



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

TÉCNICAS DE SÍSMICA PASIVA HVSR APLICADAS A LA GEOTECNIA.

**Aplicación al estudio de Movimientos en Masa en la
Planificación Territorial e Infraestructura Civil en
Ecuador**

TESIS DOCTORAL

Olegario Martín Alonso Pandavenes

Director:

Francisco Javier Torrijo Echarri

ESCUELA DE DOCTORADO.

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

**PROGRAMA DE DOCTORADO DE INFRAESTRUCTURAS DE
TRANSPORTE Y TERRITORIO**

Enero 2024

Dedicatoria

A ti, per tar ende, anque yá nun teas.

A elles, per ser una parte de min.

A vos que faltaisme pa veme...

Declaración de obra original

Yo, Olegario Martín Alonso Pandavenes, como autor de la presente tesis doctoral, declaro lo siguiente:

He leído el documento relativo a la Normativa de los Estudios de Doctorado en la Universitat Politècnica de València, aprobada por el Consejo de Gobierno el 15 de diciembre del 2011 y publicada en el B.O.U.P.V. N° 54, la cual está modificada por acuerdo de la Comisión de Doctorado del 9 de abril del 2013 (aprobada el 25 de abril del 2013) y la documentación relacionada con respecto a la presentación de la Tesis Doctoral en modalidad de compendio de artículos y los derechos de autor.

Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras o los materiales de otros autores. Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

En los trabajos publicados conjuntamente con otros autores el diseño de la investigación, toma de datos, procesado y análisis de resultados ha sido obra mía y los coautores presentes en los mismos han contribuido con mejoras o revisiones a los mismos. En las tres publicaciones presentadas el autor correspondiente y el que ha presentado y respondido a los editores y pares de revisión he sido yo en todo momento.

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la Universitat Politècnica de València y a los procesos de revisión establecidos por la misma.

Nombre: Olegario Martín Alonso Pandavenes

Fecha 17-08-2023

Con respecto a los tres artículos o publicaciones presentadas en esta Tesis y que componen la parte principal de la misma se declara que:

- He sido el promotor de las ideas de investigación y análisis, validadas por mi director de Tesis.
- He sido el diseñador de las campañas geofísicas empleadas, tanto en las técnicas como en el número de ensayos a aplicar. Siendo el responsable y el coordinador de la toma de datos de campo, así como el ejecutor de estos ensayos con la colaboración esporádica de algún colega que me acompañó.
- He procesado los datos de campo y he corroborado su validez para el uso y diseño de las metodologías empleadas.
- He analizado los datos y los resultados, validando la metodología aplicada en cada investigación.
- He escrito el 95% de los artículos con la colaboración de mi director de Tesis y la de los diferentes coautores.
- He sido el autor correspondiente con el que la Revista y los Editores se han contactado y he respondido a todas las cuestiones planteadas por los Revisores en el análisis por pares.
- He obtenido la autorización oportuna de los demás participantes y coautores de los artículos para su uso en esta Tesis Doctoral y su renuncia expresa a que sean empleados en otras Tesis Doctorales.

Nombre: Olegario Martín Alonso Pandavenes

Fecha 17-08-2023

Agradecimientos

Primeru'l tou, a ti, Xavi.

Ensin ti esto nun empecipiara, nin rematara.

Anque foi una encerrona n'una nuechi perguapa de cerveces, rises y apuestas, les enseñances del mio pá fueron les que me ficiéron llograr equí.

Les apuestas páganse, sí o sí, mesmu que la xeotecnia.

Nun hai segundos, nin terceros, porque per ende, ehí, tan toos
y son muchos más. Ye pa nun quedar mal.

Pero estimo a tolos que tuvieron al mio llau, aidándome, sofitándome y aguantándome. Y falando de sofitu, esto ñacio, creció y acabose ensin cuartos de naide. Costome hores, trabayu y dineros y d'algunos collacios que dieronme la oportunidá d'usar lo que yera d'ellos.

Y eso, estimo mucho.

Y d'últimes, a esa migaya d'Ecuador y personines alrededor mui que m'acoyó y siguen acoyéndome, prestándome asgaya. Nun mires pa otru llau, yes esi cachín de min.

Llegan tiempos nuevos, tiempos salvajes...

Resumen

Título de la tesis en español:

**TÉCNICAS DE SÍSMICA PASIVA HVSR APLICADAS A LA GEOTECNIA.
Aplicación al estudio de Movimientos en Masa en la Planificación Territorial,
Edificaciones e Infraestructura Vial en Ecuador**

El movimiento en masa de un terreno (deslizamiento) es uno de los riesgos naturales y socio-económicos que más trascendencia tiene, tanto en la actividad humana como en la posible afectación a vidas humanas. En Ecuador, sobre todo en la época de lluvias (una de las dos estaciones de que se compone el clima en casi todo el territorio), este tipo de eventos supone una de las mayores preocupaciones y situaciones de peligro a lo largo de todo su territorio.

El estudio de los deslizamientos supone una inversión importante cuando se trata de enfrentarlo aplicando perforaciones o sondeos mecánicos (con o sin monitorización incluida). Sin embargo, desde hace ya unas décadas, la implementación de técnicas geofísicas en estas investigaciones, y sobre todo en la determinación de la superficie de ruptura, ha permitido reducir los costes y obtener información más amplia correlacionada con estas técnicas directas. No obstante, el empleo de técnicas geofísicas de forma única en los estudios geológicos y geotécnicos de estos fenómenos, precisa de la combinación de varios métodos, de manera que se pueda obtener un modelo geofísico (y geológico) ajustado y lo más preciso posible.

Las técnicas geofísicas del método sísmico son unas de las más empleadas en los estudios de deslizamientos y, en concreto, las técnicas de sísmica pasiva se han venido aplicando recientemente con éxito. La técnica de cociente espectral (HVSR), que Nakamura definió a finales de los años 80, trata de la medida del ruido ambiental (de forma pasiva) mediante un sistema sencillo de tres geófonos orientados en las tres direcciones del espacio.

Si bien esta técnica está ampliamente admitida en la definición del periodo de vibración del terreno (en estudios de microzonificación sísmica e interacción suelo-estructura), su aplicación en otros campos es aún restringida. Esto es debido, principalmente a su alcance y capacidad de definición de los materiales en profundidad que parte de un modelo básico de dos capas. Sin embargo, aprovechando esta característica en el presente trabajo se ha desarrollado su aplicación al estudio y determinación de la superficie de ruptura de algunos deslizamientos en Ecuador.

Se ha partido de los resultados obtenidos en estudios de la determinación de un basamento en la zona de la Presa de San Marcos (Cayambe, provincia de Pichincha) donde la aplicación de

la técnica HVSR ha permitido establecer y delinear el substrato rocoso en una zona profunda (más de 80 m) conformada por rellenos de valle sobre un basamento rocoso compacto. Esto se ha podido realizar mediante la correlación de las frecuencias naturales de vibración del terreno y la información obtenida en perforaciones que alcanzaron dicho substrato. Este estudio también permitió definir estructuras tectónicas en dicho entorno.

Estos resultados fueron transferidos al estudio de dos deslizamientos de características diferentes. Por una parte, en la zona de Pujilí (provincia de Cotopaxi) se investigó un deslizamiento sobre materiales similares en los deslizados y en los estáticos. En este caso, el contraste de impedancias (algo menor que en el caso anterior) permitió diferenciar la superficie de ruptura que se encontraría en relación con esta variación (cambios en la velocidad sísmica y la densidad de los materiales). También se pudo identificar zonas de inestabilidad potencial (áreas de continuación del movimiento) y establecer compartimentaciones y fracturas interiores en la masa en movimiento (a partir de la directividad de la vibración), relacionadas con las tensiones internas de la misma. La aplicación de las técnicas pasivas se respaldó mediante perfiles de sísmica activa (con las técnicas de refracción y MASW) para obtener un estudio en dos dimensiones de la zona del deslizamiento, aplicando la relación entre la frecuencia natural del terreno y la velocidad de la onda de corte para los materiales en movimiento.

El otro caso reflejado en esta Tesis ha sido el deslizamiento estudiado en la zona de Guarumales (provincia de Azuay) donde los materiales deslizantes se encontraban sobre un basamento compacto (rocas metamórficas). Análogamente al caso anterior, las zonas de actividad fueron analizadas y determinadas comprobándose que se relacionaban con las labores de estabilización que fueron acometidas en la zona para la habilitación de una vía de acceso a instalaciones de una central hidroeléctrica. En este caso, la metodología empleada fue similar a la seguida en la zona de Cayambe, pero basándose exclusivamente en otras técnicas geofísicas (ensayos SEV y sísmica activa).

Con todas estas investigaciones se ha podido constatar la aplicabilidad de estas técnicas geofísicas como herramientas en estudios preliminares que pueden proporcionar información espacial, con tiempos reducidos de aplicación y procesamiento y una ventaja económica importante. Estos estudios pueden ser aplicados en fases iniciales o en análisis premonitorios de estos fenómenos de remoción de masas, para ser empleados en la toma de decisiones (acciones de mitigación) y permitir la identificación de la superficie de ruptura, lo que también es un elemento de ajuste en los presupuestos de investigaciones más avanzadas o de detalle.

Abstract

Title of the thesis in English:

**HVSR PASSIVE SEISMIC TECHNIQUES APPLIED TO GEOTECHNICS.
Application to the study of Mass Movements in Territorial Planning, Buildings and
Road Infrastructure in Ecuador**

The mass movement of land (landslides) is one of the most important natural and socioeconomic risks in terms of human activities and the potential impact on people's lives. In Ecuador, especially during the rainy season (one of the two seasons that determine the weather in almost the entire country), this type of event is one of the greatest concerns and dangerous situations throughout the national territory.

The study of landslides represents a significant investment when it comes to dealing with them by applying drilling or mechanical surveys (with or without monitoring). However, for several decades, the use of geophysical techniques in these investigations, especially in determining the rupture surface, has allowed reducing costs and obtaining more comprehensive information that correlates with these direct techniques. However, using geophysical techniques as a unique implementation in the geological and geotechnical studies of these phenomena requires the combination of several methods, to obtain an adjusted and most accurate geophysical (and geological) model.

The geophysical techniques of the seismic method are some of the most used in landslide studies; specifically, passive seismic techniques have been applied recently with success. The technique of spectral quotient (HVSR), which Nakamura defined at the end of the 80s, deals with the measurement of environmental noise (passively) employing a simple system of three geophones oriented in the three directions of space.

Although this technique is widely accepted in the definition of the ground vibration period (in studies of seismic microzonation and soil-structure interaction), its application in other fields is still restricted. That is mainly due to its scope and ability to define materials in depth, which starts from a basic two-layer model. However, taking advantage of this characteristic in the present work, its application to the study and determination of the rupture surface of some landslides in Ecuador has been developed.

It has been based on the results obtained in studies of the determination of a basement in the area of the San Marcos Dam (Cayambe, Pichincha province) where the application of the HVSR technique has allowed to establish and delineate the rocky substrate in a deep area (more than

80 m), made up of valley fills on a compact rocky basement. That has been possible through the correlation of the natural vibration frequencies of the ground and the information obtained in perforations that reached said substrate. This study also made it possible to define tectonic structures in this environment.

These results were transferred to the study of two landslides with different characteristics. On the one hand, in the Pujilí area (Cotopaxi province), a landslide was investigated on similar materials in the landslides and the static ones. In this case, the impedance contrast (somewhat less than in the previous case) allowed us to differentiate the rupture surface that would be found in relation to this variation (changes in seismic velocity and material density). It was also possible to identify areas of potential instability (continuation areas of movement) and to establish compartments and internal fractures in the moving mass (based on the directivity of the vibration) related to its internal stresses. The application of passive techniques was supported by active seismic profiles (with refraction and MASW techniques) to obtain a two-dimensional study of the landslide zone, applying the relationship between the natural frequency of the terrain and the speed of the wave. cutting for moving materials.

The other case reflected in this Thesis has been the landslide studied in the Guarumales area (Azuay province), where the landslide materials were on a compact basement (metamorphic rocks). Similarly, to the previous case, the activity areas were analyzed and determined, verifying that they were related to the stabilization work that was undertaken in the area to prepare an access road to the facilities of a hydroelectric power station. In this case, the methodology used was similar to that followed in the Cayambe area but based exclusively on other geophysical techniques (VES tests and active seismic).

With all these investigations, it has been possible to verify the applicability of these geophysical techniques as tools in preliminary studies that can provide spatial information with reduced application and processing times and an important economic advantage. These studies can be applied in initial phases or in premonitory analyzes of these mass removal phenomena, to be used.

Resum

Titule de la tesi en valencià:

**TÈCNiques DE SÍSMICA PASSIVA HVSR APLICADES A LA GEOTECNIA.
Aplicació a l'estudi de Moviments en massa en Planificació Territorial, Edificacions i
Infraestructura Viària a l'Equador**

El moviment en massa d'un terreny (lliscament) és un dels riscos naturals i socioeconòmics que més transcendència té, tant en l'activitat humana com en la possible afectació a vides humanes. A l'Equador, sobretot en l'època de pluges (una de les dues estacions que es compon el clima en quasi tot el territori), aquest tipus d'esdeveniments suposa una de les majors preocupacions i situacions de perill al llarg de tot el seu territori.

L'estudi dels lliscaments suposa una inversió important quan es tracta d'enfrontar-lo aplicant perforacions o sondejos mecànics (amb o sense monitoratge inclòs). No obstant això, des de fa ja unes dècades, la implementació de tècniques geofísiques en aquestes investigacions, i sobretot en la determinació de la superfície de ruptura, ha permés reduir els costos i obtenir informació més àmplia correlacionada amb aquestes tècniques directes. No obstant això, l'ús de tècniques geofísiques de manera única en els estudis geològics i geotècnics d'aquests fenòmens, precisa de la combinació de diversos mètodes, de manera que es puga obtenir un model geofísic (i geològic) ajustat i el més precís possible.

Les tècniques geofísiques del mètode sísmic són unes de les més emprades en els estudis de lliscaments i, en concret, les tècniques de sísmica passiva s'han vingut aplicant recentment amb èxit. La tècnica de quocient espectral (HVSR), que Nakamura va definir a la fi dels anys 80, tracta de la mesura del soroll ambiental (de manera passiva) mitjançant un sistema senzill de tres geófonos orientats en les tres direccions de l'espai.

Si bé aquesta tècnica està àmpliament admesa en la definició del període de vibració del terreny (en estudis de microzonificació sísmica i interacció sòl-estructura), la seua aplicació en altres camps és encara restringida. Això és degut, principalment al seu abast i capacitat de definició dels materials en profunditat que parteix d'un model bàsic de dues capes. No obstant això, aprofitant aquesta característica en el present treball s'ha desenvolupat la seua aplicació a l'estudi i determinació de la superfície de ruptura d'alguns lliscaments a l'Equador.

S'ha partit dels resultats obtinguts en estudis de la determinació d'un basament en la zona de la Presa de Sant Marcos (Cayambe, província de Pichincha) on l'aplicació de la tècnica HVSR ha permés establir i delinear el substrat rocós en una zona profunda (més de 80 m) conformada per farciments de vall sobre un basament rocós compacte. Això s'ha pogut realitzar mitjançant la

correlació de les freqüències naturals de vibració del terreny i la informació obtinguda en perforacions que van aconseguir aquest substrat. Aquest estudi també va permetre definir estructures tectòniques en aquest entorn.

Aquests resultats van ser transferits a l'estudi de dos lliscaments de característiques diferents. D'una banda, en la zona de Pujilí (província de Cotopaxi) es va investigar un lliscament sobre materials similars en els lliscats i en els estàtics. En aquest cas, el contrast d'impedàncies (una mica menor que en el cas anterior) va permetre diferenciar la superfície de ruptura que es trobaria en relació amb aquesta variació (canvis en la velocitat sísmica i la densitat dels materials). També es va poder identificar zones d'inestabilitat potencial (àrees de continuació del moviment) i establir compartimentacions i fractures interiors en la massa en moviment (a partir de la directivitat de la vibració), relacionades amb les tensions internes d'aquesta. L'aplicació de les tècniques passives es va recolzar mitjançant perfils de sísmica activa (amb les tècniques de refracció i MASW) per a obtenir un estudi en dues dimensions de la zona del lliscament, aplicant la relació entre la freqüència natural del terreny i la velocitat de l'ona de tall per als materials en moviment.

L'altre cas reflectit en aquesta Tesi ha sigut el lliscament estudiat en la zona de Guarumales (província de Azuay) on els materials lliscants es trobaven sobre un basament compacte (roques metamòrfiques). Anàlogament al cas anterior, les zones d'activitat van ser analitzades i determinades comprovant-se que es relacionaven amb les labors d'estabilització que van ser escomeses en la zona per a l'habilitació d'una via d'accés a instal·lacions d'una central hidroelèctrica. En aquest cas, la metodologia emprada va ser similar a la seguida en la zona de Cayambe, però basant-se exclusivament en altres tècniques geofísiques (assajos SEV i sísmica activa).

Amb totes aquestes investigacions s'ha pogut constatar l'aplicabilitat d'aquestes tècniques geofísiques com a eines en estudis preliminars que poden proporcionar informació espacial, amb temps reduïts d'aplicació i processament i un avantatge econòmic important. Aquests estudis poden ser aplicats en fases inicials o en anàlisis premonitòries d'aquests fenòmens de remoció de masses, per a ser emprats en la presa de decisions (accions de mitigació) i permetre la identificació de la superfície de ruptura, la qual cosa també és un element d'ajust en els pressupostos d'investigacions més avançades o de detall.

Índice

<i>Dedicatoria</i>	I
Declaración de obra original	II
Agradecimientos	IV
Resumen	V
Abstract	VII
Resum	IX
Índice	XI
Lista de figuras	XIV
Lista de tablas	XIX
Símbolos, abreviaturas y glosario	XXI
Prólogo, a modo de presentación	1
1. Capítulo 1	4
1.1. Introducción	4
1.2. Contexto de la investigación	5
1.3. Objetivos.....	8
1.4. Metodología de la investigación	9
1.5. Contribución de la Tesis Doctoral	11
1.6. Contenido de la Tesis	13
2. Capítulo 2	15
2.1. Introducción	15
2.2. Técnicas de investigación geofísica aplicadas a los deslizamientos. Geofísica y geotecnia. 16	
2.2.1. Método Sísmico	19
2.2.2. Método Eléctrico.....	21
2.2.3. Método Electromagnético	21
2.2.4. Otros métodos geofísicos	22
2.3. Las ondas elásticas: ondas de cuerpo y superficiales	23
2.3.1. Ondas sísmicas	23
2.3.2. El ¿ruido? sísmico o ambiental	25
2.3.3. Medida del ruido sísmico. Técnicas y equipos	28
2.4. Técnica de sísmica pasiva HVSR y estado del arte.	30

2.4.1.	La técnica HVSR	31
2.4.2.	Breve estado del arte	33
2.5.	La medida y procesado de los registros HVSR	33
2.5.1.	Registro y medida de datos	33
2.5.2.	Procesado de datos. Obtención de la curva de elipticidad	36
2.5.3.	Precisión de los resultados. Curvas de elipticidad y picos	38
2.5.4.	Interpretación de los resultados procesados	39
2.5.5.	Inversión de la curva de elipticidad	39
2.5.6.	Directividad del ruido ambiental.....	41
2.6.	Parámetros geotécnicos obtenidos a partir de ensayos geofísicos	42
2.7.	Aplicaciones de los ensayos HVSR en deslizamientos	43
2.8.	La técnica HVSR en la Planificación Territorial y la Infraestructura Civil.....	45
3.	Capítulo 3	47
3.1.	Introducción	47
3.2.	Entorno geográfico y marco geológico	48
3.3.	Proyecto de construcción y estudios previos	51
3.4.	Investigación geofísica	53
3.5.	Interpretación de los datos de campo	56
3.6.	Análisis de los resultados	61
4.	Capítulo 4	67
4.1.	Introducción	67
4.2.	Situación y antecedentes	70
4.2.1.	Situación geográfica	70
4.2.2.	Antecedentes y estudios geofísicos.....	71
4.3.	Geología de la zona.....	74
4.4.	Metodología e investigación geofísica	76
4.4.1.	Prospección geofísica	76
4.4.2.	Metodología aplicada	78
4.5.	Resultados	80
4.5.1.	Técnica de refracción sísmica	80
4.5.2.	Técnica Sísmica MASW.....	82
4.5.3.	Técnica de sísmica pasiva HVSR.....	83
4.5.4.	Ensayos geoelectrónicos SEV	84
4.6.	Discusión.....	87
4.6.1.	Integración y cálculo de datos.....	87
4.6.2.	Análisis de correlación y confiabilidad de datos	95
5.	Capítulo 5	98
5.1.	Introducción	98
5.2.	Entorno geográfico y marco geológico	101
5.3.	Antecedentes y métodos	104
5.3.1.	Métodos geofísicos	104
5.3.2.	Metodología de investigación	107

5.3.3. Técnicas sísmicas activas	108
5.3.4. Levantamientos sísmicos pasivos con técnica HVSR	109
5.3.5. Índice de Vulnerabilidad (K_g)	110
5.4. Resultados y análisis de los datos	111
5.4.1. Refracción sísmica. Modelo de velocidad de compresión (V_p)	111
5.4.2. Técnica MASW. Distribución de la velocidad V_s y definición del modelo de restricción	112
5.4.3. Resultados de datos HVSR. Determinación de la frecuencia natural (f_0)	114
5.4.4. Inversión de la curva de elipticidad	117
5.4.5. Cálculo de espesores.....	118
5.4.6. Valores de directividad (análisis del azimut)	118
5.4.7. Análisis de Índice de Vulnerabilidad (K_g)	125
5.5. Discusión.....	126
6. Capítulo 6	132
6.1. Discusión general.....	132
6.2. Limitaciones de las técnicas geofísicas de sísmica pasiva HVSR en la investigación de deslizamientos	133
6.3. Limitaciones de los modelos geofísicos a partir de ensayos HVSR y su aplicación en la investigación de deslizamientos	135
7. Capítulo 7	137
7.1. Conclusiones del Capítulo 3	138
7.2. Conclusiones del Capítulo 4	139
7.3. Conclusiones del Capítulo 5	141
7.4. Conclusiones finales	142
7.5. Líneas de investigación a seguir	143
BIBLIOGRAFÍA DE LA TESIS	145
ANEXO 1. Medidas. Datos de campo	165
ANEXO 2. Flujo del procesamiento de datos HVSR.....	186
APENDICE 1.....	189
APENDICE 2.....	224
APENDICE 3.....	249

Lista de figuras

Figura 2-1 Número de artículos publicados por tipo de material o deslizamiento (porcentajes sobre el total de artículos analizados) según las técnicas geofísicas. SEV: sondeos eléctricos verticales, TE: tomografía eléctrica, IP: polarización inducida, SIP: polarización inducida espectral, SP: potencial espontáneo, LOGS: digrafías en sondeo, GPR: georradar, FDEM: electromagnético de frecuencias, VLF-EM: EM de frecuencia baja, EM: electromagnético genérico, RMT: radio magnetotelúrico, AE: emisión acústica, SN: ruido sísmico (local y regional), SR: sísmica de refracción, SRe: sísmica de reflexión, SW: análisis de ondas espectrales, DH: <i>down-hole</i> , CH: <i>cross-hole</i> , MG: microgravimetría. Modificado de Pazzi <i>et al.</i> , 2019	18
Figura 2-2 Número de artículos publicados por tipo de material (porcentajes sobre el total de artículos analizados) según se haya empleado una o más técnicas geofísicas en la investigación del deslizamiento. En los trabajos mediante “una técnica” los tonos más oscuros indican el uso de sísmica pasiva únicamente. Modificado de Pazzi <i>et al.</i> , 2019	19
Figura 2-3 Movimiento de las partículas según los diferentes tipos de onda. Modificado de una ilustración libre de la página web del USGS (www.usgs.gov).....	24
Figura 2-4 Sensibilidad de las ondas de superficie con respecto a la frecuencia y la profundidad. Modificado de Okada y Suto (2003).....	25
Figura 2-5 Niveles de ruido sísmico de un tercio de octava para las localidades urbanas y rurales. Modificado de Albert y Decato (2017).....	28
Figura 2-6 Esquema conceptual del espectro de amplitud. Concepto de ruido (línea roja discontinua) en la adquisición de datos sísmicos convencionales (línea negra) frente a las bandas de sísmica pasiva de alta y baja frecuencia. Modificado de Gupta (2021)	29
Figura 2-7 Modelo de tres capas (izquierda) con análisis de la respuesta sísmica en los dominios del espacio-tiempo (centro) y F-k (derecha). Modificado de Gupta (2021).....	29
Figura 2-8 Conceptos de la aplicación de los cocientes espectrales (ver explicación en el texto). Modificado de Nakamura (2008)	32
Figura 2-9 Equipo de medida HVSR (marca Dolang Geophysical Ltd., modelo JEA) uno de los empleados en esta investigación. Compuesto por tres geófonos de 2.0 Hz de frecuencia natural, y donde se puede observar las picas de implantación y el nivel de precisión en la parte superior.	34
Figura 3-1 Situación del área de estudio y de la presa de San Marcos (modificado de Torres, 2008).....	49
Figura 3-2 Mapa geológico de la zona de la presa de San Marcos (adaptado de Torres, 2018)	51

Figura 3-3 Perfil longitudinal de la presa de San Marcos. Interpretación geológica en los estudios preliminares para su construcción con la posición de los ensayos HVSR (triángulos invertidos azules) y los sondeos de control o contraste utilizados en la investigación (líneas continuas rojas). Se incluye una representación simplificada de los materiales definidos en los estudios geotécnicos de la presa: sedimentos aluviales y lacustres finos (1), sedimentos gruesos y gravas de origen aluvial (2), sedimentos gruesos e intercalaciones de materiales volcánicos (3), sedimentos piroclásticos de flujos del Cayambe (4), basamento basáltico compuesto por lava volcánica de la Formación Angochagua (5), y sedimentos coluviales (6). Orientación Este-Oeste y trazado a escala 1H:2V. Adaptado del original con permiso de GADPP (2009).....52

Figura 3-4 Ubicación de los puntos de investigación ejecutados en el entorno de la presa San Marcos, valle del río Azuela. Sobre la coronación de la presa se ejecutaron los puntos: 18, 19 y 20. Los puntos 1, 4, 7, 10, 12, 14 y 17 se consideraron realizando una proyección hacia la sección transversal de análisis del valle (indicada por una línea púrpura discontinua)53

Figura 3-5 (A) Ejemplo de datos sin procesar del punto HVSR 1. En orden, las componentes N-S, E-W y Z. (B) Ejemplo de definición de ventanas a partir de los datos sin procesar aplicados en el registro del punto HVSR 2, con 48 ventanas seleccionadas (con ancho de 20 s cada una y sin solapamiento). En el procesado se aplicaron filtros a los datos crudos y a los datos filtrados. Componentes N-S, E-W y Z en orden de arriba a abajo. (C) Equipo utilizado en esta investigación instalado en el punto HVSR 1956

