disminución comparativa de la velocidad de onda de corte en relación a los segmentos ubicados sobre las ignimbritas miocenas, las cuales poseen una velocidad mayor. En este sentido, sería lógico esperar que los cambios en las frecuencias fundamentales se correspondan con cambios menores en la gravimetría o, más directamente, en variaciones menores de la profundidad de las reflexiones producto de una menor velocidad de onda.

En este sentido se puede deducir que la variación registrada entre P28 y P29 tanto en el método HVSR como en gravimetría (figura 6.15), es un límite entre dominios morfológicos distintos, posiblemente asociado a estructuras como fallas que controlan la apertura de cuencas deposicionales al este de este límite.

El segundo modelo GAM utilizado en este análisis busca predecir el logaritmo de la frecuencia fundamental “ $\log(f_0)$ ” en función de la variable gradiente de la Anomalía de Bouguer Completa normalizada (figura 6.18).



**Figura 6.18** Modelo Aditivo Generalizado II: variable independiente - Gravimetría CBA normalizada. En gris se observa el intervalo de confianza del 95%. En verde se observa el intervalo de predicción del 95%.

El coeficiente paramétrico del intercepto es de aproximadamente 0.013, con un error estándar de 0.03075. A diferencia del modelo anterior, este valor no es estadísticamente significativo, ya que el valor de  $p$  asociado es de 0.668, lo que indica que, en ausencia de la influencia de la variable gravimétrica, el valor medio de  $\log(f_0)$  no es significativamente diferente de cero, lo que supone una pérdida de la capacidad predictiva cuando los valores de gravimetría son más bajos. Esto podría explicarse con el hecho de que los “fondos” o valles en gravimetría normalizada no implican necesariamente un aumento mayor de la profundidad de los valles si no que hacen referencia a contrastes de densidad.

El término suave asociado a la variable gravimétrica es altamente significativo, con un valor de  $p$  de  $1.8 \times 10^{-7}$ , lo que indica una relación no lineal fuerte entre las variables. El número de grados efectivos de libertad (edf) es de 2.48, lo que sugiere una relación compleja con cierta curvatura en la forma del ajuste, en lugar de una simple línea recta.

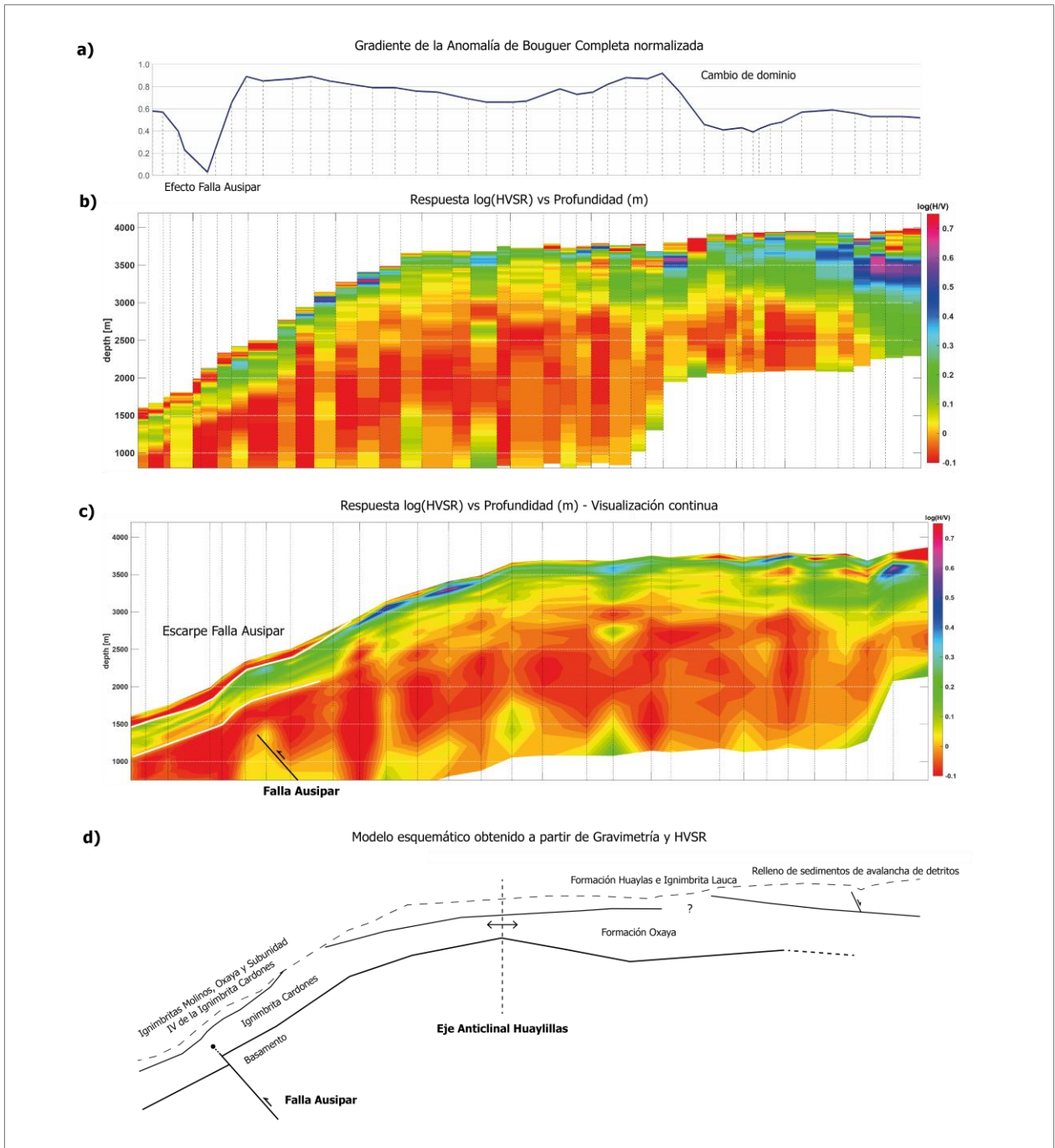
En términos de la calidad del ajuste, el modelo explica aproximadamente el 57.6% de la variabilidad total de la variable  $\log(f_0)$ , según el  $R^2$  ajustado, lo que indica un ajuste moderado a fuerte. Además, la desviación explicada es del 60.1%, lo que refuerza la idea de que el modelo es capaz de capturar una proporción significativa de la variabilidad en los datos y, en general, la gravimetría predice mejor la respuesta HVSR en comparación a la capacidad de predicción del HVSR sobre la gravimetría. En este sentido, los resultados del modelo muestran una mejora en la capacidad predictiva en comparación con modelos lineales simples, evidenciando la naturaleza no lineal entre las variables.

La comparación entre los dos modelos GAM indica que el modelo donde la gravimetría predice al logaritmo de la frecuencia fundamental tiene un mejor ajuste, explicando un porcentaje mayor de la variabilidad ( $R^2$  ajustado) y la desviación total. Sin embargo, el modelo donde  $\log(f_0)$  predice a la gravimetría presenta un menor error de predicción (GCV igual a 0.026), en comparación con el GCV de 0.044 del modelo inverso. Esto podría explicarse con el hecho de que el primer modelo podría estar capturando más de una relación lineal, una asociada a velocidades de onda mayores (P1-P28) y otra a un dominio de velocidades menores (P29-P43). En este sentido, las predicciones pueden ajustarse con un menor error, pero el hecho de considerar dos familias con tendencias

estadísticamente diferentes en una regresión podría disminuir la capacidad de explicar la variabilidad general del sistema. Por ello, el segundo modelo, aunque con un error mayor producto de utilizar un mayor número de grados efectivos de libertad puede explicar aproximadamente un 20% más de la variabilidad general del sistema.

En resumen, los resultados de las matrices de correlaciones, las regresiones lineales y los modelos GAM sugieren con alta certeza que la respuesta HVSR está directamente influenciada por las características estratigráficas del subsuelo y son interpretables.

Finalmente, la integración de los resultados del método HVSR con la respuesta gravimétrica se exponen en la figura 6.19.



**Figura 6.19 Integración de resultados de campaña de sismica pasiva y datos de gravimetría.** a) Perfil Gravimetría CBA normalizada. b) Respuesta  $\log(\text{HVSr})$  en profundidad (escala modificada: valores entre 0 y 0.1 en rojo). c) Respuesta  $\log(\text{HVSr})$  en profundidad (visualización continua; en blanco se observa el escarpe producido por la Falla Ausipar, la deformación aparenta ser continua por el modo en que se extrapolan las frecuencias). d) Modelo esquemático obtenido a partir del método HVSr y Gravimetría.

## 7 CONCLUSIÓN

### 7.1 MÉTODO HVSR COMO HERRAMIENTA DE EXPLORACIÓN

El método HVSR es ampliamente reconocido como una técnica eficiente en la exploración geofísica, especialmente por su capacidad para analizar estructuras subsuperficiales a partir del ruido sísmico ambiental. Sin embargo, su efectividad varía dependiendo del contexto geológico y del propósito de la investigación, especialmente si nos referimos a prospecciones a gran escala sobre suelos más rígidos o detección de reflectores relativamente profundos sobre cuencas sedimentarias en zonas poco extensas.