Figura 3-6 Resultados del procesamiento de ensayos HVSR y análisis del cociente espectral H/V en seis puntos seleccionados. Las líneas continuas en negro son las curvas de elipticidad y las discontinuas su desviación estándar. Las bandas grises muestran la frecuencia fundamental de vibración (centro) y su desviación estándar (el ancho de las barras grises).57

Figura 3-7 Curva de ajuste del tipo $Z = a f_o^b$ para los datos representados en la Tabla 3-260

Figura 3-8 Representación logarítmica de la relación de f_o frente al espesor de sedimentos depositados sobre el basamento, indicados en la Tabla 3-262

Figura 3-9 Sección transversal del valle del Azuela por la base de la presa, obtenida tras la aplicación de la técnica sísmica HVSR. La posición del basamento (lavas de la Fm. Angochagua) obtenida en este estudio se encuentra indicada mediante una línea negra continua y la trama de color. Se ha mantenido, como comparación, la sección de interpretación de construcción, representada en línea discontinua. Las líneas azules verticales representan la profundidad para cada punto HVSR medido y las de trazos y puntos son valores de los ensayos HVSR proyectados sobre la sección. Los sondeos empleados están en color rojo (indicando su profundidad hasta el basamento). Referencia de escala: 1H:2V63

Figura 4-1 Situación de la zona de investigación. El círculo amarillo muestra la posición del deslizamiento afectando a la carretera de acceso a las instalaciones de la C.H. Sopladora. Modificado de Google Earth (2022) y Bing Maps (2022).70

Figura 4-2 Vista de la parte media del área del deslizamiento investigado donde la carretera fue afectada (cortada) y reconstruida empleando muros de contención de tierra armada. En esta zona, el deslizamiento se encuentra aún propenso a continuar con una tasa de desplazamiento

baja, según los técnicos de CELEC-EP. Se puede observar también la fuerte pendiente que domina todo el entorno.	71
Figura 4-3 Mapa geológico regional con indicación de la zona de estudio (círculo amarillo) donde se muestra la tendencia y el rumbo general de los materiales y formaciones presentes en el entorno. Modificado de Urgilez Vinueza <i>et al.</i> (2020).	75
Figura 4-4 Mapa de ubicación de los ensayos (Norte ligeramente girado hacia la izquierda). Se ha indicado el área del deslizamiento (línea discontinua azul). Los ensayos HVSR están señalados por un punto negro, los SEV por un triángulo en amarillo y las líneas rojas indican la posición de los perfiles sísmicos (refracción y MASW, hechos ambos sobre la misma posición). Modificado de Bing Maps (2022).	77
Figura 4-5 Interpretación en 2D de los perfiles de sísmica de refracción y los valores de V_p obtenidos (en azul). Superpuestos se muestran los resultados de los ensayos MASW (1D, aplicado en el centro del perfil) con la distribución de la V_s (línea roja quebrada). Ambos perfiles están realizados sobre la misma alineación.	81
Figura 4-6. Ejemplo de procesamiento de datos de seis ensayos HVSR seleccionados pertenecientes a diferentes zonas del área de estudio. Los dos primeros (puntos HS1 y HS3) se corresponden con puntos de control (aplicados en la misma posición que los ensayos SEV 1 y SEV3). Las líneas negras continuas son la curva de elipticidad y las discontinuas, su desviación estándar; mientras que las barras grises indican la posición de la frecuencia fundamental y la desviación estándar obtenida en cada punto.	84
Figura 4-7 Columnas geoeléctricas de los resultados obtenidos en la interpretación de los ensayos SEV (en Ohm.m). Los rectángulos rojos indican las capas de sedimentos depositadas sobre el basamento, y los azules muestran los niveles geofísicos con elevada humedad o saturación de agua.	86
Figura 4-8 Correlación empírica establecida entre los SEV (espesor de sedimentos, en metros) y las frecuencias fundamentales HVSR (f_0 , en hertzios) según la Tabla 4-3.	88
Figura 4-9 Mapa de isopacas (espesor de sedimentos) trazado con isolíneas cada 5 m de espesor (en blanco). En línea discontinua negra se indica la posición de las nueve secciones geológicas de interpretación. Modificado de Bing Maps (2022)	91
Figura 4-10 Secciones longitudinales simplificadas de la zona investigada en la que se muestran la superficie de ruptura en relación con los cambios de material: materiales sedimentarios en movimiento sobre el basamento metamórfico estático. Organizadas de Sur a Norte (de izquierda a derecha). Relación de escalas: 1H:2V.	93
Figura 4-11 Secciones transversales desde la zona alta del deslizamiento (izquierda) a la baja (derecha) mostrando el espesor de sedimentos y la geometría del basamento e identificando la superficie de ruptura de éste (relación de escalas: 1H:2V, manteniendo la referencia de cota vertical y la escala de la Figura 4-10).	94
Figura 4-12 Secciones oblicuas de dirección Norte a Sur en las que se observa la forma de la superficie de ruptura y la geometría del basamento metamórfico estático (relación de escalas: 1H:2V, donde se mantiene la referencia de cota vertical y la escala de la Figura 4-10).	95

Figura 4-13 Mapa de distribución de valores del índice K_g para la zona investigada. Los valores máximos coinciden con el área que presenta la mayor inestabilidad y donde se han tenido que aplicar medidas correctivas (señalados por óvalos azules en línea discontinua). Modificado de Bing Maps (2022) 96

Figura 5-1 Mapa de situación general del área de estudio. Vista en planta de la posición de cada ensayo HVSR (puntos azules) aplicado en la zona de deslizamiento en estudio (área sombreada) y sus alrededores. Las carreteras se representan con una línea roja simple y los cursos de agua con líneas azules. Las dos secciones de interpretación que se analizarán (marcadas como sección longitudinal y sección transversal) se muestran en líneas de trazo y punto negras..... 101

Figura 5-2 Mapa geológico del área del deslizamiento estudiado (cuadrado negro discontinuo, equivalente a la **Figura 5-1**). Las abreviaturas corresponden a: Grupo Zumbagua del Mesozoico (MZv), Unidad Cretácica Rio Cala (KRC), Formación Cangahua (Qv), coluvial (Qc), deslizamiento coluvial antiguo (Qal), deslizamiento coluvial actual de tamaño mediano (Qaml), aluvial (Al), intrusión ígnea dacítica (D). El área sombreada en amarillo es el deslizamiento investigado y que se puede identificar en detalle en la **Figura 5-1**. Modificado de Pilatasig *et al.*, (2022). 102

Figura 5-3 Vistas generales del área de estudio: (a) El deslizamiento de tierra antiguo indicando la posición de su cabeza con una línea negra con guiones; el área estudiada está marcada con un óvalo amarillo (se puede ver un automóvil como escala en la parte inferior de esta imagen), modificado de Pilatasig *et al.* (2022). (b) Área de deslizamiento de tierra estudiada vista desde el centro hacia la parte superior del mismo (nótese los restos de la casa destruida: techo blanco en el centro derecho del deslizamiento de tierra). 104

Figura 5-4 Sección de interpretación del perfil de refracción sísmica. Valores promedio de la velocidad V_p asociados a los niveles geofísicos definidos. Desde el centro del perfil hacia el extremo NW, es posible identificar una falla (línea discontinua negra y flecha que apunta al movimiento) relacionada con el borde del deslizamiento. 111

Figura 5-5 Distribución vertical (1D) de las velocidades V_s como resultado de la interpretación del perfil sísmico MASW realizado en la misma alineación que el perfil de refracción sísmica (ver Figura 5-1). También se muestra el valor $V_{s\ sed}$ asociado a los materiales sedimentarios superficiales (para valores de $V_s < 600$ m/s). 113

Figura 5-6 Ejemplos seleccionados de resultados del procesado de datos HVSR (curvas de elipticidad). La línea negra continua es el valor medio de la relación H/V (o amplificación, A_o) frente a la distribución de frecuencias (f_o); mientras que las líneas discontinuas negras indican la desviación estándar de dicho valor. El centro de las bandas grises señala el valor de la frecuencia fundamental f_o y el ancho su desviación estándar..... 115

Figura 5-7 Ejemplo de inversión de la curva de elipticidad HVSR para el punto PUJ-57. (a) Resultados gráficos de inversión de la curva de elipticidad (en línea negra) de todas las curvas ajustadas y su valor de desajuste o *misfit* (mostrado en una escala de colores). (b) Distribución vertical de velocidades V_s de capas frente a la profundidad como solución obtenida del procedimiento de inversión. Se muestra el promedio de las velocidades de la onda de corte (V_s

sed) en los sedimentos poco compactos que están sobre la cangahua cementada (considerada como el basamento). 117

Figura 5-8 Representación gráfica del análisis direccional en puntos HVSR seleccionados. Ejemplo de: picos únicos claros (PUJ-4 y PUJ-15), picos amplios (PUJ-19 y PUJ-23) y picos múltiples (PUJ-27 y PUJ-39). Cada figura muestra los gráficos de contorno de la curva HVSR en función de la frecuencia (eje X) y el ángulo de rotación (eje Y) desde el norte magnético. La escala de colores representa la amplitud HVSR o el cociente espectral H/V (A_o). 121

Figura 5-9 Una vista del área inferior del deslizamiento donde se muestran estructuras de ruptura (grietas) dentro de la masa del cuerpo deslizante. Estas son ortogonales a la dirección del movimiento de deslizamiento de la masa (indicado el Norte magnético). 123

Figura 5-10 Representación en planta del azimut de los puntos medidos (las flechas azules muestran ese parámetro presentado en la Tabla 5-5, y la flecha negra muestra la dirección general del movimiento). El deslizamiento de tierra investigado está sombreado en oscuro, y un área propensa a deslizarse en claro. Las líneas negras de puntos muestran las principales áreas de fractura observadas en el campo. Se incluye un diagrama de rosa de la frecuencia de azimut para todas las áreas consideradas en el estudio (la flecha negra muestra la dirección principal del deslizamiento). 124

Figura 5-11 Mapa de distribución del valor del índice K_g en el área de estudio construido mediante interpolación TIN (*Triangular Irregular Network*). Representación categorizada del valor del índice en cada punto levantado (ver explicación en el texto). Las dos líneas rojas paralelas dentro del área del deslizamiento muestran la posición real de la carretera una vez que fue desplazada por el deslizamiento (traza original en discontinuo). 126

Figura 5-12 Sección transversal con indicación de las superficies de ruptura observadas (flancos) y calculadas. Las columnas de color representan la distribución de materiales obtenida en la inversión de la curva de elipticidad HVSR. Las tres superficies se presentan para su comparación: la obtenida en la inversión de elipticidad, en línea negra continua, la definida por el valor V_s del ensayo MASW (290 m/s) en azul y la del valor de elipticidad promedio $V_{s\ sed}$ (317 m/s) en color rojo. Las superficies de falla laterales observadas se muestran en líneas grises señalando la delimitación del área del deslizamiento, con una flecha indicando su movimiento. 129

Figura 5-13 Sección longitudinal con indicación de las superficies de ruptura. Las columnas de color representan la distribución de materiales obtenidas de la inversión de la curva de elipticidad. Las tres superficies de ruptura se presentan para su comparación: la obtenida en la inversión de las curvas de elipticidad, en negro, la calculada desde el V_s obtenido en el ensayo MASW (290 m/s), en azul y la procedente del valor medio $V_{s\ sed}$ (317 m/s) de la inversión de la elipticidad, en rojo. La superficie de falla observada en superficie se muestra como una línea gris discontinua, indicando la delimitación de la parte superior del área del deslizamiento (una flecha indica la dirección del movimiento). 130

Lista de tablas

Tabla 2-1 Resumen de los tipos de vibraciones o ruido ambiental (modificado de SESAME, 2003).....	26
Tabla 2-2 Fuentes de ruido ambiental según los intervalos de frecuencia. Modificado de Bonnefoy-Claudet <i>et al.</i> , 2006a.....	27
Tabla 2-3 Tiempos de registro según la frecuencia esperada. Modificado de SESAME (2004).....	30
Tabla 3-1. Resultados obtenidos en la presente investigación con la frecuencia fundamental (f_o), su amplificación asociada (A_o) o cociente espectral y periodo (T_o) de los 20 puntos de estación HVSR medidos.....	54
Tabla 3-2 Valor de los coeficientes a y b a la ecuación definida por Bundy (1984) dado por diferentes autores, incluyendo también la presente investigación. También se indican los desajustes R^2 obtenidos y el tipo de materiales donde fueron realizadas las investigaciones..	59
Tabla 3-3. Sondeos referidos con los datos de profundidad del basamento (en metros) y los ensayos HVSR realizados como correlación de control con la frecuencia fundamental (f_o) ...	60
Tabla 3-4. Profundidad del basamento rocoso predicha por ecuaciones de diferentes autores (en metros), en comparación con la presente investigación (columna tercera) basadas en la frecuencia fundamental f_o	64
Tabla 4-1 Resumen de los ensayos geofísicos aplicados: métodos y técnicas, tamaño de dispositivo, numero de ensayos y parámetro medido.....	78
Tabla 4-2 Resultados obtenidos en el procesado e interpretación de los ensayos HVSR (valores de f_o en hertzios, A_o es adimensional).....	85
Tabla 4-3 Relación entre los valores de profundidad obtenidos en el SEV y las frecuencias correspondientes del HVSR.....	87
Tabla 4-4 Resultados obtenidos para el espesor de sedimentos en cada uno de los puntos HVSR empleando la Ecuación (4.3) y el valor del índice K_g (adimensional) aplicando los valores de la Tabla 4-2 en la Ecuación (4.2).	89
Tabla 5-1 Modelo geofísico de limitación o restricción (<i>constrained</i>) definido para la aplicación posterior en la inversión de las curvas de elipticidad.....	114
Tabla 5-2 Valores de los datos obtenidos en el procesamiento de los registros HVSR. Indicación de la frecuencia fundamental (f_o), la amplificación de la relación espectral (A_o), y el valor calculado del Índice de Vulnerabilidad (K_g) a partir de la Ecuación (5.3). Los dos últimos valores son adimensionales	116
Tabla 5-3 Valores de velocidad obtenidos en los procesos de inversión de las curvas de elipticidad partiendo del modelo inicialmente propuestos en la Tabla 5-1 ($N^\circ V_s$ es la velocidad de la onda de corte obtenida para cada nivel geofísico).....	119

Tabla 5-4 Valores de la frecuencia (f_o) y el espesor de los materiales (en metros) según el análisis MASW (columna E-1) y para el valor promedio $V_{s\ sed}$ de la inversión de la curva de elipticidad (columna E-2) en relación con la separación con el sustrato inmovilizado. Los puntos situados dentro del deslizamiento de tierra activo investigado están marcados en rojo..... 120

Tabla 5-5 Valores de la direccionalidad de las medidas HVSR. Indicación de la dirección principal (columna Azimut) en grados, considerando el Norte como 0° y el valor de la dirección de las estructuras (columna Dirección) calculado ortogonalmente al azimut. 122

Símbolos, abreviaturas y glosario

A_o	Amplificación del cociente espectral H/V para el valor de la frecuencia fundamental
f_o	Frecuencia fundamental de vibración del terreno
K_g	Índice de Vulnerabilidad definido por Nakamura (2000)
M_w	Magnitud de momento de un sismo
T_o	Periodo fundamental de vibración del terreno. Inverso de la frecuencia fundamental
V_p	Velocidad sísmica de la onda de compresión, primaria o P
V_s	Velocidad sísmica de la onda de cizalla, secundaria o S
1D	Una dimensión o unidimensional
2D	Dos dimensiones o bidimensional
3D	Tres dimensiones o tridimensional. Se considera también 4D, cuatro dimensiones, cuando un estudio en 3D se analiza su variación en función del tiempo (cuarta dimensión)
A-DInSAR	<i>Advanced Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry</i> . Interferometría radar avanzada
Cangahua	Suelo volcánico procedente de sedimentación en fase aérea que puede presentarse suelto, compacto o cementado. Equivalente a una toba
<i>Constrained</i>	Limitado, reducido, constreñido. Aplicado aquí a la limitación de modelos en la interpretación de inversión de datos
Deslave	En Ecuador término equivalente a deslizamiento
DEM	<i>Digital Elevation Model</i> . Modelo digital de elevación del terreno
DINVER	Software de interpretación. Ver GEOPSY
Efecto sitio	Amplificación de una onda elástica producida por la presencia de una amplia cobertera sedimentaria
EM	<i>Electro Magnetics</i> . Método Electromagnético.
ERT	<i>Electrical Resistivity Tomography</i> . Técnica tomográfica en 2D del método eléctrico que también se puede denotar en español como TE
FDEM	<i>Frequency domain EM</i> . Electromagnético con dominio en las frecuencias
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i> . Transformada rápida de Fourier
FRM	Fenómenos de Remoción en Masa. Terminología empleada en Ecuador para referirse a los deslizamientos. También se usa el término <i>deslave</i>
Gal	Unidad de medida de la aceleración para análisis sísmicos
GEOPSY	Paquete de software de interpretación para la técnica HVSR con diferentes aplicaciones y programas, entre ellos GEOPSY y DINVER. Es un producto del programa SESAME y desarrollado por Wathelet <i>et al.</i> (2004). Actualmente inactivo. www.geopsy.org

GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i> . También conocido como radar de superficie, georradar, georadar o radar de penetración. Técnica del método electromagnético de reflexión de pulsos para el estudio somero del terreno
H/V	Cociente espectral entre las componentes horizontales y la vertical
HVSR	<i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i> Técnica de sismica pasiva
LTA	<i>Long Term Average ratio</i> . Algoritmo de reducción o filtrado de frecuencias no deseadas en término amplio en un periodo de tiempo (tLTA)
MAM	<i>Microtremor Array Measurement</i> . Metodología de aplicación de medidas de microtremor o ruido sísmico según arreglos no lineales
MASW	Acrónimo de <i>Multichannel Analysis of Surface Waves</i> . Técnica de sismica activa de perfil para el cálculo de la Vs en superficie
<i>Misfit</i>	Desajuste, inadaptación. Error de ajuste en un conjunto de datos
NEC-SE-DS	Normativa Ecuatoriana de la Construcción. Apartado de Diseño Sísmico – Sismo Resistente
PGA	<i>Peak Ground Acceleration</i> . Aceleración pico en roca para análisis de sismo resistencia
Quebrada	Nombre que se da en Ecuador a los arroyos, riachuelos y cursos de agua de menor entidad, aunque también se puede referir a un río como tal
ReMi	<i>Refraction Microtremor</i> . Técnica de perfil del método sísmico de análisis de ruido ambiente que puede ser usada de forma activa o pasiva
Ripabilidad	Capacidad de ser ripado un material. Una mala o burda adaptación del término anglosajón <i>ripability</i> en relación con la capacidad de un material a ser escariado o movilizado mediante métodos mecánicos
SAF	Acrónimo de: <i>SESAME ASCII data format</i> . Formato plano de ficheros definido en el proyecto SESAME
SASW	<i>Spectral Analyses of Surface Waves</i> . Técnica de perfil del método sísmico de análisis de ruido ambiente de tipo activo que usa acelerómetros
SESAME	Acrónimo del Proyecto: <i>Site EffectS assessment using AMbient Excitations</i> de la Comisión Europea N° EVG1-CT-2000-00026 en 2004 (ya extinto como tal)
SEV	Acrónimo de Sondeos Eléctricos Verticales. En la literatura anglosajona se refieren como VES (<i>Vertical Electrical Sounding</i>)
SPAC	<i>Spatial Autocorrelation</i> . Técnica de análisis espectral para la determinación de la distribución de velocidades en el terreno. Variantes: v-SPAC, ESPAC
STA	<i>Short Term Average ratio</i> . Algoritmo de reducción o filtrado de frecuencias no deseadas en término corto en un periodo de tiempo (tSTA)
TDEM	<i>Time Domain EM</i> . Electromagnético con dominio en el tiempo
UAV	<i>Unmanned Aerial Vehicle</i> . Dron, cualquier vehículo aéreo no tripulado
VLF-EM	<i>Very Low Frequency EM</i> . Electromagnético de frecuencia muy baja

Prólogo, a modo de presentación

The most fruitful research grows out of practical problems.

Ralph B. Peck (1912-2008)

La investigación geotécnica y, por lo tanto, la geológica, se basa en la medida y el cálculo, con la mayor precisión posible, de parámetros del terreno que tienen influencia en su comportamiento, aunque a algunos les pese o no lo crean. Teniendo esto en cuenta y que, el medio geológico, el terreno de forma genérica, dispone de una variabilidad casi infinita en sus parámetros (cerca o lejos de un punto, a escala micro o macro) que está relacionada con los procesos y condiciones en que fue formado, la posibilidad de “acertar” en un diagnóstico claro y preciso (menos único) mediante investigaciones geofísicas o geológicas se vuelve compleja.

Partiendo de la frase atribuida a A. Casagrande (1902-1981): *“la calidad de las conclusiones derivadas de un estudio de mecánica de suelos no puede ser mejor que la calidad de las muestras obtenidas y de las pruebas efectuadas con ellas”*, el trabajo geológico-geotécnico es complicado, pero la aplicación de métodos de investigación geofísica en la geotecnia podría parecernos algo casi imposible debido a su precisión, en muchos casos.

Esta Tesis es una casualidad (o no), sobre todo en la manera de haber decidido su ejecución, totalmente fortuita, tal y como el autor también ha llegado a ser geólogo. Puedo decir que es fruto de algunos años ya de trabajo en investigación geofísica y en su aplicación a estudios geotécnicos, sobre todo. Es decir, básicamente de “algo de experiencia” del autor. Estudio de taludes, investigación para cimentaciones, análisis de asentamientos, prospecciones hidrogeológicas, problemas de colapso del terreno, huecos y otros proyectos realizados mediante técnicas geofísicas son el punto de partida del conocimiento, en la parte práctica, de este estudiante. Y todo ello sin haber hecho nunca un curso, especialidad o estudios reglados en la materia de geofísica, solamente como producto de algo que me apasionó en el último año de carrera en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo. Y es aquí donde quiero recordar a mi maestro e iniciador en la geofísica, José Luis Suárez Lescún, geólogo de exploración minera transformado, por sus propios medios y ganas de aprender en geofísico. De él partieron mis escasos conocimientos en esta disciplina que ahora mantengo.

Pero, como reza la frase de presentación, la investigación más fructífera surge de problemas prácticos. Y aquí, el mayor problema era el pagar una apuesta con mi director, el causante de que pueda terminar con un título de Doctor en mi epitafio (y que poco más llevará).

Y tampoco es casualidad el tema (problema práctico). En Ecuador, no es difícil programar un viaje y tener que desviarse de la ruta trazada por la presencia de una “falla geológica”, término coloquial con el que el no iniciado se refiere a cualquiera de los tipos de deslizamiento del terreno (o algunos ingenieros civiles), es decir, un deslizamiento y que aquí los técnicos llaman también fenómenos de remoción en masa (FRM).

Lo descrito es un problema mínimo, perder unos minutos en llegar al lugar de destino, comparado con lo que ha pasado durante la redacción de esta tesis. Más de 50 personas, entre desaparecidas y muertas, en un deslizamiento “anunciado” en Alausí, provincia de Chimborazo (Ecuador), por relatar uno realmente triste y actual a la redacción final de este texto (hay, hubo y habrá más, muchos más por desgracia). Por ello, es indispensable mejorar y ampliar nuestros conocimientos en relación con los deslizamientos y su capacidad destructiva y eso se puede hacer desde la geología y la geofísica.

La geofísica bien realizada y bien interpretada (este es un problema que daría para otra tesis y con el que he tenido que lidiar en mi desarrollo profesional) es una herramienta fundamental para la investigación de cualquier problema geológico y/o geotécnico. Y reconocida, ya. No es una panacea (como piensan algunos que me llaman con problemas ya irresolubles) con la que podamos solucionar todos los problemas, pero si puede ayudar y mucho, ya que tampoco es esa “hermana pequeña y sin valor” que muchos profesionales creen. Y aquí me gusta introducir un término que me gusta enseñar a mis alumnos, el de *aplicabilidad* (lo que entiendo por la aplicación de una técnica con resultados óptimos), quizás sea también porque muchas veces ni se hace bien ni se interpreta bien (dejo el tema para mi próxima tesis).

La presente Tesis es un compendio de todo lo expresado anteriormente: geofísica aplicada a la geotecnia y a la investigación de un problema principal: los deslizamientos. Esto se intentará lograr con una técnica poco desarrollada en este campo, algo novedosa y con muchas posibilidades a futuro, como es el análisis de los cocientes espectrales horizontal y vertical del ruido sísmico; la denominada *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) o mal llamada Técnica [de] Nakamura (indicado por un indignado Prof. Sánchez-Sesma, en comunicación personal en Quito, ya que no es exclusiva de este autor japonés).

Esta técnica pasiva del método sísmico ha sido ampliamente aplicada y poco desarrollada recientemente (en las últimas décadas) y, como ocurre con todo, de no conocerse ha pasado a aplicarse casi a todo. Si bien es una técnica que está claramente validada para la medida de la frecuencia fundamental de vibración del terreno, su potencial de aplicación es importante debido sobre todo a dos condiciones: su facilidad de aplicación y los sencillos equipos empleados (simples, pero que tienen que ser precisos).

Actualmente he visto aplicaciones en campos que, si bien el desarrollo de la técnica ha avanzado, la teoría de partida no se ha solucionado, tal como me indicaba el Prof. Sánchez-Sesma tras una conferencia magistral presentada en Quito sobre estos temas de HVSr. Básicamente son dos problemas que parten de la misma condición y es la resolución de la función de Green en la relación que se establece en el ensayo. Esto produce indefiniciones que pueden llegar a generar infinitos modelos válidos que satisfagan cualquier medida (algo común también en otras técnicas geofísicas). Y así empieza todo.

Pero todo esto empezó un poco antes, lentamente y teniendo que desarrollarse dentro de una pandemia de COVID-19 que hizo más complicado la toma de datos y las salidas de campo,

escapando de los contagios y escapándose el tiempo. Casi dos años perdidos de encierro y espera en los que se avanzó muy lentamente (la situación en Ecuador no se puede comparar con la de Europa, aquí hubo limitaciones todo el 2020 y 2021 casi).

Necesitamos de la geología y la geología nos necesita a nosotros. Necesitamos investigar y conocer más de nuestro entorno. La Tierra, nuestro planeta, no nos necesita ni le interesamos siquiera. Cuando se produce un deslizamiento, un terremoto, una inundación se trata solo de un reacomodamiento de unas condiciones inestables (cambios o transformaciones de la energía). Reacomodó los meteoritos que le impactaron y eso trascendió a los dominadores de la superficie en su momento (los grandes saurios), pero antes tuvo otras transformaciones que, desde el Cámbrico hasta la actualidad afectaron a multitud de especies (“ya no hay trilobites en el mar...” cantábamos siniestra y totalmente en los 80). Por eso el Cambio Climático no es un problema real que involucre al planeta, es un problema solo nuestro, de los humanos que nos abocamos a una extinción y, ante todo mucha calma, procuremos extinguirnos con clase y dignidad pensando en el museo de historia natural (de Siniestro Total, 1992). Por eso, cuando ocurre un desastre lo que nos queda es investigar, conocer cómo se produjo para que no se vuelva a repetir o se eviten sus consecuencias. Por eso llegarán tiempos nuevos, tiempos salvajes; esta es nuestra pelea, hay que levantarse y luchar porque nos entiendan, se comprenda y se escuche lo que sabemos los geólogos en materia de riesgos.

Y, para terminar y si se me permite, mi lengua materna no está reconocida en la ciencia, pero se puede usar, por lo que merece un reconocimiento incorporando aquí un pequeño resumen de la tesis en asturiano, sobre todo teniendo una palabra tan bonita para un deslizamiento como es *argayu*:

Los argayos son unu de los problemes perimportantes nos riesgos xeolóxicos, dalgunos d'ellos potenciaos poles actividaes de los homes. Nesta tesis propúnxose una metodoloxía de trabayu para l'estudiu d'éstos, empregándose la técnoloxía del métodu sísmicu, la HVSR, que básase n'un modelu cenciellu de dos capes (suelu y roques) lo que-y dexó se identificase cola llínea de frayaúra y la espesura del terrenu en dos tipoloxíes distintes de argayos nel territoriu d'Ecuador. Rellátase un proceimientu cenciellu na execución, pereconómicu y rápidu que dexa-y un estudiu previu d'un argayu que pue ser empregau nel amenorgamientu o esanización d'estos eventos pelligrosos.

1. Capítulo 1

Introducción y objetivos

“El suelo natural nunca es uniforme. Sus propiedades cambian de punto a punto, mientras que nuestro conocimiento de sus propiedades se limita a los pocos sitios en que las muestras han sido recogidas. En la mecánica de suelos la exactitud de los resultados calculados nunca supera a la de una estimación aproximada, y la función principal de la teoría consiste en que nos enseña qué y cómo observar en el campo”

K. Terzaghi (1883-1963)

1.1. Introducción

Aunque pretencioso, comenzar una Tesis enfocada a geotecnia intentando parafrasear al profesor Terzaghi considero que es imprescindible, máxime si este párrafo responde a uno de los objetivos de la misma. La idea de modelizar comportamientos y analizar propiedades de un terreno en condiciones de inestabilidad, mediante técnicas poco usadas como son las geofísicas, es limitarse a obtener consideraciones y valoraciones aproximadas, pero totalmente válidas (en la mayoría de los casos), con ciertas ventajas como son: la rapidez de aplicación, la amplitud espacial del análisis, la investigación *in situ* de los materiales y, como punto menor, pero no menos importante, la economía de los ensayos (USACE, 1995).

El uso de técnicas geofísicas aplicadas a la obtención de parámetros y datos geológicos y geotécnicos no es nuevo, pero si extraño, ya que sigue existiendo una reticencia a su aplicación. También esa falta de seguridad viene de parte de los que nos dedicamos a la investigación geofísica, no porque las técnicas sean poco efectivas, si no por la falta de ética y conocimiento, en muchos casos.

Por lo tanto, la novedad de este trabajo estriba, como muchos de los avances, en un cambio del punto de vista en la aplicación de una técnica el uso de una metodología de rápida aplicación y el empleo de una técnica sencilla en su ejecución, la cual puede ser potencialmente efectiva e

interesante a futuro: el ensayo de sismica pasiva *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) a un entorno complejo como son los deslizamientos del terreno.

Esta técnica geofísica está basada o parte de las investigaciones realizadas por Aki en el año 1957, pero no es hasta los años 80 cuando se empieza a usar, a partir de las investigaciones realizadas por Nakamura, publicadas originalmente en japonés, en Nakamura y Saito (1983) y, posteriormente, desarrollada en Nakamura (1989, 2000, 2008 y 2019).

La conocida como “Técnica Nakamura”, aunque la nombraremos de mejor manera como ensayo HVSr, se ha convertido en un ensayo emergente y con amplias posibilidades, aunque presenta algunas limitaciones que la pueden invalidar en condiciones concretas (Lermo y Chávez-García, 1993). Sin embargo, su uso en combinación con otras técnicas geofísicas o directas (perforaciones, sondeos o ensayos *in situ*), permiten que se transforme en un ensayo de fácil aplicación y con resultados contrastados (Delgado *et al.*, 2000a).

1.2. Contexto de la investigación

Un deslizamiento básicamente es el cambio que experimenta una masa determinada de terreno (roca, suelo o una mezcla de ambos) en su energía potencial. La parte de energía cinética en que se transforma está inducida o “activada” por la acción de la gravedad.

Estos eventos de origen gravitatorio se denominan deslizamientos o movimientos en masa lo que, en la terminología empleada en el país ecuatoriano, también se conoce por deslaves o fenómenos de remoción en masa (FRM).

La mayoría de los deslizamientos suelen ser eventos de tipo natural, sin embargo, la actividad humana (o antrópica) puede ser la causante, bien como un factor un detonante (cuando se actúa sobre el entorno, modificándolo hacia parámetros de inestabilidad), o incluso considerarse como un factor intrínseco (cuando realmente se cree que un talud está bien realizado). Otra de las consideraciones que se deben tener en cuenta es su diversidad, como lo categoriza Varnes (1978), clasificación modificada posteriormente en Cruden y Varnes (1996) no solo en sus formas de presentarse, si no en la tipología de materiales involucrados, que están relacionados.

De toda la variedad expresada en estas clasificaciones, la investigación de esta Tesis Doctoral se ha centrado en aquellos eventos que tienen lugar sobre materiales de tipo suelo, considerado éste de forma amplia, ya que en Ecuador existen suelos o materiales que se asocian a este tipo de clasificación, pero pueden presentar características cercanas a la condición de rocas blandas como, por ejemplo, las *cangahuas* (término local para referirse a un tipo concreto de material volcanosedimentario compacto), uno de los materiales incluidos en este trabajo.

Los FRM son los eventos de desastre que más pérdidas han ocasionado en los últimos tiempos en todo el mundo, afectando no solo a los bienes y al terreno (geomorfología superficial), sino también a vidas, tanto humanas como animales. Existen diferentes bases de datos manejadas por organismos oficiales o de investigación, como la base de datos global EMDAT (*Emergency Events Database*, <https://www.emdat.be/>) o, a una escala menor y enfocados solo a la recopilación de datos de los deslizamientos, como sería la base de datos B.A.P.A.

(<http://geol00.geol.uniovi.es/BAPA/Objetivos.html>), Base de Datos de Argayos del Principado de Asturias (*argayo* en asturiano es deslizamiento), las cuales pretende hacer un registro lo más sistemático posible de los fenómenos de inestabilidad de ladera ocurridos (por ejemplo, la BAPA se centra en el territorio del Principado de Asturias, desarrollada por la Universidad de Oviedo a través de su Departamento de Geología). En la EMDAT se encuentran registrados más de 100 eventos de gran magnitud, a nivel mundial, los cuales han afectado a más de 4 millones de personas y con más de 15.000 vidas perdidas en los mismos. Y hay que considerar que estos eventos registrados son solamente los identificados y catalogados o que han sido informados en esta base de datos, lo cual nos puede dar una idea de la importancia de estos eventos y su repercusión a nivel mundial.

La ejecución de estudios en una zona afectada por deslizamientos suele ser costosa económicamente hablando y complicada, tanto por causa de los accesos a las zonas de investigación donde se producen estos eventos (normalmente presentando elevadas pendientes y materiales inestables), como por los ensayos a aplicar o ubicar en el entorno (sondeos, perforaciones, muestreo, laboratorio, etc.).

La aplicación de técnicas geofísicas a la investigación de deslizamientos, si bien es relativamente reciente, consta ya de un *pensum* completo que día a día se va mejorando y ampliando con nuevos resultados y aplicaciones de técnicas (nuevas o de nueva metodología). En esta Tesis se ha investigado el empleo de la técnica HVSR, perteneciente al método sísmico y de aplicación pasiva (se mide un campo elástico ya existente y de tipo natural), la cual es un ensayo de aplicación simple y sencilla, cuya medida se realiza por medio de un único conjunto de tres geófonos que recogen la vibración natural del terreno en las tres direcciones del espacio. No precisa de otros componentes más que un computador para el registro y almacenamiento de los datos junto con el control de los parámetros de medida. Desde este punto de vista, los métodos geofísicos de campo natural, denominados también pasivos, disponen de una capacidad de emplearse en cualquier punto de la superficie del planeta y solo requieren la instalación de los equipos de registro ya que la fuente está presente (Telford *et al.*, 1990).

Esta sencillez hace posible que el equipo pueda ser instalado en casi cualquier punto de un sistema, estable o en movimiento, en una ladera potencialmente inestable o de baja consistencia e incluso en un talud ejecutado en roca inestable. No hay casi intervención en el medio, por lo que solamente el poder acceder al punto de estación a medir limitaría su aplicación y, además, el personal necesario se reduce a un único operador. Además, existen pocas condiciones limitantes (ruido ambiental, tormenta eléctrica, zonas inundadas, viento muy fuerte) que influyen relativamente en los equipos y los datos registrados son lo suficientemente robustos como para tener una elevada confianza en sus resultados (SESAME, 2004; Molnar *et al.*, 2022).

En su contra tenemos la problemática relacionada con la configuración del dispositivo de medida (siendo ésta una estación única) y de los análisis posteriores que no estén en relación con la definición de la frecuencia fundamental de vibración del terreno (procesado e interpretación). En ese sentido son varios los autores que se manifiestan en contra de su aplicación de forma aislada (Lermo y Chávez-García, 1993; Sánchez-Sesma *et al.*, 2011).

Al emplear una combinación de varias técnicas geofísicas, las más aplicadas en la resolución de las condiciones de inestabilidad y en los estudios geológico-geotécnicos de los materiales que producen un deslizamiento, se mejora la resolución del modelo final y se precisa su ajuste.

La zona de aplicación de los ensayos es una variable importante, sobre todo en el caso de que exista ruido ambiental antrópico y focalizado, que pueda interferir con los registros del ruido natural de la zona y producir inconsistencias o errores. En este caso, en la investigación de deslizamientos las áreas de estudio suelen carecer de esta problemática, ya que la mayoría de las zonas no suele estar en las cercanías o en el entorno de una actividad industrial o ruidosa. De esta forma, los registros van a estar menos influenciados por señales no deseadas, permitiendo la obtención de datos de buena calidad.

En Ecuador, y en el resto del mundo, la aparición de este tipo de fenómenos está ligada a la presencia de pendientes fuertes y que, además, estas laderas estén compuestas por materiales poco compactos con permeabilidad elevada que, frente a eventos de lluvias intensas o sismos, pueden iniciar un proceso más o menos rápido en el mencionado cambio de energía potencial, es decir, deslizar. Por lo tanto, en su desarrollo y aparición influyen no solo los factores asociados a la naturaleza y características físicas del sitio y de los materiales (factores intrínsecos) sino también los factores asociados a su inicio (detonantes).

Ecuador es un país con un entorno dominado por materiales de tipo volcánico y volcanosedimentario, los cuales se suelen presentar con un amplio desarrollo (espesor) en superficie. Estos sedimentos recientes casi cubren por completo la superficie de la geografía ecuatoriana, siendo un producto de la intensa actividad eruptiva reciente (de los 97 volcanes catalogados unos 27 se consideran a día de hoy activos, según la página web oficial del Instituto Geofísico de la Universidad Politécnica Nacional -IGPN).

Y en este territorio no solo estos materiales, si no la forma de su disposición y depósito, las laderas y sus pendientes, así como las condiciones de meteorización influyen negativamente en la estabilidad de las laderas y taludes. A esto se ha de añadir unas condiciones dinámicas diarias (sismos y terremotos) que afectan a casi todo el territorio del país, produciéndose sismos instrumentales (con $M_w > 2.5$) en varias zonas todos los días del año, como mínimo (IGPN, <https://www.igepn.edu.ec/portal/eventos/informes-ultimos-sismos.html>). A esto hay que sumarle los efectos de una climatología extrema con dos estaciones únicas (temporada de lluvia y seca), donde las tormentas suelen ser puntuales y fuertes, tanto en la zona de la Sierra como en la Costa (el territorio Oriental suele disponer de lluvias casi constantes a lo largo del año), y fenómenos periódicos como El Niño que aportan pluviometría extra, fuera ya de la estacionalidad establecida. Se trata, pues, de un laboratorio natural en el que poder aplicar investigaciones en este campo de los deslizamientos, ya que es un fenómeno que tiene una incidencia y recurrencia importante (D'Ercole y Trujillo, 2003).

El enfoque de esta Tesis, por lo tanto, está centrado en proporcionar una herramienta de fácil aplicación, rápida interpretación y relativamente bajo coste que puede investigar una zona amplia con un número reducido de ensayos. E incluso, una vez realizados estudios previos

conducentes a la aplicación de otros métodos de investigación y contraste, permitir extender el conocimiento con relativa sencillez.

El desarrollo de la técnica pasiva HVSR del método sísmico, la principal empleada en esta Tesis, está aún por completarse. Sentadas las bases por investigadores como Nakamura (1989) o Ibs-von Seth y Wohlenberg (1999) se presenta un abanico de posibilidades muy amplio, pero, como ocurre con todas las técnicas emergentes, necesita investigación y comprobación para poder convertirse en una aplicación geofísica confiable y efectiva. En dicho sentido, cuando la Tesis se inició, la existencia de referencias bibliográficas con respecto a ella era muy limitada y, actualmente, lo sigue siendo.

En las investigaciones realizadas empleando dicha técnica en relación o correlación con otros métodos, bien directos como sondeos o bien indirectos como otras técnicas geofísicas, los resultados resultan más precisos y se respalda la calidad de la interpretación. Un ejemplo de ello sería el empleo de la curva de elipticidad o de dispersión (la obtenida del procesamiento de los datos registrados para la obtención de la frecuencia fundamental del terreno, f_0) en la definición de la distribución de la velocidad de corte (V_s) bajo el punto de investigación (Kanh *et al.*, 2006; Castellaro y Mulargia, 2009b; Issaadi *et al.*, 2022).

Desde la perspectiva natural, la ocurrencia de deslizamientos en una zona está en relación con los parámetros geológicos y geomorfológicos que la controlan (factores intrínsecos) y, en combinación con eventos naturales (pluviometría y/o sismos) o factores disparadores, generar desplazamientos de masas del terreno que pueden llegar a ser de gran importancia. Sin embargo, el ser humano también actúa sobre estos sistemas naturales, principalmente modificándolos para su beneficio bien en la excavación de taludes para vías de acceso o para construcción o edificación. Estas obras, cuando no son estudiadas en profundidad o analizados todos los factores afectados, pueden verse modificadas naturalmente mediante un evento de deslizamiento. En ambos casos, aunque normalmente más en el segundo, la afectación que sufren las propiedades, bienes e incluso las mismas personas puede ser de gran importancia.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral es validar la técnica pasiva del método sísmico HVSR aplicada a la investigación geotécnica y, en concreto, al estudio de los deslizamientos. Considerando que estos fenómenos afectan, y han de ser considerados, tanto en la Planificación Territorial como en el diseño y la construcción de la Infraestructura Civil en Ecuador y en el resto del mundo.

En base a este objetivo principal, se han propuesto los siguientes objetivos secundarios o complementarios:

- Conseguir integrar varias metodologías geofísicas como medio para la caracterización del subsuelo desde un punto de vista geológico-geotécnico, empleando diferentes ensayos geofísicos y directos (sondeos) como referencia al

aplicar la técnica HVSR en el estudio y definición de la superficie de ruptura de los deslizamientos.

- Evaluar el tipo y precisión de la información ofrecida por la técnica HVSR como única prospección geofísica a realizar en estudios previos, y validar otras técnicas del método sísmico (MASW y Refracción) o eléctrico (SEV) como herramientas complementarias a aplicar en el estudio preliminar de deslizamientos
- Valorar las mejoras que plantea la integración de dichas técnicas geofísicas en la caracterización geológico-geotécnica del subsuelo.
- Llegar a establecer las limitaciones metodológicas de cada técnica geofísica en su relación con la caracterización geológico-geotécnica del subsuelo.

1.4. Metodología de la investigación

La presente Tesis Doctoral, redactada por compendio de artículos, está fundamentada en tres publicaciones que analizan la investigación del terreno empleando diferentes perspectivas o enfoques sobre la aplicación de ensayos HVSR en diferentes zonas de la geografía ecuatoriana. Cada uno de los artículos mantiene una metodología que puede considerarse común y que ha sido resumida en los puntos siguientes, siendo válida para todos los artículos redactados.

Así, la línea metodológica ha seguido, y se resume, en los siguientes nueve puntos:

1. *Revisión y análisis del estado del arte* de las diferentes técnicas de investigación aplicadas en la Tesis, con la actualización del mismo y consulta y organización de la documentación publicada existente hasta el momento. En cada artículo publicado se recoge de manera somera y focalizada, mientras que en el Capítulo 2 de esta Tesis se realiza una presentación de los avances más importantes.
2. *Elección concreta y justificación de las zonas de estudio*. Han sido elegidas las zonas de estudio con capacidad de investigación geofísica, de manera que de ellas se disponga de información geológica y/o geofísica comparable que sirva de referencia para el ajuste y definición de los modelos obtenidos.
3. *Planificación de la campaña de reconocimiento y elección de los ensayos a aplicar*. En cada zona se definirá la campaña geofísica, más oportuna y optimizada posible, con el fin de recabar datos suficientes para ejecutar los análisis posteriores.
4. *Ejecución de trabajos de campo para aplicación de las técnicas de sísmica pasiva en las zonas seleccionadas*. Los trabajos de campo consistirán en la aplicación de las técnicas geofísicas complementarias, siendo la HVSR el elemento principal de investigación:
 - Sondeos eléctricos verticales (SEV). Técnica del método eléctrico que se basa en la medida de un campo eléctrico artificial al atravesar el terreno. Su

utilidad radica tanto en su sencillez de aplicación como en la posibilidad de la identificación de la estratigrafía y el potencial de humedad existente en el terreno (o incluso su saturación).

- Análisis multicanal de ondas de superficie (acrónimo en inglés: MASW). Técnica de sísmica activa con medida del rumor del terreno y la aplicación de una fuente artificial de ondas elásticas empleada sobre todo en la determinación de la V_{s30} , un parámetro fundamental en la clasificación sísmo resistente del terreno en todas las normas a nivel mundial. Aporta una distribución de la velocidad de la onda de corte (S) en una dimensión sobre un perfil analizado.
- HVSR. Técnica pasiva del método sísmico de la medida de la vibración natural del terreno y determinación de frecuencia de vibración natural del mismo a partir de un equipo compacto de tres geófonos.

Estas técnicas se podrán aplicar, todas o las que resulten más convenientes, en cada zona de investigación seleccionada en el punto anterior.

5. *Análisis de las medidas de campo.* Mediante el procesamiento de las señales medidas en campo se obtendrán modelos geofísicos del terreno que deberán ajustarse y precisarse a través de la información disponible para la zona. Este procesamiento podrá realizarse mediante software comercial o análisis estadísticos de los resultados obtenidos.
6. *Estudio de resultados y comparaciones con otras investigaciones realizadas en las distintas zonas: Discusión de resultados.* Los resultados obtenidos para cada zona se compararán con los publicados o conocidos en zonas similares, de manera que se puedan establecer relaciones y correlaciones entre ambos estudios y, de este modo, analizar la capacidad de determinar un comportamiento aplicable en otras áreas con características similares.
7. *Calibración de parámetros geológicos o geotécnicos* en base a la comparativa con los resultados medidos en campo. En relación con el punto anterior, en el caso de determinar comportamientos similares en zonas relacionables, se procederá a calibrar la precisión del modelo y a establecer las restricciones oportunas en el mismo.
8. *Desarrollo de una correlación empírica de los resultados obtenidos con los modelos propuestos o establecidos en las áreas de estudio.* Los modelos calibrados y restringidos permitirán determinar una correlación empírica del modelo obtenido en la investigación.
9. *Conclusiones y futuras líneas de investigación.* Resultados obtenidos en la investigación y propuesta de nuevos programas o líneas de trabajo y estudio.

1.5. Contribución de la Tesis Doctoral

El uso y aplicación de los métodos geofísicos en la investigación de deslizamientos está limitada a unas pocas técnicas y a su condición de medidas indirectas. En muchas ocasiones, algunas de estas técnicas son aplicadas por su conocimiento por parte de las ingenierías y desechadas otras por su escasa aplicabilidad, resultados pobres o desconocimiento.

En este sentido, los parámetros obtenidos de la investigación geofísica son correlacionables con algunas propiedades (características y parámetros) que pueden ser exhibidas por los materiales geológicos. Es decir, separación de capas o niveles geológicos y propiedades geotécnicas, principalmente.

La principal contribución que se pretende con esta Tesis es la ampliación del espectro de aplicación de técnicas geofísicas en estudios geotécnicos, con la inclusión en ellos de ensayos de sismica pasiva HVSR como una herramienta a tener en consideración. Por otra parte, está la ampliación del conocimiento acerca de la aplicación de esta técnica que, combinada con otros ensayos como sondeos u otros métodos geofísicos diferentes, pueda contribuir a la investigación de los movimientos en masa o deslizamientos y a la prospección geológica, en general. El empleo creciente de esta técnica HVSR precisa de un desarrollo de su conocimiento y la mejora de sus resultados de interpretación, de manera que se pueda transformar en una herramienta importante en la investigación geológica y geotécnica.

También ha sido analizado el uso de características adicionales en los resultados del procesado de los ensayos HVSR, como es la directividad de la señal (en relación con la estructura interna y las fracturas) y el uso de la inversión de la curva de elipticidad para la obtención de una columna de niveles geofísicos en función de la velocidad de la onda de corte (V_s), característica que está en relación con parámetros geotécnicos y la definición de la tipología del perfil del terreno (empleada, por ejemplo, en sismo resistencia). Estos elementos son un complemento de los resultados generales obtenidos y que también permiten la valoración de su precisión. De esta forma, ha sido evaluado su uso casi independiente y en solitario, de manera que pueda considerarse suficiente como para ser empleada de forma prioritaria y fundamental en los inicios de una prospección, investigación preliminar o en el desarrollo de fases posteriores.

Por último, se desarrollan y completan las metodologías ya conocidas de su aplicación y en relación con otras técnicas geofísicas, sobre todo en la definición del plano o superficie de ruptura de los deslizamientos o en la definición de la interface suelo/sedimentos – delimitación del basamento rocoso. Se ha podido establecer la utilidad de esta técnica geofísica en el estudio de los deslizamientos como una herramienta de aplicación sencilla, rápida, eficaz y económicamente ventajosa en estudios previos.

En el primer artículo que compone esta Tesis, la técnica HVSR ha sido empleada en la definición del basamento rocoso en una zona de valle recubierto de sedimentos recientes (piroclásticos, aluviales y deltaicos). La mayoría de estudios realizados mediante esta metodología fueron realizados y aplicados a cuencas de gran amplitud, donde las condiciones geológicas no eran tan limitadas (considerando la condición estrecha del valle investigado).

Además de hacer una reconstrucción de la sección transversal del valle se han podido determinar estructuras tectónicas que afectan a dicho basamento (algunas de ellas ya conocidas por la investigación previa mediante sondeos) y la identificación de la falla principal que dio origen a la geomorfología original de ese valle.

La segunda publicación se ha centrado en el uso de la técnica como referente para la identificación de la superficie de ruptura de un deslizamiento activo, producido sobre materiales de tipo coluvial depositados sobre un basamento metamórfico. En esta investigación se ha empleado, como referencia para la interpretación de las frecuencias fundamentales obtenidas en los ensayos HVSR, otros ensayos geofísicos como los SEV y la sismica activa de refracción y MASW. A partir de los puntos de control establecidos por estas técnicas geofísicas se ha podido realizar un análisis del espesor y profundidad del material inestable a lo largo de toda la superficie del deslizamiento (modelización en 3D). Por otra parte, también se ha empleado el Índice de Vulnerabilidad (Nakamura, 1989) como parámetro identificador de zonas con potencial susceptibilidad a continuar deslizándose, y que han sido corroboradas con las observaciones de campo y trabajos de mitigación.

Finalmente, el artículo presentado en tercer lugar recoge la investigación de la utilidad del ensayo HVSR para el estudio de un deslizamiento producido sobre materiales similares, es decir, tanto los materiales movilizados como los estáticos pertenecen al mismo tipo de formación geológica, la *cangahua* (suelo volcánico endurecido). En este estudio se analizó y comparó la utilidad del ensayo sísmico pasivo a través de dos metodologías y tres formas de obtener la definición de la superficie de ruptura. Por una parte, basándose en los ensayos sísmicos activos de refracción y MASW, que aportaron un valor de la velocidad de la onda de corte (S) en los materiales en movimiento, se aplicó la relación de Nakamura (1989) como referencia para relacionar la frecuencia fundamental con dicho valor de V_s y obtener así la profundidad de la superficie de ruptura.

Estos ensayos de sismica activa, permitieron también la construcción de un modelo de referencia y limitante el cual favoreció la inversión de las curvas de elipticidad en la zona activa del deslizamiento, con el fin de establecer la separación entre materiales en movimiento y estáticos. Los valores obtenidos en la inversión se compararon y contrastaron con los conseguidos en la metodología anterior. Posteriormente en el tercer análisis, y a partir de los valores de las columnas de distribución de la V_s , se estableció un valor medio de dicha V_s que aportó resultados similares y comparables a las otras dos superficies de ruptura. Además, como complemento, el análisis de la directividad en los ensayos HVSR permitió correlacionar la misma con la estructura interna del deslizamiento y llegando a identificar zonas de fractura (algunas con identificación observable en superficie) relacionadas con la compartimentación interna de los materiales. Por último, se analizó el índice K_g de vulnerabilidad y se pudieron identificar las zonas con mayor potencial a seguir deslizándose.

1.6. Contenido de la Tesis

La forma de la presente Tesis Doctoral es de compendio de artículos publicados. Los artículos que se presentan como componentes de la Tesis han sido publicados en el idioma inglés, sin embargo, el idioma de presentación de la Tesis y su desarrollo se realizará en español, empleando el artículo original tal y como ha sido aprobado, resumido en parte, y traducido al español.