Esto se debe a que el método HVSR se ve influenciado por la complejidad de la estratigrafía local. Por ejemplo, en áreas donde los materiales presentan fuertes contrastes de impedancia entre capas, como ocurre en la transición entre depósitos sedimentarios blandos y unidades rígidas, el método puede generar *peaks* claros y definidos que permiten identificar límites estratigráficos. Sin embargo, en casos de una estratigrafía más compleja, como puede ser la presencia de capas interdigitadas de diferentes litologías o unidades con transiciones graduales, la interpretación de los espectros puede ser más ambigua y llevar a resultados menos precisos.

Por ello, una de las principales fortalezas del método HVSR radica en su capacidad para identificar basamentos subyacentes cubiertos por depósitos sedimentarios. La diferencia en las propiedades mecánicas y densidades entre estos dos dominios genera un contraste de impedancia significativo, lo que facilita la interpretación de la profundidad al basamento. Sin embargo, cuando las coberturas consisten en rocas más rígidas, como sedimentarias consolidadas o volcanoclásticas, el contraste puede disminuir y ser menos evidente, llegando a dificultar bastante la detección de estos límites. En estos casos, la efectividad del método puede reducirse, lo que subraya la necesidad de considerar el tipo de material que compone las coberturas al evaluar los resultados.

En aplicaciones regionales, el HVSR se enfrenta a desafíos asociados con la heterogeneidad lateral de las unidades geológicas. La variación en propiedades como la densidad y la rigidez a lo largo de extensas áreas puede generar inconsistencias en los resultados obtenidos únicamente con el método HVSR. Por ello, es esencial respaldar este método con técnicas complementarias como la

gravimetría (Fores *et al.*, 2016; Özdağ & Gönenç, 2020), que permite captar cambios laterales en densidad con mayor precisión. La integración de múltiples métodos geofísicos no solo mejora la calidad de los modelos, sino que también ayuda a reducir la incertidumbre en interpretaciones regionales.

Por otro lado, la densidad de estaciones también es un punto a considerar. En general, el método HVSR demuestra un alto grado de eficacia en estudios localizados, donde la distancia entre estaciones es menor. En este sentido, la proximidad entre estaciones permite captar con mayor detalle las variaciones locales en la estructura del subsuelo, lo que es particularmente útil en la detección de heterogeneidades estructurales. Además, la reducción de la distancia entre estaciones contribuye a minimizar las interpolaciones y errores asociados con la distribución espacial de los datos.

Por último, y a pesar de las limitaciones inherentes a la caracterización geológica sin información directa de sondajes, el análisis de frecuencias proporcionado por el HVSR permite identificar heterogeneidades estructurales con relativa precisión. Estas heterogeneidades, detectadas a través de variaciones en los *peaks* espectrales, pueden estar asociadas con cambios en la composición, rigidez o densidad de las capas subsuperficiales. Aunque no reemplaza la información obtenida de sondeos directos, el HVSR es una herramienta valiosa para la generación de hipótesis preliminares y la planificación de investigaciones más detalladas, siendo especialmente útil en etapas menos avanzadas de exploración.

## 8 REFERENCIAS

- Anbazhagan, P., Uday, A., Moustafa, S. S., & Al-Arifi, N. S. (2016). Correlation of densities with shear wave velocities and SPT N values. *Journal of Geophysics and Engineering*, 13(3), 320-341.
- Barnaba, C., Marellò, L., Vuan, A., Palmieri, F., Romanelli, M., Priolo, E., & Braitenberg, C. A. R. L. A. (2010). The buried shape of an alpine valley from gravity surveys, seismic and ambient noise analysis. *Geophysical Journal International*, 180(2), 715-733.
- Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M., & Bard, P. Y. (2008). Effects of Love waves on microtremor H/V ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 288-300.
- Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.
- Cajal, Y., & Rabbia, O. (2015). *Criterios para definir blancos de exploración en la extensión norte (18-21°S) de la franja Eocena-Oligocena del extremo norte de Chile*. En *Actas del XIV Congreso Geológico Chileno*. La Serena, Chile.
- Castellaro, S., Mulargia, F., & Bianconi, L. (2005). Passive seismic stratigraphy: a new efficient, fast and economic technique. *Geologia Tecnica & Ambientale*, 3, 76-102.
- Chatzis, N., Papazachos, C., Theodoulidis, N., Hatzidimitriou, P., Vougioukalakis, G., Paulatto, M., ... & Ventouzi, C. (2022). Metamorphic bedrock geometry of Santorini using HVSR information and geophysical modeling of ambient noise and active-source surface-wave data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 432, 107692.
- Cheng, K., Wu, H., Fang, Y., & Wu, Q. (2023). Experimental study on shear wave velocity of sand-gravel mixtures considering the effect of gravel content. *Frontiers in Earth Science*, 10, 1076098.
- Christensen, N. I., & Stanley, D. (2003). Seismic velocities and densities of rocks. En *International geophysics* (Vol. 81, pp. 1587-1594). Academic Press.
- Di Donato, M., & Castellaro, S. (2024). Performance of different ANNs in microtremor H/V peak classification. *Seismological Research Letters*, 95(6), 3722-3736.
- Fores, B., Champollion, C., Mainsant, G., Albaric, J., & Fort, A. (2018). Monitoring saturation changes with ambient seismic noise and gravimetry in a karst environment. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1-12.
- García, M., Hérail, G., & Charrier, R. (1999). Age and structure of the Oxaya anticline: a major feature of the Miocene compressive structures of northernmost Chile. In *Proceedings of the International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG)* (Vol. 4).

- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J. & Hérail, G. (2004). Hoja Arica: Región de Tarapacá. *Carta Geológica de Chile Serie Geología básica*, 84, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- García, M., Riquelme, R., Farías, M., Hérail, G., & Charrier, R. (2011). Late Miocene–Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing?. *Journal of the Geological Society*, 168(4), 1047-1060.
- García, M., Clavero, J., & Gardeweg, M. (2012). Cartas Visviri y Villa Industrial, Región de Arica y Parinacota. *Carta Geológica de Chile Serie Geología básica*, 135-136, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- García, M., MaksaeV, V., Townley, B., & Dilles, J. (2017). Metallogeny, structural evolution, post-mineral cover distribution and exploration in concealed areas of the northern Chilean Andes. *Ore Geology Reviews*, 86, 652-672.
- Gercek, H. (2007). Poisson's ratio values for rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(1), 1-13.
- Ji, S., Wang, Q., & Li, L. (2019). Seismic velocities, Poisson's ratios and potential auxetic behavior of volcanic rocks. *Tectonophysics*, 766, 270-282.
- Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228-241.
- Komazawa, M., Morikawa, H., Nakamura, K., Akamatsu, J., Nishimura, K., Sawada, S., ... & Onalp, A. (2002). Bedrock structure in Adapazari, Turkey—a possible cause of severe damage by the 1999 Kociaeli earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(9-12), 829-836.
- Lattanzi, G., Castellaro, S., & Di Donato, M. (2023). On the time-stability of resonance frequencies in deep basins. *Geophysical Journal International*, 234(3), 1870-1884.
- Li, C., Yao, H., Yang, Y., Luo, S., Wang, K., Wan, K., ... & Liu, B. (2020). 3-D shear wave velocity structure in the shallow crust of the Tan-Lu fault zone in Lujiang, Anhui, and adjacent areas, and its tectonic implications. *Earth and Planetary Physics*, 4(3), 317-328.
- MoHo s.r.l. (2020). *Tromino® Blue Portable ultra-light acquisition system for seismic noise and vibrations User's Manual*. Recuperado de <https://www.moho.world>.
- MoHo s.r.l. (2023). *HeeVee: Software for H/V and Vs contouring. User's manual*. Recuperado de <https://www.moho.world>.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).