La organización de la Tesis ha sido estructurada en siete capítulos principales donde se recoge la siguiente información:

- **Capítulo 1.** En el primer capítulo se hace una introducción al tema de la Tesis para, a continuación, describir el contenido de la misma, su contexto de aplicación y el planteamiento de los objetivos de la misma. Por último, se hace una presentación de la contribución que ha hecho el doctorando al realizar esta investigación.
- **Capítulo 2.** En este capítulo se analiza el estado del arte en la aplicación de las técnicas geofísicas empleadas en esta investigación y aplicadas a los deslizamientos. Se hace un repaso a las técnicas de investigación de la sísmica pasiva, en concreto a la técnica HVSR y sus limitaciones y aplicaciones.
- **Capítulo 3.** Este capítulo está relacionado con la aplicación de la técnica HVSR en el estudio del basamento rocoso relacionándola con sondeos mecánicos previos, aplicado concretamente a una zona profunda rellenada de sedimentos actuales sobre la que se ha construido una presa de tierra para embalse de agua. Incluye el artículo:
 - Basement tectonic structure and sediment thickness of a valley defined using HVSR geophysical investigation, Azuela valley, Ecuador.
<https://doi.org/10.1007/s10064-022-02679-y>
- **Capítulo 4.** El cuarto capítulo está enfocado a la definición de la superficie de ruptura de un deslizamiento de materiales coluviales sobre un basamento metamórfico. En este caso de estudio se aplicaron varias técnicas geofísicas como complemento de los ensayos HVSR. Incluye el artículo:
 - Early investigation of a landslide sliding surface by HVSR and VES geophysical techniques combined. A case study in Guarumales (Ecuador)
<https://doi.org/10.3390/app13021023>
- **Capítulo 5.** El capítulo cinco se refiere al estudio de varias propiedades, parámetros y condiciones de investigación de un deslizamiento. En este caso se afronta la diferenciación entre materiales de idéntica naturaleza (deslizantes y estables) como son las *cangahuas*, o suelos endurecidos de procedencia volcánica, que abundan en el Norte de Ecuador y en otros países del mundo, y se obtienen relaciones de estabilidad y de estructura interna. Incluye el artículo:

- A comparative analysis for defining the sliding surface and internal structure in an active landslide using the HVSR passive geophysical technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador <https://doi.org/10.3390/land12050961>
- **Capítulo 6.** Este capítulo comprende la discusión con respecto a los resultados obtenidos en los tres casos de estudio presentados en los capítulos anteriores, considerados, en conjunto, desde un punto de vista global.
- **Capítulo 7.** El último capítulo se ha destinado a una recopilación de las conclusiones obtenidas en los diferentes capítulos anteriores y a la presentación de una conclusión global de toda la Tesis. También incluye un apartado destinado a las futuras líneas de investigación sugeridas.

El documento final se compone también de un listado de las referencias (bibliografía) que comprende tanto las empleadas en la redacción individual de los artículos como la usada en el *corpus* de esta Tesis. Al final del documento se incluyen dos anexos, uno con los datos de procesamiento y de campo de las investigaciones realizadas para cada artículo, y otro conteniendo un esquema del procedimiento de procesamiento de los datos HVSR (el cual es independiente del software que se use). Por último, se incluyen, también como anexos, los tres artículos publicados en su versión abierta.

2. Capítulo 2

Estado del arte en la investigación geotécnica de deslizamientos mediante técnicas geofísicas

Los cálculos simples, basados en una variedad de variables, son mejores que los elaborados basados en datos limitados, pero con cálculos complejos.

Ralf B. Peck (1912-2008)

2.1. Introducción

Esta frase atribuida a Ralf B. Peck (1912-2008) puede ilustrar la idea que se va a revisar en este capítulo. La aplicación de técnicas geofísicas a la investigación geotécnica y, en concreto a los deslizamientos, se puede considerar que es relativamente reciente, pero dispone de un respaldo de investigación y publicaciones importantes y que día a día se va ampliando, tanto en el uso de técnicas más variadas como en metodologías.

Este segundo capítulo está dedicado a la presentación de los conceptos con los que se ha trabajado en esta Tesis. Se definen las aplicaciones de los diferentes métodos geofísicos en las investigaciones de materiales superficiales, aquellos involucrados en los deslizamientos y, en concreto, la del método sísmico, el cual ha sido implementado en esta Tesis. Se definen, de manera simplificada y breve, sus bases, la teoría de ondas elásticas y tipología de las ondas sísmicas, así como las técnicas de aplicación del método sísmico y otros métodos geofísicos empleados en investigaciones someras aplicadas a deslizamientos.

Se profundiza brevemente en el concepto de dispersión de ondas sísmicas, sobre todo la concerniente a las ondas superficiales, Rayleigh y Love, las cuales componen la vibración ambiental (o ruido). También se analiza el estado del arte de este tipo de técnicas y su evolución hasta el momento de la redacción de este trabajo.

A partir de estos conceptos se han definido las herramientas y procedimientos procesos de trabajo para la correcta aplicación de las técnicas, así como los procesos a seguir, tanto en campo como en gabinete para la interpretación de los registros adquiridos.

2.2. Técnicas de investigación geofísica aplicadas a los deslizamientos. Geofísica y geotecnia.

La utilización de las técnicas geofísicas ha sufrido, en las últimas décadas, un crecimiento exponencial en varias áreas de la investigación geológica y geotécnica. Así lo evidencian, por ejemplo, las revisiones hechas por McCann y Foster (1990), Hack (2000), Jongmans y Garambois (2007), Maurer *et al.* (2010) y, más recientemente, las publicaciones de Morelli *et al.* (2020), Perrone (2021) y Clement (2021), donde se analizan dichas aplicaciones enfocadas al estudio de los deslizamientos.

Los diferentes métodos geofísicos, y sus técnicas de aplicación, permiten obtener datos de forma indirecta al analizar la variación de los parámetros medidos, en relación a las propiedades y/o tipos de materiales, sus características, heterogeneidades y límites (contactos), como indica Pilecki (2017). El mismo autor, así como Jongmans y Garambois (2007), hace referencia a los objetivos y aplicaciones que los métodos geofísicos pueden alcanzar, los cuales se indican a continuación:

1. La definición de las diferentes capas que componen el subsuelo es uno de los principales datos que se pueden obtener con casi cualquier método; por supuesto, en función de cada parámetro medido, el cual es diferente para cada método (Hack, 2000). La forma de obtener estos datos presenta el inconveniente de la necesidad de que exista un contraste (normalmente, elevado) entre las características de los materiales del entorno y las medidas realizadas por dicho método. Es lo que se conoce como anomalía. Por lo tanto, lo primero que se ha de esperar de la aplicación de una técnica geofísica es que sea capaz de diferenciar ese “algo” diferente en el entorno investigado (Telford *et al.*, 1990).
2. En los deslizamientos, estos contactos entre materiales pueden estar también en relación con la superficie de ruptura, dependiendo de la tipología del movimiento y de los materiales involucrados.

Estos contrastes geofísicos también pueden estar relacionados con rasgos estructurales como fallas o fracturas, los cuales precisan de un tamaño y características que se puedan identificar con mayor precisión (tales como humedad, saturación o materiales tectonizados residuales como arcillas o sedimentos meteorizados, por ejemplo). En caso de sistemas geológicos complejos, la definición de estas estructuras o contactos entre materiales puede aparecer enmascarada en el modelo geofísico obtenido (heterogeneidades graduales, cambio de facies lateral o variaciones en los materiales, etc.), ya que suelen ser sencillos, o la resolución de la técnica aplicada no ser la óptima (Meric *et al.*, 2005).

Por otro lado, una de las ventajas de que dispone el uso y aplicación de técnicas de investigación geofísica en deslizamientos es que permite, en la mayoría de los casos, analizar no solo un punto, como lo haría un sondeo mecánico, sino que se involucra en el análisis y su estudio un volumen de material y un espacio o volumen (Torgoev *et al.*, 2013). Esto, sin embargo, también puede ser un punto de desventaja ya que las mencionadas variaciones en los parámetros

investigados pueden redundar en modelos ambiguos o menos precisos (resolución). Sin embargo, actualmente, se dispone de técnicas en dos dimensiones (2D) o incluso en tres dimensiones (3D), que permiten que la zona sea investigada y modelizada en base a los parámetros registrados, analizándola desde diferentes perspectivas y pudiendo llegar a definir los cambios laterales más importantes que puede experimentar la composición y estructura de los materiales (Ward, 1990; Reynolds, 2011; Whiteley *et al.*, 2019).

Otras ventajas de que disponen los métodos geofísicos son la no invasividad y la mínima alteración del entorno de investigación, ya que la implantación de los equipos de registro precisa de una actuación ínfima sobre el medio superficial (únicamente se necesita un desbroce de vegetación, en la mayoría de los casos) y una ocupación temporal breve y limitada en el espacio. Si a eso sumamos la capacidad de investigación de varios parámetros (aplicando técnicas diferentes) y la profundidad y resolución de la investigación (que depende de la técnica geofísica aplicada y del dispositivo utilizado), podemos ver que las ventajas superan, con creces, a los inconvenientes (Innocenti *et al.*, 2023).

Entre éstas últimas tenemos lo ya comentado anteriormente sobre su posible ambigüedad o falta de precisión en algunas de las técnicas (sobre todo cuando no existen contrastes importantes en el parámetro analizado), acrecentado por las posibles interferencias y/o ruido en los registros, y la importancia del procesado e interpretación (Pilecki, 2017). No solo es importante y necesaria la adquisición de datos de alta calidad en las investigaciones, si no que su tratamiento previo (filtrado) e interpretación está en manos de un interpretador. La experiencia, conocimiento de la técnica y de los procesos de análisis, así como del entorno investigado (geología), es fundamental para la obtención de un modelo geológico-geofísico correcto. En este sentido, a lo largo de sus años de experiencia, el autor ha podido constatar que investigaciones correctas (en el diseño de la campaña o en la toma de datos) han sido dañadas con un procesado erróneo o malinterpretadas en el modelo final.

Cabe remarcar que existen dos términos que los autores revisados no incluyen o no valoran en la medida de su importancia. Uno es el tiempo de ejecución, que si bien Pilecki (2017) indica que puede ser una desventaja, el autor de esta Tesis considera lo contrario. Una investigación geofísica completa (incluida la interpretación de los datos) siempre suele tomar menos tiempo que la instalación, ejecución y análisis de resultados de una perforación. Con la consiguiente ventaja de la interacción con el medio (hay que pensar que un sondeo mecánico precisa, generalmente, del aporte de agua al medio y si este es poroso puede generar alteraciones en el mismo no deseadas, como podría ser la aceleración del proceso, por ejemplo, en un deslizamiento). Otra ventaja importante es el costo. En comparación con los estudios directos, la campaña de investigación geofísica será siempre más barata, en algunos casos que una sola perforación, obteniendo datos de los parámetros sin alteraciones de los materiales, *in situ* (Schrott y Sass, 2008).

En resumen, los métodos geofísicos permiten analizar zonas más amplias, con datos *in situ*, y de forma más rápida y económica que las investigaciones directas (sondeos). Si bien se debe tener siempre en cuenta que se trata de análisis indirectos (no se analiza una propiedad directamente, si no su relación con otros parámetros) que precisan (según los casos) un contraste

con el modelo “real” geológico de la zona investigada. Aunque esta “indirectividad” también se da en las investigaciones realizadas mediante ensayos directos, tales como sondeos (por ejemplo, el ensayo SPT, tan utilizado y considerado en la práctica geotécnica y tan polémico), la recomendación general sería la del empleo de varias técnicas conjuntas para mejorar los modelos de interpretación (Meric *et al.*, 2005).

Los métodos más empleados en la investigación geotécnica son los eléctricos, sísmicos y electromagnéticos, con técnicas en 1D, 2D, 3D y 4D. Sin embargo, y considerando las condiciones el entorno a investigar, se pueden aplicar otros métodos como el gravimétrico (Pazzi *et al.*, 2019) y descartándose el magnético o el telúrico.

Según el análisis realizado por Pazzi *et al.* (2019), en la mayoría de los casos de estudio de deslizamientos, los métodos sísmicos son los más empleados (ver **Figura 2-1**), principalmente porque existe una clara relación entre la propagación de las ondas elásticas en el terreno y los parámetros geotécnicos de los mismos (Pazzi *et al.*, 2019). Sin embargo, en el caso de los métodos eléctricos o electromagnéticos (EM) esta relación no es posible, ya que los campos eléctricos y EM no disponen de relación alguna con parámetros geomecánicos, aunque si con la composición (materiales conductores), contenido en humedad y estructura de los materiales geológicos (Reynolds, 2011).

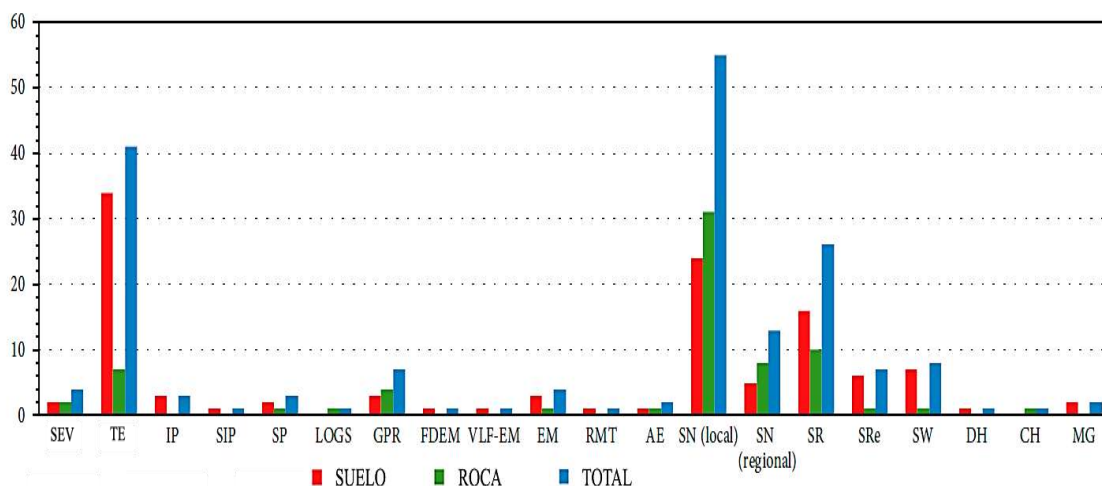


Figura 2-1 Número de artículos publicados por tipo de material o deslizamiento (porcentajes sobre el total de artículos analizados) según las técnicas geofísicas. SEV: sondeos eléctricos verticales, TE: tomografía eléctrica, IP: polarización inducida, SIP: polarización inducida espectral, SP: potencial espontáneo, LOGS: digrafías en sondeo, GPR: georradar, FDEM: electromagnético de frecuencias, VLF-EM: EM de frecuencia baja, EM: electromagnético genérico, RMT: radio magnetotelúrico, AE: emisión acústica, SN: ruido sísmico (local y regional), SR: sísmica de refracción, SRe: sísmica de reflexión, SW: análisis de ondas espectrales, DH: *down-hole*, CH: *cross-hole*, MG: microgravimetría. Modificado de Pazzi *et al.*, 2019

Desde hace algunas décadas, el empleo de la sísmica pasiva aplicada a la investigación de deslizamientos ha aumentado considerablemente. Como se puede observar en la **Figura 2-2** los artículos publicados al respecto mediante técnicas de sísmica pasiva comienzan a ser una parte importante, sobre todo en el caso de deslizamientos producidos en suelos o materiales poco consolidados, donde el uso de esta técnica (en porcentaje de investigaciones publicadas) es casi

la mitad de los que emplean otra técnica geofísica (Pazzi *et al.*, 2019). La aplicación de estas técnicas pasivas en materiales cementados o rocosos presenta mayores problemas de interpretación, como se analizará posteriormente.

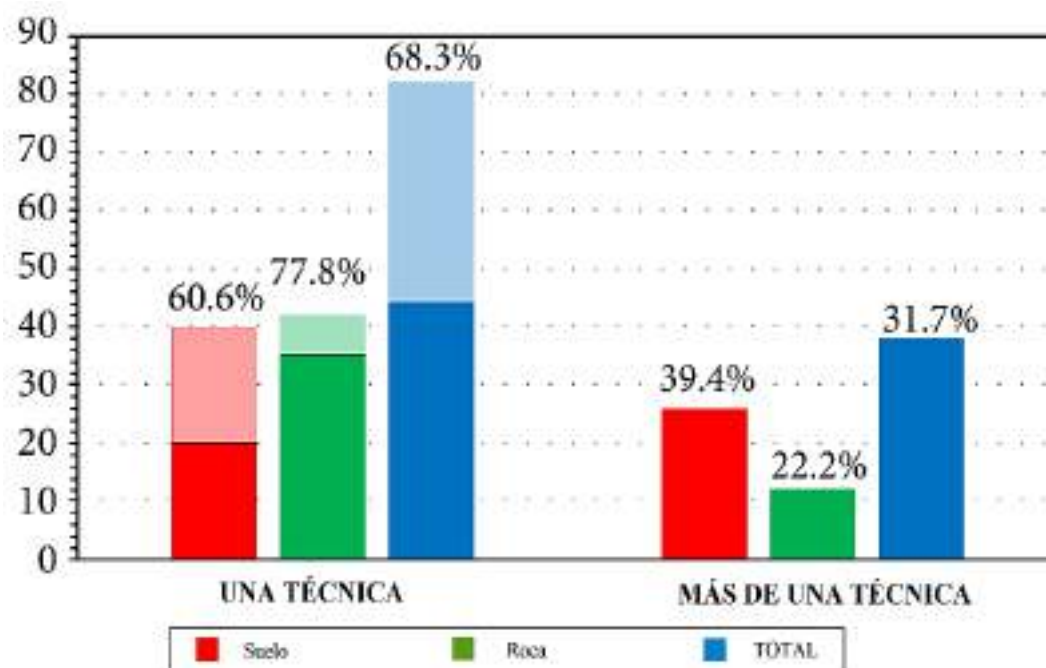


Figura 2-2 Número de artículos publicados por tipo de material (porcentajes sobre el total de artículos analizados) según se haya empleado una o más técnicas geofísicas en la investigación del deslizamiento. En los trabajos mediante “una técnica” los tonos más oscuros indican el uso de sismica pasiva únicamente. Modificado de Pazzi *et al.*, 2019

Ejemplos de investigaciones mediante ensayos de sismica pasiva, del tipo HVSR o técnicas similares, en deslizamientos, bien aplicadas de forma única o bien conjuntamente con otros ensayos (tanto geofísicos como sondeos mecánicos), se recogen y analizan en la publicación de Vyzhva *et al.* (2019). De estas referencias, y otras más actuales, se pueden destacar algunas como las de: Lapenna *et al.* (2005), Perrone *et al.* (2014), Capici y Martorana (2014), Giocoli *et al.* (2015), Imposa *et al.* (2017), Papalardo *et al.* (2018), Hussain *et al.* (2019a), Delgado *et al.* (2021), Mreyen *et al.* (2021) - éste estudio realizado en un deslizamiento en roca-, Hussain *et al.* (2022) y Maresca *et al.* (2022), entre otros y a las que podríamos sumar las que componen esta Tesis (Alonso-Pandavenes, 2023a y b).

2.2.1. Método Sísmico

El método sísmico se basa en el análisis de la propagación de las ondas elásticas o sísmicas a través del terreno. Este método dispone de técnicas de medida de campo natural (como en terremotos y vibraciones naturales) donde se estudian los fenómenos naturales cuando estos se producen (campo de la sismología) y métodos de campo artificial (sismica aplicada) en los que se genera un campo de ondas elásticas y se mide el tiempo de llegada del frente de ondas a los diferentes equipos de registro. Este tiempo de viaje de la onda está en relación con la naturaleza de los materiales (Reynolds, 2011).

Como se verá posteriormente en el apartado 2.3 de este capítulo, las alteraciones elásticas que se producen en las partículas del medio permiten establecer una relación entre esta propagación con parámetros geotécnicos de los materiales (por ejemplo, módulos de Young, de rigidez o el coeficiente de Poisson dinámicos), lo cual es una ventaja en los estudios relacionados con las investigaciones geotécnicas.

De forma genérica, en la propagación de las ondas elásticas o sísmicas se pueden producir fenómenos de reflexión, refracción y difracción, entre otros, los cuales van a poder ser aprovechados para el análisis mediante las diferentes técnicas sísmicas existentes.

En el caso de la sísmica de reflexión se analiza la reflexión total del frente de onda ante cambios en la estructura (interna o externa) de los materiales. Es una técnica compleja de analizar y que tiene una aplicación relacionada con investigaciones a nivel regional y, sobre todo, enfocada a grandes proyectos de investigación petrolera, minera o de geología de cuencas a nivel regional. En la geotecnia tiene aplicaciones limitadas, sobre todo debido a los costos que supone una campaña de este tipo de investigación, aunque cada vez se está aplicando con más profusión. (Steepley y Miller, 1988; Slaine *et al.*, 1990; Stokoe y Santamarina, 2000; Inazaki, 2004).

La técnica de la sísmica de refracción emplea la refracción crítica para el análisis de la velocidad de transmisión de la onda elástica y la definición de la velocidad (V_p y/o V_s) asociada al material. Esta es una de las técnicas más empleadas en casi todos los campos: geología, geotecnia, obra civil y medioambiente, entre otros, y que permite modelizaciones relativamente precisas de la estratigrafía del terreno. Dentro de esta técnica se puede también incluir las técnicas en pozo o sondeos (*down-hole*, *up-hole*, *cross-hole* y tomografías) cuyo dispositivo se encuentra ubicado en una perforación que precisa de una preparación previa (revestimientos y cementación).

Otras técnicas de este método son las que analizan la dispersión de los frentes de ondas superficiales (MASW, ReMi, SAWS) desde configuraciones de tipo perfil lineal, como las anteriores, y enfocadas a la obtención de las velocidades de la onda de corte (V_s). En contraposición con las dos anteriores (reflexión y refracción) la interpretación de estas técnicas se realiza en el dominio de las frecuencias, no del tiempo.

Por último, están las técnicas pasivas (HVSr, MAM y SPAC, incluyendo también la ReMi) las cuales emplean medidas de estación única o configuraciones de dispositivos geométricos o lineales y que se basan en la medida de las vibraciones ambientales u ondas de superficie. El análisis se realiza también en el dominio de la frecuencia.

Como se ha comentado, en las diferentes técnicas se puede obtener la distribución de las velocidades de las ondas de compresión, P (V_p), de cizalla, S (V_s), en el terreno, pudiendo conseguir modelos geofísicos en 1D, 2D, 3D y 4D, según cada técnica. Además, la relación V_p/V_s , junto con la densidad de los materiales, permitirá calcular los módulos elásticos dinámicos del terreno (como el de Young, rigidez o el coeficiente de Poisson).

2.2.2. Método Eléctrico

El método eléctrico se basa en la medida de la capacidad de transmisión y el análisis de las variaciones que un campo eléctrico (natural o artificial) sufre al atravesar el terreno. Consiste en la creación de un campo eléctrico (artificial) o la medida del campo natural existente, como en el caso de la técnica del potencial espontáneo (SP), y medir la resistencia por unidad de longitud, o resistividad, del terreno a diferentes profundidades (Cantos Figuerola, 1987).

La aplicación consiste en la introducción en el terreno por medio de picas o electrodos impolarizables (denominados AB), de la corriente eléctrica con una intensidad conocida, mientras que entre otros dos electrodos se mide la caída de potencial (MN) de dicho campo creado. La forma de disponer los electrodos en el campo y su distancia relativa se denomina dispositivo (*array*) y configura el factor de forma que se ha de aplicar en la transformación de la resistencia eléctrica en resistividad. Cuanto mayor es el tamaño de este dispositivo (distancia entre los electrodos AB), mayor será la profundidad de alcance en la medida (Cantos Figuerola, 1987; Telford *et al.*, 1990).

Se trata de un método ampliamente aplicado en la investigación geológica, hidrogeológica, minera y geotécnica desde hace más de 100 años (aplicaciones de los hermanos Schlumberger para la investigación de hidrocarburos). La resistividad está en relación con las características composicionales del terreno, presencia de fluidos en el mismo y los grados de alteración/meteorización de los materiales lo cual permite la determinación de la columna estratigráfica de la zona investigada y, en caso de técnicas en 2D, obtener un análisis de la estructura de la misma (Reynolds, 2011).

Dispone de una amplia variedad de técnicas como los SEV, los registros de resistividad en pozo y las calicatas eléctricas (1D), la tomografía (2D y 3D) y técnicas relacionadas con el método EM (telúrico, SP, magnetotelúrico) en su relación con la medida de campos inducidos o naturales (Reynolds, 2011).

2.2.3. Método Electromagnético

El método electromagnético (EM) emplea, de forma genérica, campos o impulsos electromagnéticos (estacionarios o alternos) para la investigación de las variaciones en la inducción de corrientes secundarias, generadas al paso de dicho campo primario a través de un material conductor (Reynolds, 2011).

La metodología a seguir sería la generación de un campo primario (mediante el paso de una corriente alterna en un bucle o bobina) el cual, al alcanzar un material conductor en el subsuelo, en éste se generará un campo secundario alterno (corrientes Eddy o de Foucault) el cual será detectado por otro bucle o equipo receptor. La interpretación se basa en la comparación del efecto combinado entre el campo primario generado y el campo secundario medido, que diferirán tanto en fase como en amplitud. Estas relaciones están en consonancia con la geometría, tamaño, posición y propiedades eléctricas del conductor atravesado y, por lo tanto, de su resistividad (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011).

La aplicación está entonces restringida a la capacidad conductiva de un cuerpo o material geológico, por lo cual, en geotecnia, su utilidad está limitada a este tipo de materiales (fallas o estructuras con presencia de material detrítico, presencia de agua o humedad en el terreno y materiales con un cierto carácter metálico, por ejemplo).

Es un método que dispone de una gran variedad de técnicas, equipos y configuraciones, siendo empleadas, en la investigación geofísica superficial, frecuencias del orden de unos miles de hertzios en el campo primario (con longitudes de onda de 10 a 100 km), lo cual permite que su propagación no influya en la atenuación de la onda asociada (para ello las distancias fuente-receptor son inferiores a los 100 m de media). Tiene la ventaja de que muchas de las técnicas (por ejemplo, las FDEM, entre ellas) no necesitan un acople con el terreno, por lo pueden ser aplicadas de forma aerotransportada (Reynolds, 2011).

Una técnica EM que no obedece al modelo descrito anteriormente es la del georradar (GPR) ya que ésta emplea un pulso electromagnético de baja frecuencia en forma reflexiva. Es decir, se podría comparar, por lo tanto, con la técnica de la sísmica de reflexión, siendo mayores sus limitaciones y menor capacidad de penetración en el terreno (debido a las frecuencias empleadas para los pulsos EM). Esta técnica es de las más empleadas en la investigación geotécnica, sobre todo aplicada a los primeros 10 o 20 m desde la superficie de investigación (ver **Figura 2-1**). Además, es una de las pocas técnicas EM que puede ser empleada dentro de sondeos (Siggins, 1990; Venkateswarlu y Tewari, 2014; Quinta-Ferreira, 2019)

En el resto de técnicas, como es el caso de las citadas en Pazzi *et al.* (2019), en relación al método EM: la FDEM (electromagnético con dominio en la frecuencia), la VLF-EM (*Very Low Frequency* o EM de baja frecuencia), la TDEM (electromagnético con dominio en el tiempo) y la AE (*Acoustic Emisión* o de emisión acústica) o en los métodos telúricos como el RMT (radio magnetotelúrico), éstas solo permiten determinar materiales conductivos de forma grosera o amplia (de forma cualitativa, sobre todo), en algunos casos y dependiendo del entorno de aplicación, o la determinación de la presencia de agua (o humedad) en el terreno.

2.2.4. Otros métodos geofísicos

Los restantes métodos geofísicos como la gravimetría (en concreto la microgravimetría) pueden ser útiles en la investigación de grandes deslizamientos con ciertas limitaciones. Este método se basa en la medida de la variación del campo gravitatorio terrestre (método pasivo) y su relación con los cambios de densidad en el terreno. La microgravimetría (una técnica de detalle y a pequeña escala) permite obtener una diferenciación en los materiales por comparación del campo existente (teórico) y el medido (filtrado y corregido) en un punto (Hack, 2000). Para ello precisa de un levantamiento topográfico de elevado detalle (ya que influenciará las medidas) y permitiría definir los espesores de masas deslizantes frente a un substrato compacto (roca). Si bien no es muy utilizada, puede dar buenos resultados en casos concretos y en grandes deslizamientos donde el volumen es importante (Reynolds, 2011).

El resto de los métodos geofísicos existentes, como el magnetométrico (medida de la susceptibilidad magnética de los minerales) y el telúrico (medida de corrientes naturales

espontáneas), no ofrecen resultados aplicables a los deslizamientos y la geotecnia o éstos son muy limitados.

2.3.Las ondas elásticas: ondas de cuerpo y superficiales

Un sismo o terremoto se produce por la liberación de energía cuando la relación esfuerzo-deformación alcanza un punto de fractura en la roca. Esta relación lineal entre esfuerzo y deformación (Ley de Hooke) se puede cuantificar a partir de diferentes módulos elásticos: Young, rigidez (*bulk* en inglés), de cizalla o axial. La transmisión de la energía generada se produce a partir de ondas elásticas que se suelen denominar también ondas sísmicas (Reynolds, 2011; Srbulov, 2019).

Las ondas sísmicas también pueden generarse en otros procesos naturales como erupciones volcánicas y movimiento de magma, en grandes deslizamientos o inducidas por o en actividades humanas (explosiones, construcción o explotaciones mineras).

2.3.1. Ondas sísmicas

Una onda sísmica puede considerarse como la energía transmitida a lo largo de una trayectoria (considerada como un frente de onda) dentro de un terreno desde el punto focal o de generación de un sismo o terremoto en todas direcciones. Esto induce alteraciones o deformaciones elásticas de las partículas, representadas por un volumen infinitesimal alrededor de cada punto de la trayectoria de propagación. Teóricamente, el alcance o recorrido de un frente de ondas sísmicas termina cuando toda su energía se degrada o disipa y es por ello, que un sismo se puede registrar casi en cualquier punto del planeta (Reynolds, 2011; Yilmaz, 2015).

Ese frente de ondas inicial de un sismo está compuesto por las ondas de cuerpo, que son las que atraviesan el terreno (interior de la Tierra) considerado como un único sistema. Cuando el frente de ondas de cuerpo alcanza un cambio de impedancia importante (contraste de valores de densidad), normalmente la superficie terrestre, se transforma en un frente de ondas de superficie (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011).

Las ondas de cuerpo pueden ser de dos tipos: primarias (*P*, de compresión o longitudinales) y secundarias (*S*, de cizalla o transversales). Su denominación es debida a la velocidad de desplazamiento, ya que las ondas *P* son más rápidas y llegan antes, siendo el movimiento de la partícula en la dirección de propagación de la onda (**Figura 2-3**). Mientras que las *S* presentan un desplazamiento perpendicular a la dirección de propagación y se pueden descomponer en las componentes horizontal (*SH*) y vertical (*SV*), según Yilmaz (2015).

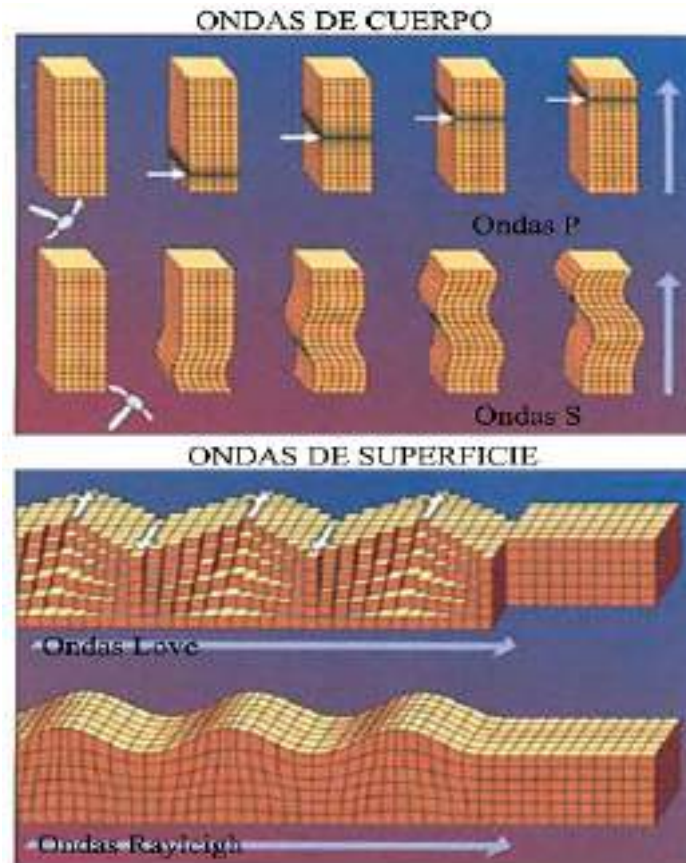


Figura 2-3 Movimiento de las partículas según los diferentes tipos de onda. Modificado de una ilustración libre de la página web del USGS (www.usgs.gov).

Las ondas de superficie son de dos tipos principales: Rayleigh y Love (aunque existen otros tipos, como las Stoneley y las Scholte, que no se considerarán aquí). Las Rayleigh se transmiten a lo largo de la superficie libre (superficie terrestre) de una capa elástica, sobre un semiespacio elástico, que da lugar a un movimiento de partículas en un plano vertical que contiene la dirección de propagación de la onda. El movimiento de estas partículas es elíptico, retrógrado y prógrado, con respecto a la dirección de propagación (definidas por Rayleigh en 1885). Las ondas de Rayleigh son consideradas como ondas *P* y *SV* acopladas, las cuales se encuentran “atrapadas” dentro de la superficie terrestre y desplazándose en dirección horizontal a lo largo de dicha superficie libre. Las ondas Love viajan también a lo largo de la superficie libre antes definida dando lugar a un movimiento de partículas horizontal y transversal con respecto a la dirección de propagación (definidas por Love en 1911). Las ondas Love serían ondas de tipo *SH*, “contenidas” dentro de la superficie terrestre y moviéndose en la dirección horizontal a lo largo de la superficie libre (Telford *et al.*, 1990; Yilmaz, 2015).

Las ondas de superficie presentan una velocidad de fase que es dependiente de la frecuencia (o periodo), lo que les confiere un carácter dispersivo. Estas velocidades de fase son inferiores a las de las ondas *P* e iguales o inferiores también que las de las ondas *S*. Otra de las características de esta velocidad de fase en las ondas superficiales es su relación con la estructura de la Tierra (**Figura 2-4**), analizado a través de la sensibilidad (derivada parcial de la velocidad de dispersión frente a otros parámetros como V_p , V_s o la densidad).

Estas ondas son más sensibles en superficie a las ondas S (V_s) mientras que esta relación las hace insensibles a los fluidos como el agua (los fluidos carecen de cizalla). A mayor periodo, mayor profundidad alcanzada, siendo diferente para las ondas Rayleigh y las Love, según se observa en la **Figura 2-4**. La sensibilidad se emplea en la inversión de las curvas de dispersión para determinar la distribución de la velocidad V_s con respecto a las capas de material (Okada y Suto, 2003; Piña-Flores *et al.*, 2017).

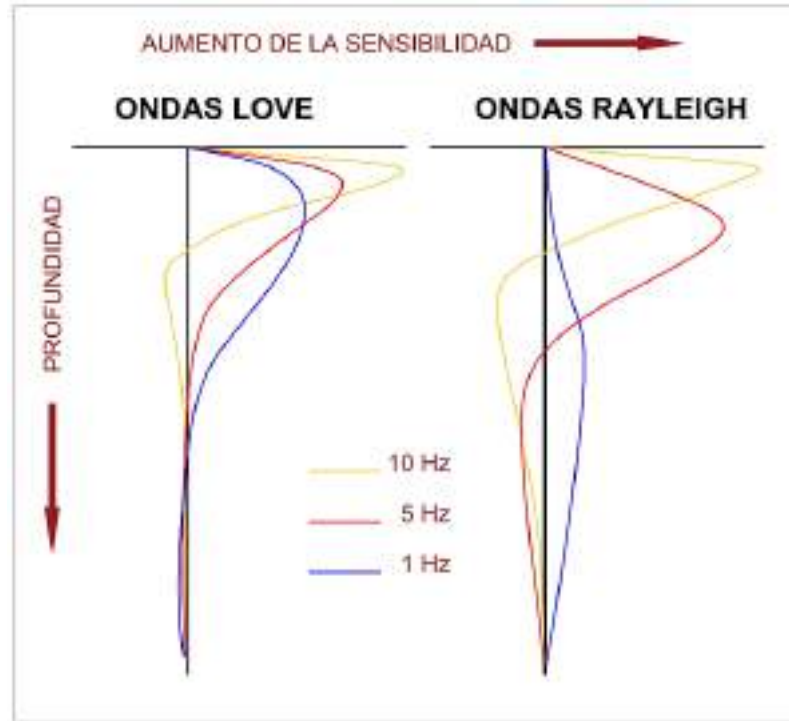


Figura 2-4 Sensibilidad de las ondas de superficie con respecto a la frecuencia y la profundidad. Modificado de Okada y Suto (2003)

2.3.2. El ¿ruido? sísmico o ambiental

La denominación de ruido (sísmico o ambiental) que encabeza este epígrafe es compleja, de ahí las interrogaciones, ya que, como tal, el ruido suele considerarse como un defecto en el registro de la señal sísmica que puede llegar a ser un elemento tan fuerte como la misma información o señal válida. Sin embargo, desde 1911 con los estudios de Gutenberg, y más recientemente Peterson (1993), se analizaron el espectro y su origen concluyendo que el ruido ambiental está relacionado con vibraciones que se trasladan por la zona más superficial de la corteza terrestre y que son de diverso origen y procedencia dentro de una banda de frecuencias amplia (revisado por Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006a).

En la **Tabla 2-1**, basada en las consideraciones del Proyecto Europeo SESAME (2003), se hace una distinción entre la procedencia y características de las vibraciones que se pueden registrar en una medida de ondas superficiales.

Tabla 2-1 Resumen de los tipos de vibraciones o ruido ambiental (modificado de SESAME, 2003)

PARÁMETROS	PROCEDENCIA DE LA VIBRACIÓN	
	NATURAL	HUMANO
TIPO	Microsismo	Microtremor
ORIGEN	Océanos, viento, tectónica	Trafico, industria, actividad humana
FRECUENCIA	< 1 Hz (0.1 – 0.5 Hz)	> 1 Hz (hasta 10 Hz)
CAMPO DE ONDAS INCIDENTE	Superficie	Superficie y cuerpo
VARIACIÓN DE LA AMPLITUD	Relacionado con mareas y tormentas	Día/Noche, Laborables/Festivos
TIPO DE ONDAS	Predominantemente Rayleigh	Rayleigh y Love (en algunos casos estas últimas pueden predominar)
MODOS	Fundamental, principalmente	Existencia de modos relacionados con altas frecuencias (casos de 2 capas)
OBSERVACIONES	El campo de ondas local puede variar en función del campo de ondas incidente	Algunas ondas monocromáticas relacionadas con maquinaria. La proximidad de las fuentes, así como la corta longitud de ondas, probablemente limitan la importancia cuantitativa de las ondas ocurridas por difracción en la profundidad.

Una idea de emplear la palabra “*ruido*” parte de la consideración de que en los registros de la investigación sísmica (refracción y reflexión) las ondas elásticas se presentan “contaminadas” debido a la presencia de señales (persistentes, aleatorias, no explicadas y no deseadas) de diferente naturaleza, muchas de ellas relacionadas con las ondas de superficie, lo cual se categoriza como ruido. Es decir, frecuencias y señales que no son válidas para este tipo de investigaciones sísmicas y que suelen estar presentes en la superficie de la corteza terrestre (Kani y Tanaka, 1961).

Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006a), sobre clasificaciones anteriores (ver **Tabla 2-2**), presentan una distinción de las fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia, clasificándolas por

diversos fenómenos naturales e incluyendo el ruido cultural o antrópico procedente de la actividad humana.

Tabla 2-2 Fuentes de ruido ambiental según los intervalos de frecuencia. Modificado de Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006a

TIPO DE FUENTE	Gutenberg (1958)	Asten y Henstridge (1984)
Oleaje, ondas oceánicas y choque contra la costa	0,05 Hz – 0,1 Hz	0,5 Hz – 1,2 Hz
Monzones y fenómenos meteorológicos de gran envergadura	0,1 Hz – 0,25 Hz	0,16 Hz – 0,5 Hz
Ciclones y perturbaciones atmosféricas sobre los océanos	0,3 Hz – 1,0 Hz	0,5 Hz – 3,0 Hz
Variaciones meteorológicas a escala local	1,4 Hz – 5,0 Hz	
Tremor volcánico y movimiento de magma	2,0 Hz – 10,0 Hz	
Actividad urbana y antrópica	1,0 Hz – 100,0 Hz	1,4 Hz – 30,0 Hz

Albert y Decato (2017) hacen un análisis de discriminación de frecuencias, en el medio rural y urbano, concluyendo que las frecuencias más comunes están en el rango de los 6 Hz a los 25 Hz en condiciones normales para un entorno urbano, con aumento hasta los 125 Hz en áreas de construcción; mientras que en los entornos urbanos la intensidad de la señal es menor, con frecuencias entre los 12 Hz y los 50 Hz (**Figura 2-5**).

Por supuesto, se pueden dar variaciones en relación con las actividades que se estén realizando en un entorno de investigación, pero el estudio puede ser una guía en el análisis de ruido ambiente no deseado y la discriminación de picos en frecuencias determinadas (aplicación de filtros), como se verá más adelante en este texto.

Desde la perspectiva de la vibración natural, el término correcto sería *microsismo*, considerando vibraciones dentro de un espectro de frecuencia inferior a 1,0 Hz, de forma general (aunque como se observa en la **Tabla 2-2**, puede superar ampliamente este valor); mientras que, si la procedencia de esta vibración es fundamentalmente antrópica o generada por la actividad humana (con frecuencias claramente por encima del valor de 1,0 Hz), el término más correcto sería *microtremor* (ver **Tabla 2-1**).

Ahora bien, el problema surge cuando es imposible determinar cuál es la frecuencia dominante (uno de los factores que lo diferenciarían) en el registro. Es por ello que se han empleado términos tales como microtremores, tremores, microsismos, microtemblores, microtrepidaciones, ruido ambiental, ruido natural, vibraciones naturales, vibraciones ambientales o incluso ruido cultural. Todos ellos se refieren a lo mismo y todos pueden ser considerados como la misma idea (Rosa Cintas, 2013). En la mayor parte de esta Tesis se empleará el término de ruido sísmico, más empleado en otras publicaciones, o ruido ambiental, principalmente, aunque también se han incluidos alguno de los sinónimos indicados anteriormente.

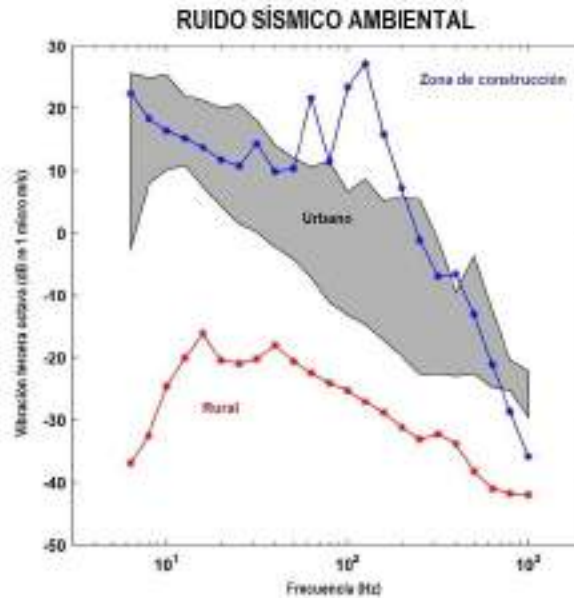


Figura 2-5 Niveles de ruido sísmico de un tercio de octava para las localidades urbanas y rurales. Modificado de Albert y Decato (2017)

Considerando todas las fuentes de producción de ruido sísmico Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006a) consideran que las ondas Rayleigh, en su modo fundamental y para medios de alto contraste de impedancia, es su componente fundamental, aunque también lleva implícita una composición de ondas de cuerpo y ondas Love (las cuales pueden llegar a ser de hasta un 50% del total en la composición de la onda de superficie).

2.3.3. Medida del ruido sísmico. Técnicas y equipos

La medida de las ondas de cuerpo es relativamente sencilla ya que, al tratarse de registros de un campo artificial (aplicando un golpeo o explosión) se puede modular la fuente y adaptarla a la frecuencia de registro de los equipos y el entorno (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011).

Sin embargo, el uso de la fuente de un campo natural o ya existente, como son las ondas superficiales, presenta la dificultad de la incorporación de frecuencias y señales que pueden ser no deseadas (por ejemplo, la incorporación de ruido industrial).

De forma general, ese ruido sísmico ha sido un elemento a eliminar de los registros sísmicos de las medidas de refracción y reflexión. Este ruido, en las técnicas activas, está relacionado con diversos eventos entre los que se destacan: las ondas superficiales (interfaz suelo-aire), las ondas de sonido que se desplazan por el aire, las interacciones de los fenómenos meteorológicos (viento, cambios de temperatura, lluvia) o las interacciones de elementos antrópicos (tendidos eléctricos, campos de ondas electromagnéticas). El ruido, por lo tanto, está presente en todas las frecuencias (ver **Figura 2-6**) siendo un elemento a neutralizar (para obtener una relación señal/ruido mayor que 1) en los registros de la sísmica convencional activa (considerando la relación entre la amplitud de la onda para un valor inferior a la frecuencia Nyquist o de definición de la onda), según Gupta (2021).

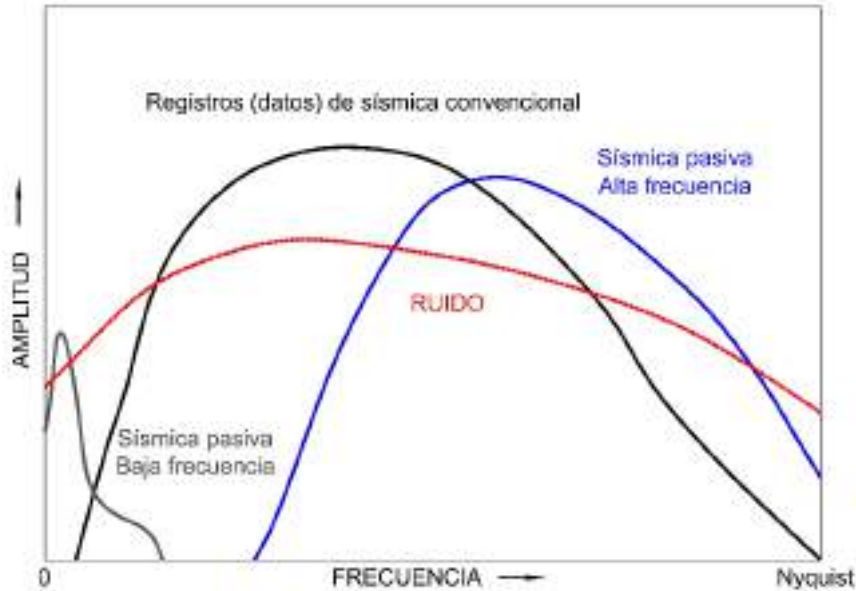


Figura 2-6 Esquema conceptual del espectro de amplitud. Concepto de ruido (línea roja discontinua) en la adquisición de datos sísmicos convencionales (línea negra) frente a las bandas de sísmica pasiva de alta y baja frecuencia. Modificado de Gupta (2021)

En la **Figura 2-7** se presenta un análisis relativo a un sismograma para un modelo de tres capas en el que se puede observar la posición de los registros de reflexión en dos interfaces o reflectores ($Rx\ 1$ y $Rx\ 2$) y sus correspondientes refracciones ($Rf\ 1$ y $Rf\ 2$), así como el ruido correspondiente a una onda directa y lineal (ruido operativo), tanto para el análisis en el dominio del tiempo (espacio-tiempo) como para el de las frecuencias, $F-k$ (Gupta, 2021).

En el caso de la sísmica pasiva, las señales que se relacionan con el ruido en la sísmica convencional servirán para los análisis a aplicar, considerando éste como parte ofrecida por las ondas de cuerpo (P y S) y las de superficie (Rayleigh y Love).

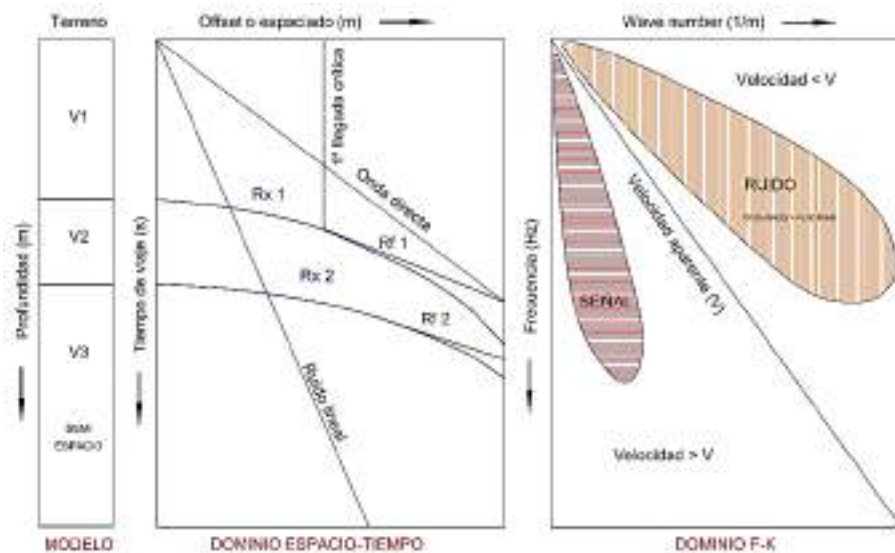


Figura 2-7 Modelo de tres capas (izquierda) con análisis de la respuesta sísmica en los dominios del espacio-tiempo (centro) y $F-k$ (derecha). Modificado de Gupta (2021)

La medida del ruido sísmico está afectada por varios factores, como se señala en SESAME (2003), incluida la elección de los equipos de medida (su frecuencia natural de trabajo), que será comentada en los apartados sucesivos. De forma general, en cuencas sedimentarias amplias, la variación de la frecuencia esperada con situaciones de cambios graduales de facies (laterales) puede estimarse nula o insignificante en una distancia de unos 50 a 100 m. Sin embargo, esto está condicionado a la variabilidad lateral de los componentes geológicos (y la relación entre capas superficiales y basamento).

La profundidad esperada del cambio de impedancia sísmica, es decir, la posición de la interface suelo-roca, también condiciona la medida del ruido sísmico. En la **Tabla 2-3** se indica una referencia, a partir de los datos obtenidos en el proyecto SESAME (2004), de las medidas que se deben aplicar según las condiciones esperadas en función de la frecuencia.

La medida del ruido sísmico se puede afrontar desde el empleo de equipos de estación única o equipos de estación múltiple. En el primer caso se encuentran las medidas realizadas mediante los ensayos HVSR, donde la instalación de un sistema de tres geófonos dispuestos en las tres direcciones del espacio (dos componentes horizontales y una vertical) recogerían el ruido ambiente para su posterior procesado.

En el segundo caso tenemos, como las técnicas más importantes las de perfil lineal, como la ReMi (Louie, 2001) o la SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*), las de perfiles combinados, como la MAM (*Microtremor Array Measurements*), y la de dispositivos geométricos, como la SPAC (*Spatial Autocorrelation*) y sus variantes como la ESAC (*Extended Spatial AutoCorrelation*; Aki, 1957).

Tabla 2-3 Tiempos de registro según la frecuencia esperada. Modificado de SESAME (2004)

FRECUENCIA MÍNIMA ESPERADA (Hz)	TIEMPO DE MEDIDA (min)
0,2	30
0,5	20
1	10
2	5
5	3
10	2

Estas técnicas han sido comúnmente empleadas de forma conjunta para interpretaciones más completas de la curva de dispersión y la obtención de parámetros más precisos en su inversión (Rosa-Cintas *et al.*, 2011).

2.4. Técnica de sísmica pasiva HVSR y estado del arte.

En la literatura actual existen varias revisiones de la aplicación de la técnica de sísmica pasiva HVSR y su uso en los diferentes ámbitos de los estudios geológicos. Entre ellas se destacan las

publicaciones de Bonnefoy *et al.* (2006b), Mucciarelli y Gallipoli (2001), Molnar *et al.* (2018) y la más reciente Molnar *et al.* (2022).

2.4.1. La técnica HVSR

La técnica de sísmica pasiva HVSR se basa en la medida del ruido sísmico o vibración ambiental mediante una sola estación en la que se incorporan geófonos orientados en las tres direcciones del espacio (Nakamura, 1989). Se trata, por lo tanto, de una técnica simple de aplicación, rápida en su ejecución, que no es invasiva, y ha sido ampliamente aplicada en el caso de la identificación del periodo de vibración natural del terreno con el fin de evitar los fenómenos de resonancia en ingeniería estructural y en el análisis de los efectos sitio (Mucciarelli y Gallipoli, 2001; Haghshenas *et al.*, 2008; Maresca *et al.*, 2022; Maresca y Berrino, 2016; Gosar, 2017; Thabet, 2019; Zhu *et al.*, 2020).

El fenómeno de la vibración ambiental es conocido desde hace mucho tiempo por la comunidad investigadora, sobre todo en relación con la investigación de terremotos, pero no ha sido hasta hace pocas décadas que se estableció un método de estudio específico (Okada y Suto, 2003). En palabras de estos mismos autores: *Es básicamente un método sísmico pasivo, mediante el cual “escuchar” la “voz” de la naturaleza que brinda información, la cual nos permite estimar la estructura del subsuelo bajo una serie de geófonos.*

Esta técnica HVSR parte de los estudios de Aki (1957) y Nogoshi e Igarashi (1971), pero fue Nakamura, en 1989, quien la desarrolló plenamente, llegando a presentarla incluso como “Técnica o método Nakamura” (la cual se sigue manteniendo en algunos casos, aunque no es recomendable dicha denominación, según comunicación personal del Dr. Sanchez-Sesma). Se trata de una técnica robusta (Ohmachi *et al.*, 1991; Field y Jacob 1993; Lachet y Bard, 1994; Fäh *et al.* 2001) y que, en condiciones favorables (cambios o contraste de impedancia del orden de 2 o mayores), las relaciones H/V son muy estables. esto permite obtener un resultado confiable, ya que estos materiales poco compactos o blandos (sedimentos) presentarán un pico claro y definido en la curva de dispersión de frecuencias que estará relacionado con la frecuencia fundamental de vibración del terreno (f_0).

Nakamura en 1989 planteó la hipótesis de que la componente vertical del ruido ambiental mantiene las características de una fuente original en sedimentos de la superficie del suelo y está relativamente influenciado por las ondas de Rayleigh, en los sedimentos, en su componente horizontal. Por lo tanto, la componente vertical se puede utilizar para eliminar tanto la fuente como los efectos de onda de Rayleigh de las componentes horizontales.