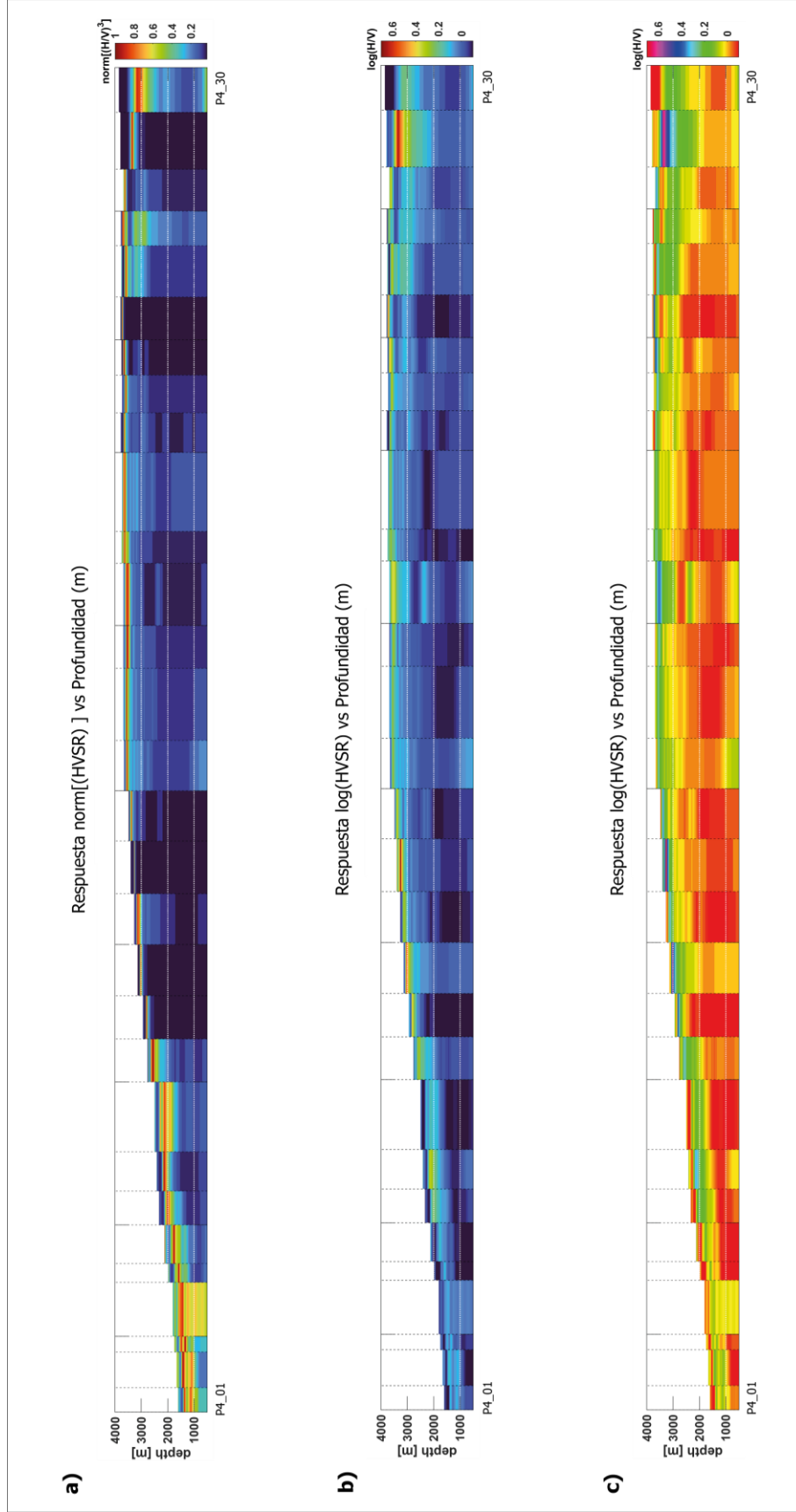
- Nishio, S. Y., & Tamaoki, K. (1988). Measurement of shear wave velocities in diluvial gravel samples under triaxial conditions. *Soils and Foundations*, 28(2), 35-48.
- Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of ambient noise (Part 2). *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Noguchi, T., & Nishida, R. (2002). Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly. *Journal of natural disaster science*, 24(1), 1-13.
- Nunziata, C., Mele, R., & Natale, M. (1999). Shear wave velocities and primary influencing factors of Campi Flegrei–Neapolitan deposits. *Engineering geology*, 54(3-4), 299-312.
- Okada, H., & Suto, K. (2003). *The microtremor survey method*. Society of Exploration Geophysicists.
- Özdağ, Ö. C., & Gönenç, T. (2020). Modeling stratigraphic structure of Menemen Plain-Izmir/Turkey by microgravity, passive seismic methods and examining its behavior under earthquake effect. *Journal of Applied Geophysics*, 182, 104175.
- Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., & Poli, P. (2016). Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Engineering geology*, 201, 57-66.
- Platzman, E. S., Sparks, R. S. J., & Cooper, F. J. (2020). Fabrics, facies, and flow through a large-volume ignimbrite: Pampa De Oxaya, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 82, 1-19.
- Petford, N. (2003). Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 399-427.
- Petrosino, S., Damiano, N., Cusano, P., Di Vito, M. A., de Vita, S., & Del Pezzo, E. (2012). Subsurface structure of the Solfatara volcano (Campi Flegrei caldera, Italy) as deduced from joint seismic-noise array, volcanological and morphostructural analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(7).
- Sgattoni, G., & Castellaro, S. (2020). Detecting 1-D and 2-D ground resonances with a single-station approach. *Geophysical Journal International*, 223(1), 471-487.
- Sgattoni, G., Lattanzi, G., & Castellaro, S. (2023). An experimental approach to unravel 2D ground resonances: application to an alluvial-sedimentary basin. *Earth, Planets and Space*, 75(1), 74.
- Sgattoni, G., Morelli, C., Lattanzi, G., Castellaro, S., Cucato, M., Chwatal, W., & Mair, V. (2024). Geophysical Investigation and 3D Modeling of Bedrock Morphology in an Urban Sediment-Filled Basin: The Case of Bolzano (Northern Italy). *Pure and Applied Geophysics*, 1-23.
- Sylvette, B. C., Cécile, C., Pierre-Yves, B., Fabrice, C., Peter, M., Jozef, K., & Fäh, D. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2), 827-837.