En la **Figura 2-8** se muestra este criterio, que es la base de la técnica (Nakamura, 2008). La propuesta del ensayo HVSR se basa en dos supuestos. El primero es que se supone, para el lecho rocoso, que la relación espectral H/V es 1, es decir, las ondas de corte horizontales y verticales se transmiten por igual en el lecho rocoso:

$$\frac{S_{vb}}{S_{hb}} = 1 \quad (2.1)$$

Donde S_{vb} y S_{hb} son los espectros de vibración vertical y horizontal para el basamento o roca, respectivamente (ver **Figura 2-8**).

En segundo lugar, una vez que la onda sísmica penetra en el sedimento se considera que la componente vertical básicamente no aumenta, es decir, la función de transferencia vertical se considera como la unidad:

$$\frac{S_{vs}}{S_{vb}} = 1 \quad (2.2)$$

Donde S_{vs} es el espectro de vibración vertical del sedimento en superficie.

Del mismo modo la función de transferencia para la componente horizontal se puede escribir como:

$$\frac{S_{hs}}{S_{hb}} \quad (2.3)$$

Donde S_{hs} sería el espectro de vibración horizontal para el sedimento en la superficie del terreno.

Considerando las Ecuaciones (2.1) y (2.2) la relación (2.3) se podría escribir también como:

$$\frac{S_{hs}}{S_{vs}} = \text{HVSr (H/V)} \quad (2.4)$$

La Ecuación (2.4) es lo que postula o se obtiene del ensayo HVSr, es decir, el cociente espectral de la componente horizontal sobre la vertical H/V (ver **Figura 2-8**), el cual estaría en relación con el espesor de los sedimentos depositados sobre el basamento rocoso.

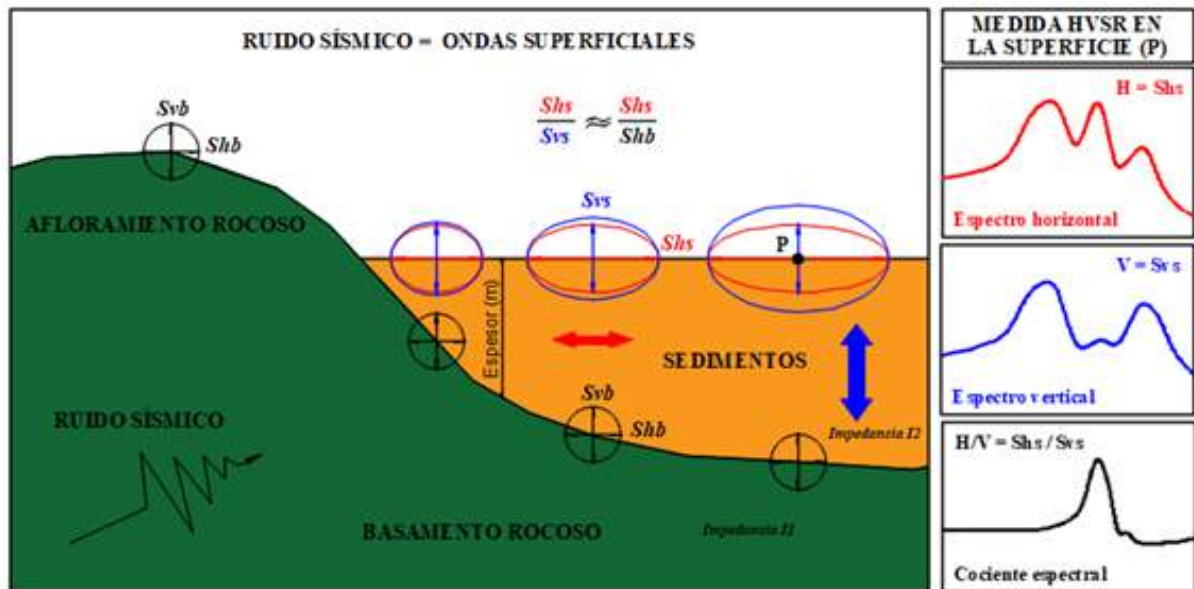


Figura 2-8 Conceptos de la aplicación de los cocientes espectrales (ver explicación en el texto). Modificado de Nakamura (2008)

2.4.2. Breve estado del arte

Esta técnica HVSR, o del cociente espectral H/V, se puede aplicar tanto en la investigación sísmica (por ejemplo en la determinación de los periodos fundamentales de vibración del terreno en estudios sismo resistentes) como en el registro geológico (en la clasificación de materiales geológicos utilizando la velocidad de la onda de corte V_s y la media de dicha velocidad en los primeros treinta metros del terreno superficial (V_{s30}) mediante el análisis de una curva de elipticidad (Nakamura, 1989; Delgado *et al.*, 2015; Pamuk *et al.*, 2019; Jirasakjamroonsri *et al.*, 2019), aunque esta opción es compleja de aplicar.

El ensayo HVSR permite identificar la frecuencia de resonancia fundamental de una capa sedimentaria y sus factores de amplificación implícitos. Esto ha sido demostrado por investigadores como: Ohmachi *et al.* (1991), Lermo y Chávez-García (1992), Field y Jacob (1995), o Kanli (2010), quienes utilizaron la relación espectral H/V del ruido sísmico (ondas superficiales) para identificar la frecuencia de resonancia fundamental de los sedimentos.

La aplicación de esta técnica solo requiere de un contraste mayor a dos veces entre los medios existentes en una zona de la impedancia sísmica (relación entre la densidad aparente de un medio y la velocidad de la onda sísmica de corte que se propaga a través de él) para obtener resultados exitosos (Nakamura, 1989; Vella *et al.*, 2013; Hellel *et al.*, 2019).

2.5. La medida y procesamiento de los registros HVSR

2.5.1. Registro y medida de datos

La medida de los datos se realiza acoplando un equipo triaxial, considerando que se emplean tres geófonos, orientados uno en cada una de las direcciones del espacio (X-Y-Z) e instalados sobre o a la superficie del terreno lo más solidariamente posible con éste. Hay que aclarar que no se trata de un sistema tridimensional (3D), como algunos autores indican, y que los tres geófonos precisan una calibración conjunta con la misma respuesta en el rango de la frecuencia de trabajo (Albarelo *et al.*, 2011a; Moro, 2015).

El uso de picas, puntas o patas, normalmente con terminación en un pico afilado, permite a la carcasa de contención del equipo, al hincarse en el terreno flojo o moderado, mantener una posición estática durante todo el tiempo que dura el registro y sin que se produzcan vibraciones por agentes externos (por ejemplo, el viento). En caso de que el terreno sea muy compacto (suelo rígido o granular de gran tamaño de grano, roca o pavimentos) se puede disponer el equipo directamente sobre la superficie en la zona a investigar con un aporte de material fino (arena) o adecuar la zona mediante una plataforma; sin embargo, pueden presentarse factores externos que afecten a su estabilidad durante la medición, como se indica en las recomendaciones del proyecto SESAME (2004) y se puede observar en la **Figura 2-9**.

La carcasa, que compone el equipo, dispone de un nivel de burbuja de alta precisión para conseguir que los geófonos mantengan una posición nivelada, tanto en la horizontal como en la vertical, durante su instalación, la cual se ha de observar con cuidado y atención.

También en la implantación del equipo, se habrá de considerar si las medidas que se realicen van a ser analizadas en el parámetro de dirección de la vibración (directividad) ya que, en este caso, uno de los geófonos horizontales se ha de orientar hacia el Norte (magnético o geográfico) para su consideración en la interpretación de esta directividad.



Figura 2-9 Equipo de medida HVSr (marca Dolang Geophysical Ltd., modelo JEA) uno de los empleados en esta investigación. Compuesto por tres geófonos de 2.0 Hz de frecuencia natural, y donde se puede observar las picas de implantación y el nivel de precisión en la parte superior.

Los factores principales que pueden afectar a la efectividad y confiabilidad de las medidas en esta instalación son: vibraciones artificiales (antrópicas) o ruido ambiental dirigido (focalizado) y presencia de meteoros (lluvia o viento). Según Bard (2004), el proyecto SESAME (2004) y las revisiones de Morgan *et al.* (2022) existen ciertas recomendaciones a seguir para obtener una calidad de datos óptima. Éstas serían:

1. Uso de ganancia o amplificación de la señal. Se recomienda emplear la máxima ganancia que pueda admitir el equipo, pero considerando evitar la saturación del registro.
2. Duración de la grabación. Estará determinada por la frecuencia de resonancia en el sitio. De forma genérica, la recomendación de SESAME (2004) es el empleo de más de 10 minutos de registro por punto, con el fin de obtener información y datos suficientes que puedan ser filtrados para la obtención de un mínimo de 10 ventanas de análisis (ver **Tabla 2-3**).
3. Espaciado de las estaciones de medida. La variación de la vibración de las ondas superficiales en el terreno está también en función de la longitud de onda. Se considera que espaciados inferiores a 30 m pueden no aportar datos diferenciados. También SESAME (2004) recomienda realizar un mínimo de tres medidas por punto, de manera que se puedan componer en una sola (como valor medio).

4. Estacionamiento del equipo. Uno de los puntos más importantes es el correcto acoplamiento del mismo con el terreno. En este sentido, zonas encharcadas o inundadas, turberas o suelos muy flojos pueden evitar una correcta medida. Se puede, en caso de superficies duras (como pavimentos), emplear un relleno de finos (arenas y limos) como elemento de conexión con el terreno. No es recomendable su uso directamente sobre materiales espesos que dispongan de una inversión de la impedancia (materiales rígidos o duros como suelos endurecidos, rocas u hormigón sobre suelos blandos o poco compactos).
5. Estructuras cercanas. Las vibraciones de estructuras esbeltas, como edificios, infraestructuras o puentes, pueden ser un foco direccionado de vibración y señales no deseadas. Pasa lo mismo en el caso de registros cercanos a vías muy transitadas (es relativamente más recomendable medir en una intersección, por ejemplo) o paso de vehículos pesados. Se ha de considerar también la medida en el entorno de árboles elevados en periodos de viento (superior a 15 km/h) debido al movimiento transmitido a sus raíces. En caso de existencia de estructuras subterráneas como túneles, cavernas, tuberías o sótanos se debe evitar la medida de datos sobre los mismos o considerar su existencia y tamaño. Es importante prevenir el registro de ruidos industriales (generados por la actividad industrial o fábricas), y que se encuentran normalmente definidos por un pico muy intenso y claro en las medidas dentro del rango de frecuencias medias a altas.
6. Condiciones meteorológicas. Al margen de los límites de medida y funcionamiento de los equipos se debe evitar la medida en caso de lluvia (moderada a intensa), por el golpeo de las gotas en el equipo (o proteger éste) y en periodos de viento fuerte de más de 30 km/h (o instalarlo en un hoyo).

En la experiencia obtenida durante esta investigación, la recomendación sería la de emplear registros de señal no inferiores a 20 minutos (Punto 2), tanto por obtener datos suficientes que necesiten descartarse (en caso de entrada de ruido) o definir un número de ventanas de transformación que superen las 10 unidades (SESAME, 2004); aunque menos ventanas de buena calidad también pueden ser usadas en el procesado.

El espaciado de las medidas (Punto 3) dependerá de la zona o proceso que se esté investigando. Si bien es verdad que separaciones de menos de 50 m en cuencas sedimentarias amplias no suelen proporcionar variaciones en las señales, en caso de deslizamientos de tamaño medio a pequeño investigados en esta Tesis, se puede llegar a trabajar con separación de medidas del orden de 20 m.

El acoplamiento del equipo (Punto 4) también es importante cuando existe posibilidad de que ingrese ruido no deseado en la grabación. Circulación cercana de vehículos, superficies demasiado rígidas o materiales muy blandos son condiciones que pueden aportar ondas superficiales (en la interface suelo-aire) o de aire (sonido) que introduzcan vibraciones focalizadas.

Las condiciones del Punto 5 son más complejas de evitar, sobre todo cuando las medidas se realizan en áreas boscosas con viento o en áreas urbanas con edificios esbeltos. En estos casos es recomendable que en el registro se almacene más información (> 20 min) para descartar información de frecuencias no deseadas. El ruido artificial o industrial puede enmascarar los resultados de una medida del terreno ya que no solamente se inducirán frecuencias relacionadas con las vibraciones artificiales, sino que los picos de estas serán de alta intensidad y, como resultado, el cociente espectral H/V será muy elevado impidiendo que, si la frecuencia f_0 está cercana al mismo, pueda ser identificada. Una opción, en ambientes urbanos ruidosos, es la de hacer las grabaciones durante las horas nocturnas, donde la actividad se detiene o minora; sin embargo, el ruido general de la circulación de vehículos y la variación con los datos tomados en el día no suele ser un factor fundamental en la adquisición de datos (Bard, 1998).

Por último, el Punto 6, salvo en condiciones muy extremas es totalmente mitigable. Se han medido ensayos con lluvia y/o viento de moderado a fuerte que no han tenido influencia apreciable en los registros (realizando una protección adecuada de los mismos). Ahora bien, cualquier sistema de protección instalado debe de ser anclado sólidamente al terreno para evitar que su vibración cercana afecte al sistema de medida.

Los equipos presentes en el mercado suelen incorporar geófonos de frecuencia natural que se encuentra entre los 2,0 Hz y 4,5 Hz (igual para los tres componentes), siendo recomendables los de menor frecuencia por su mayor sensibilidad cuando se pretenda investigar con mayor precisión. En la investigación de esta Tesis se ha tenido a disposición un equipo de cada frecuencia, y como complemento en la parte investigadora, se han comparado las medidas realizadas por ambos equipos, observándose que, para frecuencias en el rango de 0,5 a 30 Hz, la variación obtenida en las f_0 es despreciable o inexistente. También se ha experimentado con equipos de diferente marca (Dolang Geophysical Co. Ltd. y Sara Electronics Instruments Ltd., por ejemplo) con un resultado similar, por lo que se puede concluir que los resultados de las medidas son casi independientes de los equipos empleados (investigaciones pendientes de publicar).

2.5.2. Procesado de datos. Obtención de la curva de elipticidad

El procesado de los datos se encuentra ya dentro de las condiciones asociadas a la intervención del operador o interpretador. En este sentido, el conocimiento o la experiencia acumulada juega a favor de tomar las mejores decisiones en este apartado de la investigación.

En muchos casos, los programas informáticos de procesado e interpretación pueden disponer de valores genéricos o amplios que son aplicados “por defecto” (valores por *default*) al correr el programa, como es el caso de GEOPSY (SESAME, 2004) o en los softwares desarrollados por García-Jerez *et al.* (2016) y Vantassel *et al.* (2023). Si bien estos parámetros pueden satisfacer procesamientos generales es recomendable realizar iteraciones y tentativas para elegir la menor combinación de los valores de análisis y procesado (Bard, 1998).

Las recomendaciones generales sobre el procesado de los datos y los parámetros a emplear en el mismo que aportan en sus investigaciones Bard (1998 y 2008) y que se pueden obtener del

proyecto SESAME (Bard y SESAME Team, 2004) deben ser consideradas y realizadas en relación a los siguientes puntos:

- Tamaño de las ventanas. De forma general la longitud temporal de cada ventana, en el proceso de “ventaneo” (*windowing*), deberá ser de veinte ciclos respecto a la frecuencia menor de investigación. Por lo tanto, ésta dependerá de la banda de frecuencias a analizar. Si aplicamos un valor de 20 segundos en su tamaño, esto reflejará una frecuencia de 1 Hz, lo cual puede ser una referencia general buena, pero la reducción en el tiempo también podría ofrecer buenos resultados.

En esta investigación se ha empleado un tamaño de ventana de tiempo con los mencionados 20 a 25 s.

- Numero de ventanas. Definida por la cantidad de ventanas obtenidas a partir del tamaño propuesto en el punto anterior, éste puede ser variable, en función del tamaño del registro (tiempo total de la medida). La recomendación general sería discriminar las de mejor calidad y que dicho número no fuese inferior a 10 unidades. Sin embargo, un menor número de ventanas con una buena calidad de registro (sin inclusión de ruido o transientes) puede ser válido también si los resultados son estables y de baja dispersión de la curva.

Los registros de esta investigación consiguieron computar más de 20 ventanas por registro (duración de los registros de más de 20 minutos).

- Filtrado de transientes. La aplicación de un filtro de tipo “*anti-trigger*” en las ventanas, con una relación STA/LTA (límites de filtrado) inferior a valores de 1,5 y 2,0 s, permite la eliminación de transientes generales (circulación de vehículos ligeros, ruido industrial lejano u otras vibraciones) que puedan afectar a la medida.

En los datos se ha aplicado el filtraje indicado para la eliminación de este tipo de perturbaciones no deseadas, aun cuando las medidas no tuvieron alteraciones cercanas por fuentes de vibración no deseadas (sin actividad antrópica cercana).

- Obtención de la componente horizontal. La composición de las medidas en las dos direcciones horizontales se puede realizar de varias formas, siendo la más recomendable una de tipo geométrica o la de medias de la raíz cuadrada.
- Suavizado del espectro. El suavizado del espectro se realiza para evitar la presencia de picos adicionales falsos y debe ser aplicado con precaución para no definir un pico erróneo o eliminar uno válido. Existen varios autores que han presentado sus propuestas siendo los de Konno y Ohmachi (1998) los más empleadas.

En esta investigación se ha aplicado este tipo de filtro con un porcentaje de suavizado entre el 30% y el 40%, el cual presentaba los mejores resultados en con definición de tipo triangular o coseno.

- Cociente espectral medio. La forma de computación final del cociente espectral puede realizarse de dos formas: aplicado de forma anterior al cálculo del cociente espectral (promediando los componentes horizontal y vertical) o calculando el cociente espectral en cada ventana y luego promediando el cociente.

Esta segunda forma es la que ha sido empleada en esta investigación.

2.5.3. Precisión de los resultados. Curvas de elipticidad y picos

El resultado del análisis de los datos obtenidos en un ensayo HVSR no depende tanto de los equipos ni de la zona como del procesamiento y el procesador-interprete. La precisión de los equipos y el entorno puede afectar ligeramente a las medidas, sin embargo, el interpretador, como en la mayor parte de las técnicas geofísicas, tiene una importancia vital (Molnar *et al.*, 2022).

La influencia que pueden tener las condiciones de registro en los datos es importante cuando nos encontramos o debemos trabajar sobre superficies de mayor impedancia que el terreno infrayacente, es decir, en casos de losas de hormigón, asfaltados potentes o capas rigidizadas. También cuando se trabaja sobre o cerca de estructuras que pueden perturbar las vibraciones (túneles, edificios, muros, etc.) o bien, exista vibración o ruido de tipo industrial (fabricas, tráfico pesado, maquinaria en funcionamiento). El resto de los factores puede no influenciar, en gran medida, los registros realizados; sin embargo, si el operador de campo puede minimizarlos o eliminarlos, se conseguirán registros de mayor calidad y la obtención de procesados más precisos (Koller *et al.*, 2004; Molnar *et al.*, 2022).

El resultado obtenido será una distribución de frecuencias relacionada con el cociente espectral. Es decir, una curva de análisis de dispersión, también llamada de elipticidad por el movimiento de las partículas en los frentes de ondas Rayleigh (elíptico retrogrado) según Vantassel *et al.* (2023). Este análisis es robusto y la forma de la curva obtenida estará relacionada con la distribución de los materiales.

En el caso de curvas que exhiban un pico claro y de amplitud elevada significaría la presencia de un fuerte contraste de impedancias entre las dos capas del modelo, mientras que con picos poco claros o de baja amplitud el contraste sería débil. También se puede dar el caso de la aparición de picos múltiples, lo que puede interpretarse como la presencia de varios horizontes o capas con contrastes de impedancia de diferente entidad. Las curvas que presenten una forma plana indicarían la presencia superficial de un substrato rocoso, compacto, o la falta de un espesor significativo de sedimentos (Maresca *et al.*, 2022).

La presencia de interfaces suelo-basamento muy onduladas, quebradas, inclinadas o con estructuras de tipo falla, presentan curvas complejas cuya interpretación puede ser difícil de definir (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008; Rigo *et al.*, 2021; Maresca *et al.*, 2022)

La proporción en ondas Love en el ruido ambiental controlaría la amplitud del pico en la curva HVSR, sin embargo, cuando se produce un contraste de impedancia fuerte, esta contribución se produce en un entorno muy cercano a la frecuencia fundamental de las ondas *S* (menos del

5%) lo que es independiente del origen del pico ((Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008; Bard y SESAME Team, 2004). Desde enfoques experimentales, la curva de elipticidad sería explicada a partir del modo fundamental de las ondas Rayleigh (Fäh *et al.*, 2001; Wathelet *et al.*, 2004; Piña-Flores *et al.*, 2020).

2.5.4. Interpretación de los resultados procesados

La interpretación de las ondas superficiales se basa en la suposición de que el campo de vibraciones, en la superficie de la Tierra, está dominado por ondas superficiales. Por lo tanto, la forma de la curva de dispersión (el cociente espectral H/V) se explica por la curva de elipticidad (polarización frente al período) de las ondas de Rayleigh (Nakamura, 1989).

Nakamura (1989) interpreta los picos observados en las curvas H/V como el efecto de resonancia de las ondas *S* en la capa superficial. De forma general, estos resultados se aproximarían a la función de transferencia en el sitio de medida, por lo que se pueden emplear en un análisis previo de los factores de amplificación del sitio en sismos (Benjumea *et al.*, 2011).

Esta premisa se basa en la suposición de que:

- El campo de ondas sísmicas superficiales es una combinación de ondas de cuerpo y Rayleigh que se propagan sobre un medio o espacio uniforme (con un aumento de la velocidad entre dos medios).
- Por otra parte, también se supone que las diferencias entre las amplitudes de las componentes verticales en el basamento y en la superficie está en función exclusiva de la profundidad de la amplitud de la onda Rayleigh (no hay cambios debido a otros efectos, como los de resonancia de las ondas P).
- La dependencia de la profundidad de estas amplitudes de la onda Rayleigh es igual para las componentes del movimiento vertical y horizontal.
- Las amplitudes de las componentes vertical y horizontal, en la base de la capa, son iguales para el movimiento del suelo ambiental (también denominado como “Hipótesis Nakamura”).

2.5.5. Inversión de la curva de elipticidad

El proceso más debatido de la técnica HVSR es la validez de la inversión de la curva de elipticidad (Piña-Flores *et al.*, 2017 y 2020). Desde un punto de vista teórico, esta inversión es posible siempre y cuando se disponga de parámetros de referencia en el entorno investigado (Molnar *et al.*, 2022). Sin embargo, la modelización de una única curva de elipticidad seguirá aportando un numero infinito de soluciones, todas ellas matemáticamente posibles y validas, que pueden variar en soluciones geológicas de forma importante (García-Jerez *et al.*, 2016).

En Scherbaum *et al.* (2003) se indica que la elipticidad por sí sola está afectada por una falta de unicidad o reciprocidad inherente, sobre todo, debido a su definición como una relación que implica inevitablemente efectos de escala

La inversión de una curva de elipticidad, que presente un pico claro o singular, parece tener más información en la rama derecha al pico con respecto a la estructura del suelo; sin embargo, la rama izquierda se puede incluir como referencia o restricción de la frecuencia máxima asociada al terreno. En caso de picos amplios se debe invertir toda la curva obtenida y, sobre todo, el pico ancho (Hobiger *et al.*, 2013).

Sin embargo, otros autores, como Cercato (2018), indican que el uso de estas ramas o flancos de la curva de elipticidad no aportan novedades o información al entorno del pico y no se deberían utilizar.

La inversión de la curva de elipticidad se puede realizar por medio de diferentes algoritmos de aproximación como pueden ser los genéticos o los de vecindad o de vecino más cercano (Whathelet *et al.*, 2004), el cual ha sido incorporado al módulo DINVER, perteneciente al paquete de software libre GEOPSY (SESAME, 2004), empleado en esta Tesis.

El problema general de la inversión de un conjunto de datos en cualquiera de los métodos geofísicos es la no unicidad de los modelos, es decir, la obtención de infinitas soluciones que satisfacen un conjunto de datos de partida (Clavero *et al.*, 2014). Otra de las condiciones de interpretación es la consideración de un sistema de capas o niveles geológicos con una disposición subhorizontal (Moro, 2015).

La técnica HVSr es sensible a la presencia de contraste de impedancia de las ondas transversales, pero solamente podrá ser empleado en la definición e identificación de los valores de velocidad de éstas cuando se conozca la distribución en profundidad de las mismas. Es decir, cuando se disponga de un conocimiento previo de la estratigrafía local bajo la zona de investigación (Moro, 2015).

Por lo tanto, una de las formas de inversión adecuada sería el uso de modelos de restricción (*constrained models*, en inglés) los cuales permitan limitar o eliminar la creación de modelos desajustados o “inadaptados” en la interpretación de una curva de elipticidad por inversión matemática (Delgado *et al.*, 2000a; Delgado *et al.*, 2021).

Uno de los elementos poco analizados en la literatura es la necesidad de dicho conocimiento geológico en el caso de inversiones de la curva de dispersión en zonas con escaso conocimiento de la distribución de capas. En muchos casos, la pericia del interpretador, ya comentada anteriormente como una necesidad en la interpretación de cualquier conjunto de datos geofísicos, puede ser un añadido a la obtención de resultados realistas y, sobre todo, en zonas de geología poco compleja o previsible.

Tampoco se aborda de forma importante la precisión de los ajustes matemáticos en estas inversiones de las curvas de campo. Hay que considerar que, si bien el ajuste de un conjunto de datos pueda ser matemáticamente correcto, o incluso perfecto, es decir, se haya obtenido un

misfit o error mínimo, esto no significa que el mismo se ajuste a un modelo geológico válido. En la experiencia del autor, modelos geofísicos con un desajuste relativamente amplio o lejano a un valor mínimo, matemáticamente hablando, han producido modelos geológicos más reales que otros de mayor precisión matemática. La valoración de los procesos geológicos y el conocimiento del entorno geológico, así como sus posibles variaciones juegan entonces un papel fundamental en el procesamiento y en la interpretación final de un conjunto de datos de campo geofísicos medidos.

2.5.6. Directividad del ruido ambiental

El propósito de los análisis de directividad en los ensayos HVSR es estudiar la dependencia existente entre relación espectral y la direccionalidad del ruido ambiental. La amplificación direccional de un sitio se produce a lo largo de un azimut determinado o específico de la zona en el plano horizontal. A lo largo del azimut amplificado, en el dominio del tiempo, esta amplificación direccional corresponde al movimiento del suelo polarizado linealmente (Pischiutta *et al.*, 2012 y 2022). La amplificación direccional tiene lugar sobre las dos componentes horizontales del movimiento del suelo, las cuales no presentan la misma amplitud, ya que el movimiento es focalizado (mayor) a lo largo de un azimut específico conocido también como “resonancia direccional del sitio” (Bonamassa y Vidale, 1991).

En estos casos, la estructura geológica del subsuelo juega un papel fundamental en lugar de estar relacionada con la fuente o trayectoria del frente de ondas o ruido ambiental, habiendo sido observado esto tanto en terremotos como en microtemblores (Pischiutta *et al.*, 2022). Esta amplificación direccional ha sido investigada en varios ambientes geológicos tales como: deslizamientos gravitacionales (en roca o suelos), deslizamientos genéricos (Del Gaudio y Wasowski, 2007; Burjaneck *et al.*, 2010; Delgado *et al.*, 2015), zonas de falla (Pischiutta *et al.*, 2012) y en ambientes volcánicos (Panzera *et al.*, 2020).

Esta amplificación direccional está en relación con la presencia de grietas abiertas, fracturas o incluso microfisuras (Moore *et al.*, 2011; Burjánek *et al.*, 2010; Pischiutta *et al.*, 2012). En los estudios indicados se pudo observar que el ángulo producido entre la dirección de la falla y la dirección de máxima amplificación (o polarización) es de 90°, para fallas normales, y algo más pequeño en fallas *strike-slip*. Si consideramos que en los deslizamientos de tierra el dominio es claro en los mecanismos de falla, y estas suelen ser normales, la amplificación direccional se puede correlacionar entonces con este tipo de estructura interna en la masa deslizada, sobre todo en aquellos casos en que ésta se encuentre compacta o sea rígida (esto puede ser válido también para deslizamientos en roca).

Aunque estas correlaciones no están aun lo suficientemente investigadas, se ha podido constatar en Alonso-Pandavenes *et al.* (2023b) esta relación entre fracturas y microfracturas con la directividad en las direcciones de rumbo de las fracturas para deslizamientos de materiales rígidos.

El estudio de la directividad puede ser abordado desde dos métodos o enfoques en la forma de ser calculado:

1. El de la polarización analizada en el dominio del tiempo (Jurkevics, 1988), en la cual se realiza una estimación directa de la orientación del elipsoide de polarización.
2. El de la directividad en el análisis del ensayo HVSR, el cual relaciona las amplitudes espectrales H/V en función de la frecuencia y la dirección del movimiento (Spudich *et al.*, 1999).

El fenómeno de la polarización de la energía de las vibraciones en intervalos de azimut estrechos (picos definidos) tiene influencia en la actividad de los deslizamientos. Como indican Del Gaudio *et al.* (2007), cuando la resonancia máxima está próxima a las direcciones del deslizamiento, puede condicionar la estabilidad del mismo.

Por otro lado, los efectos direccionales estacionarios estarían relacionados con características estructurales del sitio, tales como: fallas, grietas o alineaciones composicionales importantes del terreno (Cheng *et al.*, 2020; Maresca *et al.*, 2022).

Los análisis de directividad se podrían entonces aplicar como una investigación de la posible compartimentación de un material (por ejemplo, en un deslizamiento) o enfocados al estudio de fallas o estructuras mayores (Del Gaudio y Wasowski, 2007).

2.6. Parámetros geotécnicos obtenidos a partir de ensayos geofísicos

En Anderson *et al.* (2008) se hace una clasificación de algunas aplicaciones geotécnicas de los métodos geofísicos. Por su parte, Garré *et al.* (2022) revisan los métodos geofísicos, incluyendo las últimas técnicas en desarrollo, aplicados al estudio de suelos y materiales no cementados.

De todos los métodos geofísicos, y sus técnicas, que han sido presentados en los apartados anteriores, solamente el método sísmico ofrece algún tipo de relación con los parámetros empleados en geotecnia. Si se considera que la separación entre materiales compactos (roca) y sueltos (suelos) es una clasificación útil en geotecnia (siendo ésta muy grosera), entonces también, y de forma indirecta, el método geoeléctrico dispone de aplicación en estos estudios, pero sin poder establecer correlaciones claras con alguna otra característica o parámetro de tipo geotécnico (Bacic *et al.*, 2020).

En el método electromagnético, la determinación de zonas de humedad y/o saturación podrán correlacionarse con datos procedentes de otras investigaciones (a partir de ensayos de permeabilidad en perforaciones, por ejemplo).

El método sísmico puede ser aplicado en varias determinaciones y campos, tales como: el análisis de la ripabilidad (correlacionable con la compresión simple), estado de compactación de rellenos naturales o artificiales (en su relación con la densidad/empaquetamiento), nivel de alteración del terreno, posición del substrato rocoso e incluso en la determinación de niveles freáticos, para casos muy concretos (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011).

En este método, y a partir de la determinación de las velocidades de la onda P y S y su relación V_p/V_s , se puede realizar el cálculo de los parámetros elásticos dinámicos como la definición del

coeficiente de Poisson ν_d (en relación directa exclusivamente con el mencionado cociente), la obtención del módulo de rigidez máximo ($G_{d,max}$, en combinación con la densidad de los niveles geofísicos), del módulo de Young (E_d) y de los restantes módulos por las relaciones existentes entre ellos.

Estos valores son parámetros elásticos dinámicos, no relacionados directamente con los estáticos, los cuales se suelen obtener en los ensayos de laboratorio y son empleados en las formulaciones geotécnicas, pero que son fundamentales en los análisis en condiciones pseudoestáticas (con sismo), según USACE (1995).

La distribución de las velocidades de la onda S (V_s) en los primeros 30 m de profundidad desde la superficie es un parámetro geotécnico de clasificación del perfil del terreno para las normativas sismo-resistentes (por ejemplo: NEHRP, 2009 y NEC-SE-DS, 2015). Así, la V_{s30} es un valor medio de la onda de cizalla que caracteriza el terreno para los diseños estructurales. También en el diseño estructural, la definición del periodo de vibración natural del terreno (T_o) es un parámetro geotécnico fundamental para evitar la resonancia de la estructura en situaciones de sollicitación dinámica (terremotos) en lo análisis de interacción suelo-estructura. Estos parámetros también están en relación con la capacidad de un substrato poco compacto, o una capa sedimentaria espesa, de amplificar la señal sísmica (efecto sitio).

La interpretación de los ensayos HVSR por inversión de la curva de elipticidad permite, además de la obtención de la frecuencia fundamental del terreno f_o (siendo el periodo su inversa), la definición de la velocidad de la onda de corte y el espesor de los materiales bajo el punto ensayado. En este sentido, se ha de considerar (como se analiza en los apartados de esta Tesis) que dichos modelos son o suelen ser bastante groseros, es decir, esta determinación no se puede considerar lo suficientemente fina o detallada como para ser empleada en la obtención, por ejemplo, de la V_{s30} , si no tan solo como una referencia (Moro, 2015). Las indefiniciones causadas por el análisis de una estación única pueden ser solamente empleadas, por lo tanto, en modelos sencillos o claros de una distribución uniforme de dos capas (sedimentos más o menos homogéneos y de variación lateral moderada sobre un basamento compacto o rocoso).

2.7. Aplicaciones de los ensayos HVSR en deslizamientos

El uso de la técnica HVSR en deslizamientos presenta una historia reciente, la cual ha sido desarrollada en los últimos veinte años, con estudios realizados en localidades, por ejemplo, de España e Italia y autores como Delgado *et al.* (2015), Pazzi *et al.* (2017), Delgado *et al.* (2021), entre otros.

Según las consideraciones de Bogoslovsky y Ogilvy (1977) y McCann y Forster (1990), una campaña geofísica puede plantearse y obtener un modelo ajustado a la realidad, teniendo controlados cuatro factores principales:

1. La presencia de un contraste geofísico (cuanto mayor sea éste, mejores resultados se obtendrán) dentro del entorno a investigar entre los parámetros de impedancia.

2. La capacidad de resolución y penetración en el terreno de los métodos o técnicas aplicadas.
3. La correlación para una calibración de los modelos obtenidos de las técnicas geofísicas con datos geológicos o geotécnicos, y
4. La calidad de los datos, partiendo de la relación señal/ruido (en sismica pasiva se ha de considerar señal como datos válidos en el registro y ruido como datos que modifican la señal y no son deseados).

Partiendo de estos puntos, en la investigación presente, y respecto a los ensayos HVSR, se ha considerado que, para la obtención de la superficie de ruptura en un deslizamiento, se han de revisar y analizar previamente estos apartados:

- a) Dependiendo de la zona de estudio (materiales geológicos) y la tipología del deslizamiento (Punto 1), los contrastes en impedancia sísmica son el factor a tener en cuenta y analizar como referencia para obtener una superficie de ruptura precisa.

En tipologías de deslizamientos de tierra (suelos depositados sobre un basamento rocoso) este contraste de impedancia está garantizado debido, sobre todo, a la clara diferencia entre densidades y velocidades de la onda elástica existente.

Cuando la rotura se produce dentro del mismo medio geológico (siendo éste un suelo o una roca) se ha de considerar los cambios en los parámetros anteriores, siendo la densidad, posiblemente, la que produzca un contraste de impedancia que permita la aplicación de este tipo de investigación.

- b) La precisión de los ensayos HVSR (Punto 2) se basa fundamentalmente en el apartado anterior, pero se ha de considerar que, en la concepción del ensayo, se parte de un modelo de dos capas: sedimentos poco compactos sobre basamento.

En la definición de la superficie de ruptura se podría esperar una buena modelización bajo condiciones de alto contraste de impedancia sísmica, pero sin esperar una alta precisión en los resultados (se puede establecer en ordenes decimétricos a métrico).

No obstante, el alcance en profundidad de esta técnica (penetración) se puede establecer hasta cientos de metros, considerando el tiempo de registro como un parámetro importante y a favor en la investigación de cuencas sedimentarias profundas.

- c) En toda investigación geofísica es importante (pero no imperativa en casos de modelos geológicos sencillos) la disposición de datos complementarios del entorno investigado con los que se pueda ajustar la modelización geofísica obtenida (Punto 3). La presencia de sondeos paramétricos (de correlación) en, al menos, alguno de los ensayos ejecutados redundará en los resultados obtenidos en la interpretación final.

Aquí también nos podemos referir al apartado a) comentado. Un contraste elevado de la impedancia sísmica ofrecerá resultados más precisos que necesiten de una parametrización mínima. También nos podremos apoyar en resultados de otras técnicas geofísicas, como puede ser la eléctrica (SEV y tomografías) o técnicas del método sísmico (refracción y MASW, por ejemplo), las cuales disponen de buenos resultados en este tipo de entornos geológicos.

- d) La calidad de un resultado de modelización geofísica pasa por la precisión y calidad de los datos medidos (Punto 4). Entornos ruidosos, como son las urbes o las zonas industriales, generarán registros con inclusión de ruido antrópico, el cual es imposible de eliminar y puede arruinar una investigación.

Sin embargo, la mayoría de los deslizamientos se producen en áreas rurales o zonas alejadas de actividad humana, las cuales puedan perturbar la grabación de los datos.

- e) Por último, queda la parte más importante: la interpretación y el interpretador. Éste último tiene la capacidad de decisión sobre los parámetros de procesado y sobre los del modelado. Si bien un interpretador puede tener cualquier formación, el conocimiento de los procesos geológicos es fundamental, ya que el modelo geofísico siempre tiene que representar un modelo geológico válido.

La aplicación de ensayos HVSR puede ser realizada en zonas de diferente tipologías y composición del substrato geológico, como ya ha sido mencionado, siendo investigado por diferentes autores como: Delgado *et al.* (2021), Bottelin *et al.* (2021) o en Alonso-Pandavenes *et al.* (2023a y b), entre otros. En estudios preliminares, donde el conocimiento geológico suele ser escaso, este ensayo puede proporcionar datos valiosos de espesor de materiales en movimiento (deslizantes), posición de la superficie de ruptura y estado de los mismos, pudiendo ser aplicado incluso en la medida de la velocidad del movimiento (Seivane *et al.*, 2022). En estudios intermedios o avanzados la información obtenida permitirá ajustar los modelos propuestos, mejorar la correlación entre otros ensayos (como los sondeos) y realizar estudios a lo largo del tiempo (variabilidad de los parámetros) de una manera sencilla y eficaz.

2.8. La técnica HVSR en la Planificación Territorial y la Infraestructura Civil

Los ensayos de HVSR se han venido aplicando con éxito en la caracterización del terreno enfocada a la Planificación Territorial (PT) y a los estudios de Obra Civil e Infraestructura (IOC). En el caso de la PT estos ensayos se aplican en los estudios de microzonificación sísmica y en la caracterización del efecto sitio; mientras que en la IOC los estudios están enfocados a la caracterización sismo-resistente del terreno, siendo ésta última otra de las aplicaciones que están ampliamente respaldadas por la mayoría de autores (Martorana *et al.*, 2018; Molnar *et al.*, 2018).

Además de la posibilidad analizada en el apartado anterior, de aplicación al estudio de los deslizamientos, esta técnica es aplicable a la sectorización del territorio en la planificación territorial, permitiendo los ensayos HVSR la determinación de la frecuencia fundamental f_0 , lo

cual es una herramienta en la definición de un mapa de distribución de los periodos de vibración del terreno (Bour *et al.*, 1998) y que pueden ser aplicados de tres formas diferentes, según se indica en Gosar (2017):

- En la calibración de los modelos de distribución de la velocidad de la onda S a partir de ensayos de tipo MASW o ReMi, en el caso de la existencia de incertidumbres claras de la misma. También se ha de considerar que la técnica HVSR permite obtener una modelización más profunda que los análisis de tipo MASW, o incluso ReMi, con buenos resultados (Castellaro, 2016)
- Como complemento a la definición de la V_{s30} (velocidad de la onda de corte en los primeros 30 m del terreno), empleada para la categorización de los perfiles del terreno en las normativas sismo resistentes. En este caso, el empleo del par de variables $V_{s30} - f_0$, permite ajustar la posible indeterminación obtenida desde el uso exclusivo del valor de la V_{s30} (Castellaro y Mulargia, 2009b).
- En los estudios de resonancia suelo-estructura, donde permite evaluar las frecuencias de vibración, tanto del terreno natural como de las infraestructuras para su comparación o definición (Issaadi *et al.*, 2022).

Estas aplicaciones presentan las limitaciones propias de la técnica, pero son una herramienta de complemento en la zonificación geotécnica y geofísica del terreno.

3. Capítulo 3

Basement tectonic structure and sediment thickness of a valley defined using HVSR geophysical investigation. Azuela valley. Ecuador

Estructura tectónica del basamento y espesor de sedimentos en un valle a partir de investigaciones geofísicas HVSR. Valle del Azuela. Ecuador

Alonso-Pandavenes, O.; Torres, G.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J. Basement tectonic structure and sediment thickness of a valley defined using HVSR geophysical investigation, Azuela valley, Ecuador. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* (2022) 81:210 <https://doi.org/10.1007/s10064-022-02679-y> (adaptado para la Tesis)

3.1. Introducción

Las vibraciones sísmicas producidas por fuentes naturales o antrópicas que se desplazan por la parte superior de la corteza terrestre se denominan generalmente microtemblores. También se suelen referir como microvibraciones o microtemblores y pueden variar en su energía de forma diaria o semanalmente, o incluso en la posición u origen de las fuentes; pero siguen siendo constantes en frecuencia a lo largo del tiempo (Asten, 2004; Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006b; SESAME, 2004).

Desde el año 2006, el Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Pichincha (Ecuador), en adelante GADPP, viene realizando un sistema de riego el cual consiste en la construcción de una presa de tierra con materiales de grano fino, situada en el extremo Sur de la laguna San Marcos, que se encuentra ubicada en el valle del río Azuela. Ésta servirá como reservorio para la distribución de agua (www.pichincha.org.ec). Se espera que el embalse comience a llenarse a finales del año 2020, teniendo, la Administración del GADPP, que

controlar las respuestas de la cimentación de la presa y del terreno hasta alcanzar la capacidad final de agua embalsada (la cual incrementará en 13 m el nivel base actual de la laguna).

El conocimiento de la geología y la estructura del fondo del valle (basamento), así como los espesores de los sedimentos depositados sobre él, es necesario para este proceso, pero aún está por completar la información profunda de la zona. Los ensayos de perforación ejecutados (sondeos) y la investigación geofísica previa (mediante ensayos de sísmica de refracción) realizados en el estudio geológico y geotécnico inicial (el cual fue redactado en 2009) no alcanzó el nivel de la roca o basamento, especialmente en la zona central de la infraestructura y el valle, donde existe un mayor espesor de sedimentos (GADPP, 2009).

Así, este artículo muestra la aplicación de la técnica HVSR para establecer el espesor de estos materiales sedimentarios depositados sobre el basamento rocoso en la zona de construcción de la presa San Marcos. El alto contraste de impedancias que existe entre los sedimentos recientes (flujo de piroclastos, materiales sedimentarios volcánicos, sedimentos aluviales y lacustres) y el basamento compacto, formado por lavas pertenecientes a la Formación Angochagua, en el área de estudio permite la aplicación de una investigación mediante la técnica de sísmica pasiva HVSR. Tanto la densidad aparente como la velocidad sísmica de los materiales superficiales presentan una gran diferencia con los valores asociados a los materiales profundos del basamento de la zona de estudio, lo cual genera el contraste de impedancia necesario para poder implementar dicha investigación. Los estudios previos realizados (GADPP, 2009) han demostrado que la velocidad de las ondas de compresión P (V_p) se encuentra en valores entorno a los 2000 m/s para los sedimentos más compactos y de más de 4000 m/s para la roca del basamento (lavas). Esto da como resultado una relación de 2 entre éstas y, por lo tanto, también en su impedancia.

La identificación de la posición del basamento (o lecho rocoso), bajo la infraestructura de la presa de San Marcos, se obtuvo a partir de los resultados de un análisis de las ondas superficiales Rayleigh y la correlación de las componentes espectrales H/V, mediante una formulación matemática que incluye la frecuencia fundamental de vibración del terreno y el espesor de los sedimentos (Nakamura, 1989; Chang *et al.*, 2015). Esto permitió determinar, de forma completa, la sección transversal Este-Oeste en el pie de la presa y, con ello, la definición de la estructura transversal del basamento en el valle del río Azuela. La relación establecida en este estudio permite proporcionar una herramienta rápida y económica para la prospección de áreas más amplias en el entorno de la misma presa, de manera que se podría llegar a conseguir delinear una imagen tridimensional y completa de todo el valle. También se ha comprobado que esta metodología se podría usar para definir, con mayor precisión, la tectónica y la estructura del basamento bajo los sedimentos, alcanzando áreas más profundas que las investigadas en las perforaciones previas ejecutadas para el estudio de la zona.

3.2. Entorno geográfico y marco geológico

El valle del río Azuela está ubicado en el municipio de Cayambe, en la parte nororiental de la provincia de Pichincha, al Norte de Ecuador (**Figura 3-1**). Originalmente fue un valle incrustado en forma de V profunda realizada por la existencia de fallas de dirección Norte-Sur

y Noroeste-Sureste, las cuales han sido cubiertas por sedimentos desde el Holoceno hasta la actualidad (Torres, 2018).

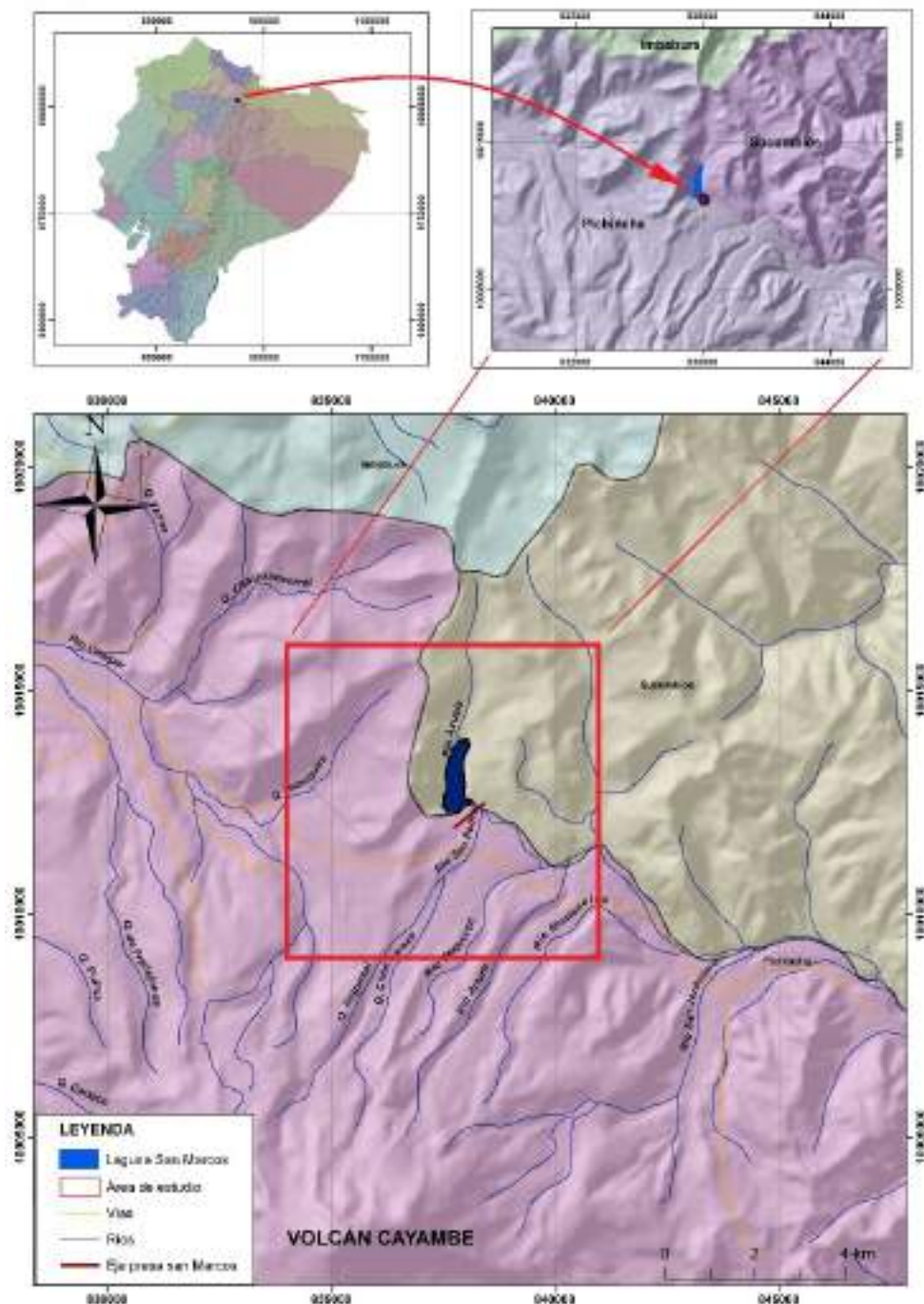


Figura 3-1 Situación del área de estudio y de la presa de San Marcos (modificado de Torres, 2008)

El área de estudio se caracteriza, geomorfológicamente, por la presencia de una laguna, denominada de San Marcos, la cual se formó a partir de una erupción antigua del volcán Cayambe (datada aproximadamente hace unos 4000 años). Este reservorio natural de agua está ubicado al Norte del cráter actual del volcán, aproximadamente a unos 10 kilómetros en línea recta (ver **Figura 3-1**), en el cual el flujo piroclástico procedente de una erupción intensa tipo San Marcos (uno de los escenarios más fuertes que pudo producir este volcán) bloqueó el valle

y generó la retención de agua y sedimentos que se puede observar en la actualidad (Samaniego *et al.*, 1998).

La geología del área se caracteriza por la presencia de un basamento de edad Pleistocena el cual está formado por lavas y productos volcánicos compactos (piroclastos cementados) los cuales pertenecen a la Formación Angochagua. Sobre ellos se han ido depositando una secuencia de materiales volcánicos (flujos, piroclásticos y cenizas), procedentes de erupciones posteriores, junto con procesos de transporte-sedimentación en fase acuosa como: sedimentos glaciares, aluviales y lacustres (Torres, 2018).

La cartografía geológica de la zona (**Figura 3-2**) fue realizada por el GADPP (2009) y posteriormente revisada por Torres (2018). Muestra cómo los flujos piroclásticos del volcán Cayambe (al Suroeste, indicado en la **Figura 3-1**) funcionaron como un dique natural que bloquearon el valle del río Azuela, represamiento que permitió la formación de la laguna San Marcos y el desarrollo de la serie sedimentaria sobre la que se ubica la presa construida actualmente (Samaniego *et al.*, 2004).

La geomorfología del área y del entorno del valle presenta una forma de V que ha sido erosionada y modificada suavizándose por acción de los glaciares (un ejemplo claro se puede observar en el valle del río Ismuquiru, situado justo al Oeste del valle de Azuela, el cual presenta una clara y típica forma de U, producto de la acción de estos procesos glaciares) y se presenta actualmente con pendientes en sus flancos de 16° en la zona Oeste y 20° en la zona Este (**Figura 3-2**). El flanco Este, y en el entorno sobre la coronación de la presa, disponen de pendientes mucho más suaves y un área plana, elevada 100 m sobre el nivel actual del agua de la laguna. Esto podría deberse a los efectos de la mencionada erosión glacial. Los taludes hacia el Oeste mantienen la forma abrupta original del valle, probablemente porque se formaron por la acción de la falla de dirección Norte-Sur que atravesaría el centro de la laguna actual (Torres, 2018). El nivel actual del terreno en esta zona se encuentra en la cota de los 3420 metros sobre el nivel del mar.

Las características estructurales del área, como fallas y pliegues, no están claramente definidas. La mayoría de ellos se presentan cubiertos por los sedimentos más actuales, los recubrimientos anteriores y los suelos de alteración; los cuales ocultan a la vista los afloramientos de la roca y las estructuras geológicas. Estas características se delinear brevemente en la **Figura 3-2**. Las fallas que se trazan en el mapa geológico al Oeste de la laguna, con una dirección casi Este-Oeste, pudieron ser observadas en el campo. Las fallas que cruzan de Norte a Sur y de Noroeste a Sureste en el centro del valle de Azuela están obtenidas y respaldadas por las secciones geológicas de la presa realizadas durante los estudios previos y para su construcción (GADPP, 2009; Torres, 2018).

La dirección de estas fallas es consistente con los procesos de tensión de la zona de subducción en la costa Oeste de Ecuador. La placa de Nazca se encuentra subduciendo a la placa Sudamericana y éste es el origen inicial de este sistema de fallas dextral, paralelo a la costa, que también es foco de sismicidad. Por lo tanto, el área de la represa de San Marcos está ubicada en una zona catalogada de alto riesgo sísmico, como lo indica la Clasificación Sísmica Ecuatoriana

(Egüez y Aspdén, 1993; NEC-SE-DS, 2015). El valor general de la PGA en roca en esta zona, según la normativa vigente está considerado entre los 300 y 310 gal (1 gal equivale a 0,01 m/s²), pero podría llegar a alcanzar entre 400 y 500 gal por efectos locales (factores de amplificación debido a la espesa capa sedimentaria), el denominado “efecto sitio”, si se considera la amplificación calculada para la zona del dique por Torres (2018).