- Tuan, T. T., Scherbaum, F., & Malischewsky, P. G. (2011). On the relationship of peaks and troughs of the ellipticity (H/V) of Rayleigh waves and the transmission response of single layer over half-space models. *Geophysical Journal International*, 184(2), 793-800.
- van Zalinge, M. E., Sparks, R. S. J., Cooper, F. J., & Condon, D. J. (2016). Early Miocene large-volume ignimbrites of the Oxaya Formation, Central Andes. *Journal of the Geological Society*, 173(5), 716-733.
- van Zalinge, M. E., Sparks, R. S. J., Evenstar, L. A., Cooper, F. J., Aslin, J., & Condon, D. J. (2017). Using ignimbrites to quantify structural relief growth and understand deformation processes: Implications for the development of the Western Andean Slope, northernmost Chile. *Lithosphere*, 9(1), 29-45.
- van Zalinge, M. E., Cashman, K. V., & Sparks, R. S. J. (2018). Causes of fragmented crystals in ignimbrites: a case study of the Cardones ignimbrite, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 80, 1-15.
- Villela, D., & Cantallopts, J. (2016). Franjas metalogénicas de los Andes Centrales: blancos clave para la exploración minera. *Informe Comisión Chilena del Cobre (Chile). Dirección de Estudios y políticas públicas.*
- Wood, S. N. (2017). *Generalized additive models: an introduction with R.* Chapman and Hall/CRC.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., & Seyfried, H. (2002). Evolution of the West Andean Escarpment at 18° S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, 345(1-4), 183-198.
- Xiang, D. (2001). Fitting generalized additive models with the GAM procedure. In *SUGI Proceedings* (pp. 256-326). Cary NC: SAS Institute, Inc..
- Zaenudin, A., Farduwin, A., & Darmawan, G. I. B. (2024). Shear wave velocity model using HVSR inversion beneath Bandar Lampung City. *Earthquake Science*, 37(4), 337-351.

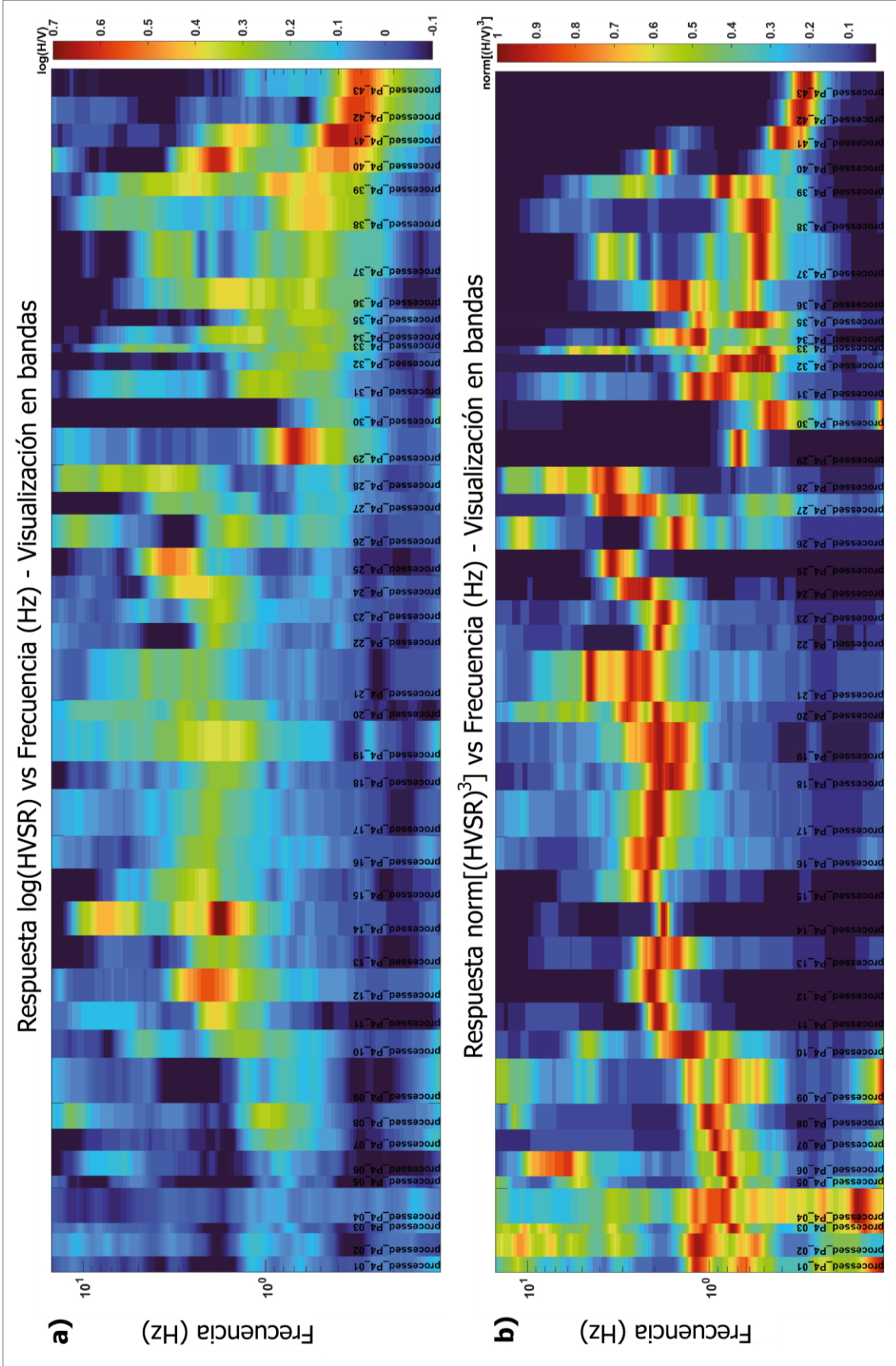
**ANEXOS**

## ÍNDICE DE ANEXOS

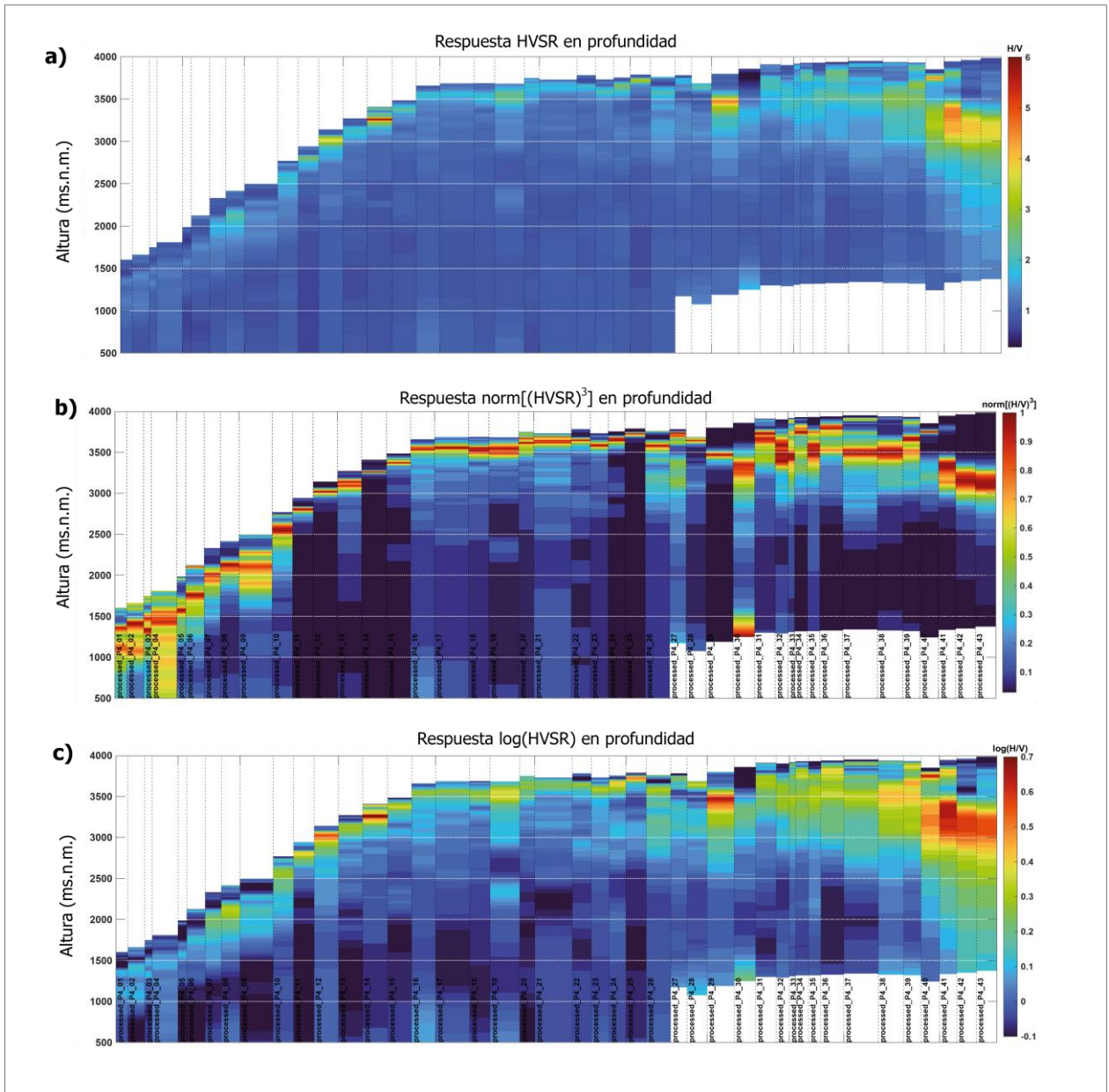
<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
1	Respuesta HVSR en profundidad (sin exageración vertical)	
2	Respuesta HVSR frecuencia desde P4_01 a P4_43	
3	Respuesta HVSR en profundidad (estaciones P4_01 – P4_43)	
4	Tabla de valores utilizados en análisis estadísticos	
5	Respuesta modelo GAM I	
6	Respuesta modelo GAM II	



**Anexo 1 Respuesta HVSr en profundidad (sin exageración vertical).** a) Respuesta norm[(HVSr)<sup>3</sup>] en profundidad. b) Respuesta log(HVSr) en profundidad. c) Respuesta log(HVSr) en profundidad (escala modificada: valores entre 0 y 0.1 en rojo).



Anexo 2 Respuesta HVSR frecuencia desde P4\_01 a P4\_43. a) Respuesta log(HVSR). b) Respuesta norm[(HVSR)<sup>3</sup>].



Anexo 3 Respuesta HVSR en profundidad (estaciones P4\_01 – P4\_43).

**Anexo 4      Tabla de valores utilizados en análisis estadísticos.**

<i>Estación</i>	<i>log(f0)</i>	<i>Gradiente de Anomalía de Bouguer Completa normalizada</i>
<i>PI_01</i>	0.072	0.580
<i>PI_02</i>	0.064	0.570
<i>PI_03</i>	0.017	0.400
<i>PI_04</i>	-0.076	0.230
<i>PI_05</i>	-0.125	0.030
<i>PI_06</i>	-0.076	0.240
<i>PI_07</i>	-0.036	0.660
<i>PI_08</i>	0.009	0.890
<i>PI_09</i>	-0.108	0.850
<i>PI_10</i>	0.097	0.870
<i>PI_11</i>	0.272	0.890
<i>PI_12</i>	0.310	0.850
<i>PI_13</i>	0.279	0.820
<i>PI_14</i>	0.255	0.790
<i>PI_15</i>	0.342	0.790
<i>PI_16</i>	0.305	0.760
<i>PI_17</i>	0.279	0.750
<i>PI_18</i>	0.201	0.690
<i>PI_19</i>	0.272	0.660
<i>PI_20</i>	0.283	0.660
<i>PI_21</i>	0.348	0.670
<i>PI_22</i>	0.274	0.780
<i>PI_23</i>	0.260	0.730
<i>PI_24</i>	0.398	0.750
<i>PI_25</i>	0.531	0.820
<i>PI_26</i>	0.179	0.880
<i>PI_27</i>	0.505	0.870
<i>PI_28</i>	0.548	0.920
<i>PI_29</i>	-0.167	0.750
<i>PI_30</i>	-0.420	0.460
<i>PI_31</i>	-0.337	0.410
<i>PI_32</i>	-0.337	0.430
<i>PI_33</i>	-0.301	0.390
<i>PI_34</i>	-0.276	0.420
<i>PI_35</i>	-0.301	0.460
<i>PI_36</i>	-0.260	0.480
<i>PI_37</i>	-0.292	0.570
<i>PI_38</i>	-0.268	0.590
<i>PI_39</i>	-0.260	0.560
<i>PI_40</i>	-0.420	0.530
<i>PI_41</i>	-0.409	0.530
<i>PI_42</i>	-0.509	0.530
<i>PI_43</i>	-0.553	0.520

```

Family: gaussian
Link function: identity

Formula:
regression_DB$CBA ~ s(regression_DB$logHVSr, sp = 1.4)

Parametric coefficients:
      Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  0.62860    0.02375   26.46  <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Approximate significance of smooth terms:
              edf Ref.df    F p-value
s(regression_DB$logHVSr) 2.054  2.601 12.48 2.63e-05 ***
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

R-sq.(adj) = 0.425  Deviance explained = 45.3%
GCV = 0.026118  Scale est. = 0.024263  n = 43

```

#### Anexo 5 Respuesta coeficientes modelo GAM I

```

Family: gaussian
Link function: identity

Formula:
regression_DB$logHVSr ~ s(regression_DB$CBA, sp = 1.4)

Parametric coefficients:
      Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  0.01328    0.03075   0.432  0.668

Approximate significance of smooth terms:
              edf Ref.df    F p-value
s(regression_DB$CBA) 2.48  3.101 17.11 1.8e-07 ***
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

R-sq.(adj) = 0.576  Deviance explained = 60.1%
GCV = 0.044252  Scale est. = 0.040671  n = 43

```

#### Anexo 6 Respuesta coeficientes modelo GAM II