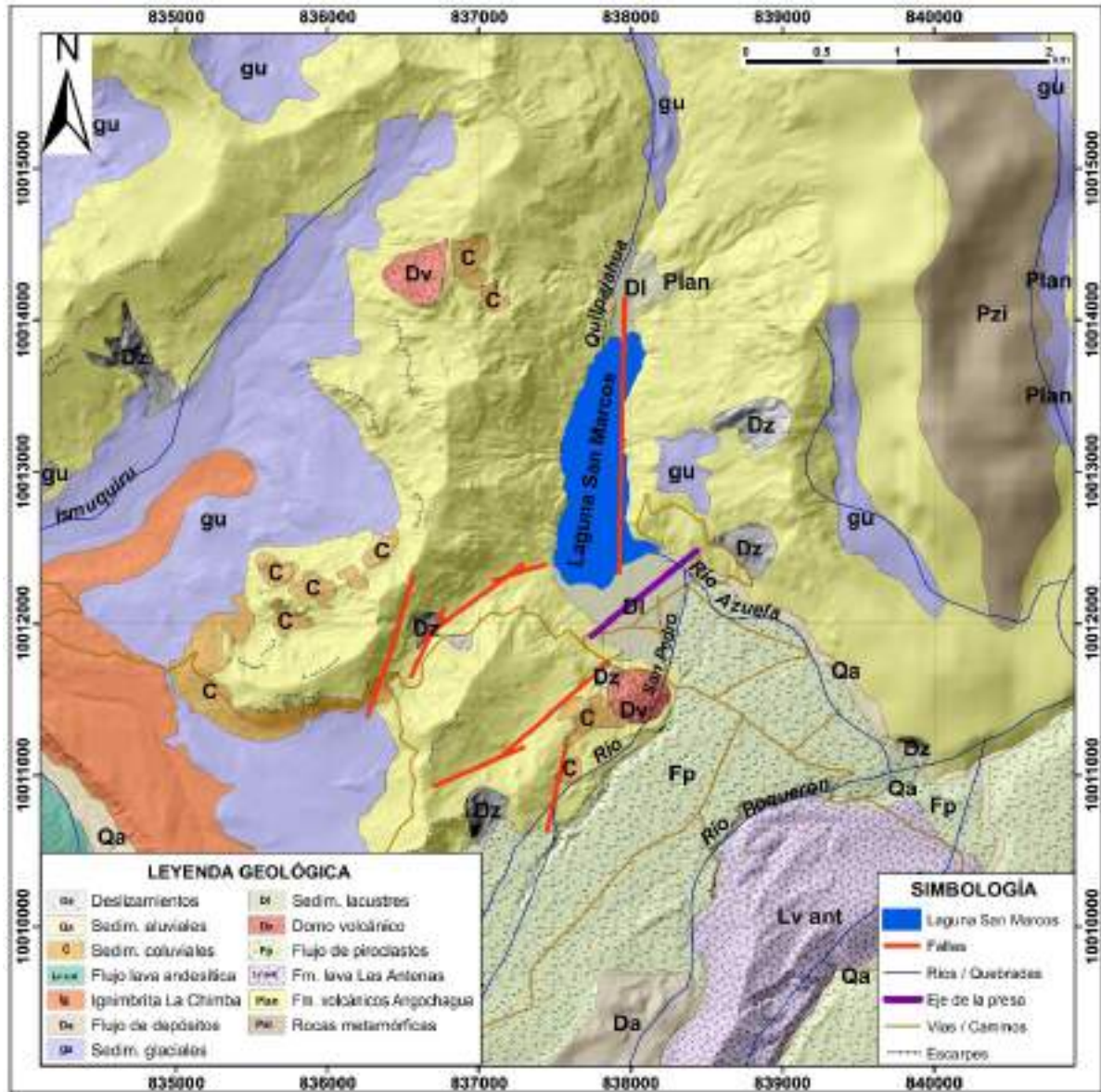


Figura 3-2 Mapa geológico de la zona de la presa de San Marcos (adaptado de Torres, 2018)

3.3. Proyecto de construcción y estudios previos

El estudio geológico y geotécnico para la construcción de la represa San Marcos incluyó sondeos e investigaciones geofísicas realizados, sobre todo, en el eje de la presa. El objetivo de la presente investigación fue complementar los datos obtenidos previamente por GADPP

(2009), sobre todo en la definición de la posición del basamento rocoso, el cual no fue alcanzado en los estudios previos en la parte central del eje de la presa.

La **Figura 3-3** muestra la sección geológica transversal resumida considerada en la fase de construcción de la presa, junto con la posición de los cinco sondeos realizados en el eje y de los cuales se dispone de información. Las perforaciones ejecutadas en la base de cimentación de la presa y cerca de los extremos del perfil (P-7A, P-10A, PSM-3 y P-9) cortaron el basamento rocoso, mientras que el sondeo ejecutado en la zona central (P8) no llegó a alcanzarlo.

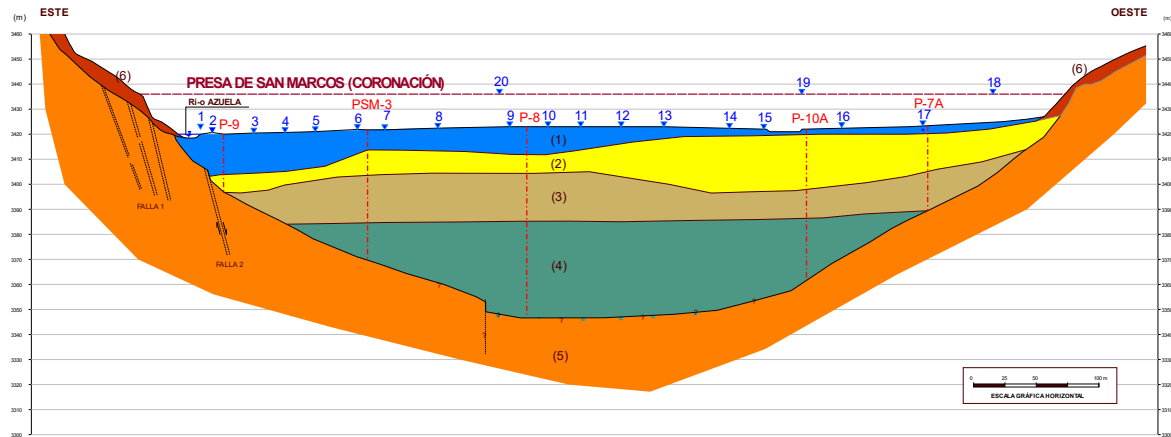


Figura 3-3 Perfil longitudinal de la presa de San Marcos. Interpretación geológica en los estudios preliminares para su construcción con la posición de los ensayos HVSR (triángulos invertidos azules) y los sondeos de control o contraste utilizados en la investigación (líneas continuas rojas). Se incluye una representación simplificada de los materiales definidos en los estudios geotécnicos de la presa: sedimentos aluviales y lacustres finos (1), sedimentos gruesos y gravas de origen aluvial (2), sedimentos gruesos e intercalaciones de materiales volcánicos (3), sedimentos piroclásticos de flujos del Cayambe (4), basamento basáltico compuesto por lava volcánica de la Formación Angochagua (5), y sedimentos coluviales (6). Orientación Este-Oeste y trazado a escala 1H:2V.

Adaptado del original con permiso de GADPP (2009)

Este perfil geológico muestra que el basamento en la parte central del valle presentaría una profundidad superior a los 75 m (profundidad alcanzada en el sondeo P8). Por otra parte, se detecta la presencia de varias fallas verticales, identificadas en los sondeos, que acentúan esta profundización hacia el centro y oriente del mismo (margen derecho, donde desemboca y se corta en la sección el curso del río Azuela).

En esta zona, las velocidades sísmicas (V_p) medidas en los estudios previos permiten ubicar la interfaz de separación entre los materiales sedimentarios recientes y superficiales (valor medio de $V_p \sim 1725$ m/s) y los flujos piroclásticos ($V_p \sim 2210$ m/s) en profundidades de unos 34 m de media, contados desde la superficie topográfica actual.

Así, la secuencia estratigráfica en la zona de construcción de la presa presenta una acumulación de más de 35 m (en la zona central se superan los 40 m) de sedimentos poco compactos de tipo aluvial y/o lacustre (de tipo distal o de baja intensidad de flujo) los cuales se han depositado sobre un material de tipo volcánico y origen piroclástico.

Los ensayos SPT realizados hasta los 22 m de profundidad, ejecutados antes de construir los cimientos de la presa, demostraron un aumento de los valores de compactación importante del terreno hacia dicha profundidad (GADPP, 2009).

3.4. Investigación geofísica

La investigación ha sido ejecutada en el pie de la presa San Marcos, tanto en su parte baja como también sobre la coronación de la misma, empleando exclusivamente la técnica de sismica pasiva HVSR de estación única. Dado que el área de trabajo se encontraba saturada y con turba en la superficie, los puntos de ensayo no se pudieron distribuir de forma continua e igualmente espaciados, como era el diseño inicial.

Se aplicaron un total de diecisiete puntos de ensayo cerca del pie de la presa, ubicándose tres puntos de estación sobre la coronación del dique (18, 19 y 20). La **Figura 3-4** muestran la posición de los puntos de estación HVSR en planta mientras que en la **Figura 3-3** se observan en la sección transversal (en la **Figura 3-5C** se observa uno de estos puntos de medida en la coronación de la presa).

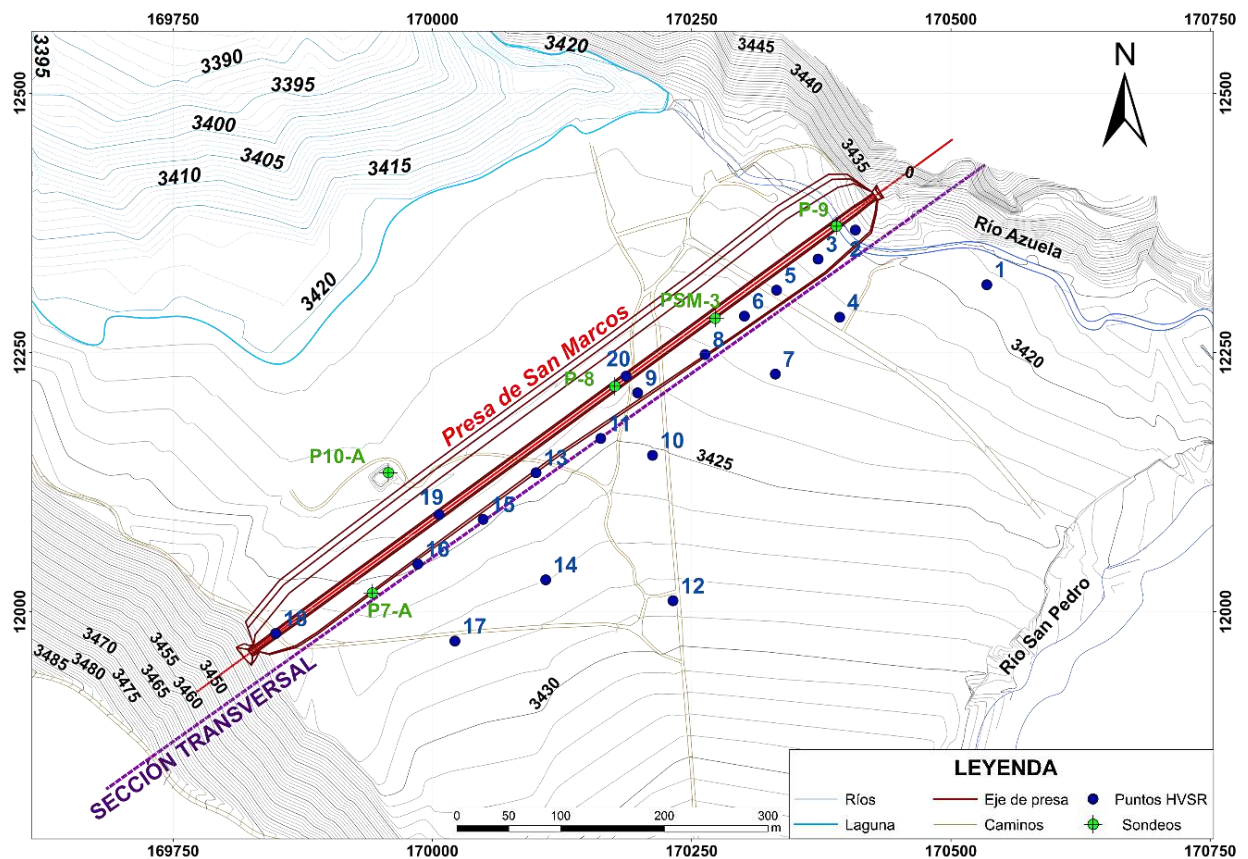


Figura 3-4 Ubicación de los puntos de investigación ejecutados en el entorno de la presa San Marcos, valle del río Azuela. Sobre la coronación de la presa se ejecutaron los puntos: 18, 19 y 20. Los puntos 1, 4, 7, 10, 12, 14 y 17 se consideraron realizando una proyección hacia la sección transversal de análisis del valle (indicada por una línea púrpura discontinua)

Algunos puntos como las posiciones HVSR: 1, 4, 7, 10, 12, 17 y 14 se encuentran en una posición algo alejada de la sección transversal investigada (marcada con una línea morada en la **Figura 3-4**) y se han proyectado sobre la misma para su empleo en la interpretación.

Como puntos de control y referencia se tomaron puntos de estación en el mismo lugar donde se realizaron los sondeos de investigación o cerca de ellos para permitir la correlación en la interpretación de los resultados (ver **Figura 3-4**).

Los resultados obtenidos en el procesamiento de los datos, en este caso, la frecuencia (f_o) y la amplificación o cociente espectral (A_o), junto con el período (T_o) de cada uno de los 20 puntos HVSR medidos se presentan en la **Tabla 3-1**.

Tabla 3-1. Resultados obtenidos en la presente investigación con la frecuencia fundamental (f_o), su amplificación asociada (A_o) o cociente espectral y periodo (T_o) de los 20 puntos de estación HVSR medidos.

PUNTO HVSR	f_o (Hz)	A_o (Adimensional)	T_o (s)
1	61,26	1,90	0,02
2	33,05	3,45	0,03
3	10,01	4,94	0,10
4	7,36	1,58	0,14
5	1,51	4,92	0,66
6	1,61	3,70	0,62
7	0,32	1,65	3,13
8	0,29	3,36	3,45
9	0,12	3,10	8,33
10	0,14	3,31	7,14
11	0,18	2,14	5,56
12	0,38	2,81	2,63
13	0,67	8,74	1,49
14	0,27	9,33	3,70
15	1,21	5,35	0,83
16	1,36	5,17	0,74
17	12,58	4,49	0,08
18	17,11	7,42	0,06
19	0,36	2,37	2,78
20	0,19	3,61	5,26

La técnica HVSR se basa en el análisis espectral del rumor o ruido ambiental (microtremor) recogido en la superficie del terreno. La aplicación de dispositivos de microtremor se puede realizar a través de un arreglo o dispositivo consistente en una alineación de geófonos, como sería el caso de la técnica ReMi o, como el este caso, en la técnica HVSR, con la implantación de un conjunto único de geófonos triaxial instalados sobre una sola estación de medida (punto). Así, este equipo que recoge las vibraciones de las ondas superficiales en las tres direcciones del espacio (N-S, E-W y verticalmente, Z).

En cada punto de estación medido, el dispositivo de registro se implantó en la superficie del terreno (en un suelo vegetal) lo más firmemente y solidariamente posible con él y protegido del viento, lluvia o movimientos externos no deseados (como podrían ser las vibraciones antrópicas). Se ha mantenido una orientación dirigida hacia el Norte magnético de una de las componentes horizontales, la cual fue establecida mediante el uso de una brújula.

El dispositivo de geófonos se conecta a una computadora tanto para el control del equipo (parámetros de medida) como para el registro y almacenamiento de los datos (ficheros con formato SAF). Dado que las mediciones de los registros necesitan tiempo suficiente para obtener la información necesaria de los datos empleada en su posterior análisis, se utilizaron tiempos de registro de más de 20 minutos, siguiendo las pautas indicadas para este tipo de investigación en el Proyecto SESAME (2004).

Un ejemplo de estos datos medidos (en bruto o crudos) se muestra en la **Figura 3-5 A**, mientras que el la **Figura 3-5 B** se muestra la selección de ventanas aplicada, y un ejemplo de la implantación del equipo utilizado en este trabajo (**Figura 3-5 C**).

El procesamiento de datos crudos se realizó mediante el software GEOPSY (v.2019, www.geopsy.org) desarrollado por el Proyecto SESAME (2004), y consistió en la compartimentación del registro obtenido en ventanas de amplitud de 20 a 25 segundos sin superposición (**Figura 3-5 B**). Para obtener la totalidad de ventanas finales a analizar, se aplicó un filtrado previo de la señal inicial y, en determinados casos, también a la señal filtrada (filtro de paso bajo con un valor de 5 Hz).

Con ello, se ha conseguido la limpieza en los datos registrados de elementos transitorios y del potencial ruido de fondo. Los transitorios se definieron como una comparación entre la amplitud de señal promedio durante un período de tiempo corto de un segundo t_{STA} (STA) y la amplitud de señal promedio durante un período de tiempo más largo de 30 segundos t_{LTA} (LTA). Así, las ventanas que cumplan con ratios STA/LTA entre 0,05 y 0,5 se pueden considerar como ruido estacionario. En estos espacios de ventana de tiempo filtrado que fueron seleccionadas se aplicó la Transformada Rápida de Fourier (en inglés, *FFT*) a cada una de ellas para componer la señal en el dominio de la frecuencia (Bard, 2008).

Las curvas de los espectros de frecuencias de las dos componentes horizontales (N-S y E-W) se combinaron de forma geométrica y, posteriormente ha sido aplicado un filtro de suavizado tipo Kono y Ohmachi (1998) de 30-40%, con procesado de tipo coseno, para obtener la componente horizontal total. Establecido esto, se procede a realizar el cociente espectral con

respecto a la componente vertical para obtener finalmente la relación H/V. El resultado final del procesamiento de los datos HVSR se obtuvo promediando las amplitudes H/V de todas las ventanas seleccionadas (ver ejemplos seleccionados de esto en la **Figura 3-6**).

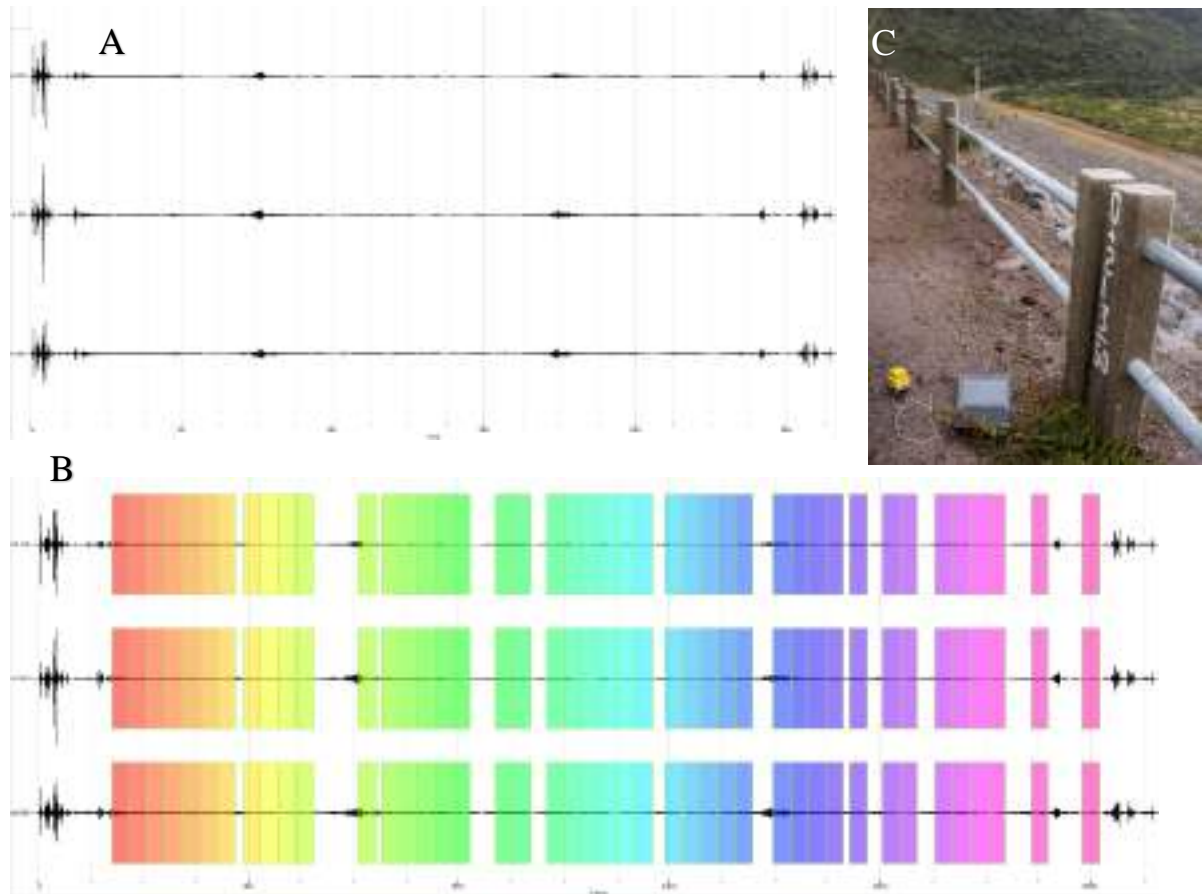


Figura 3-5 (A) Ejemplo de datos sin procesar del punto HVSR 1. En orden, las componentes N-S, E-W y Z. (B) Ejemplo de definición de ventanas a partir de los datos sin procesar aplicados en el registro del punto HVSR 2, con 48 ventanas seleccionadas (con ancho de 20 s cada una y sin solapamiento). En el procesamiento se aplicaron filtros a los datos crudos y a los datos filtrados. Componentes N-S, E-W y Z en orden de arriba a abajo. (C) Equipo utilizado en esta investigación instalado en el punto HVSR 19

El promedio de los resultados para cada ventana se representa mediante una curva de dispersión o elipticidad (curva negra continua en la **Figura 3-6**), representando los valores de las desviaciones estándar para la frecuencia fundamental (barras grises en la **Figura 3-6**) definiéndose también, a partir del logaritmo de amplitud H/V, la variación o desviación de la misma (líneas punteadas en la **Figura 3-6**). El uso de los demás parámetros de cálculo se seleccionó siguiendo las recomendaciones definidas en los documentos del Proyecto SESAME (Bard, 2008; SESAME, 2004).

3.5. Interpretación de los datos de campo

El procesamiento e interpretación de los datos de campo se realizó a partir de los resultados obtenidos de la curva de elipticidad entregada por el software GEOPSY, estableciéndose de

forma cuantitativa una relación entre la frecuencia del pico dominante (frecuencia del modo fundamental de vibración del suelo, f_0) y el espesor de los sedimentos depositados sobre el basamento obtenida a partir de los datos de los sondeos de investigación previa.

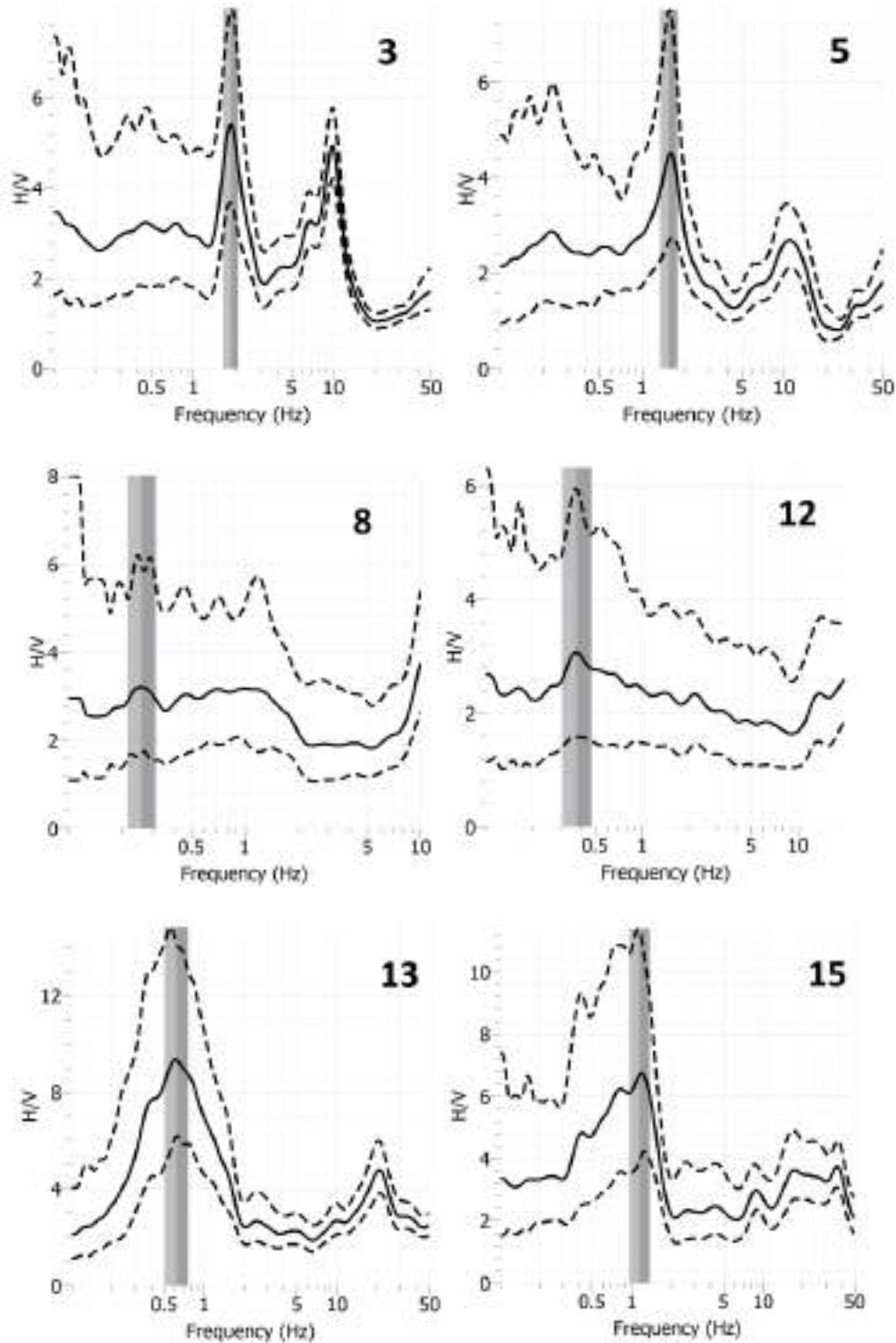


Figura 3-6 Resultados del procesamiento de ensayos HVSR y análisis del cociente espectral H/V en seis puntos seleccionados. Las líneas continuas en negro son las curvas de elipticidad y las discontinuas su desviación estándar. Las bandas grises muestran la frecuencia fundamental de vibración (centro) y su desviación estándar (el ancho de las barras grises).

Nakamura (1989), y, posteriormente, Albarello *et al.* (2011b) propusieron la base de este procedimiento considerando que las ondas de Rayleigh, en su modo fundamental, dominan las vibraciones ambientales y estas se propagan en los sedimentos y suelos que recubren un basamento de manera homogénea.

Estudios previos han demostrado que un pico HVSR de gran amplitud (A_o) se puede asociar a la presencia de un alto contraste de impedancia sísmica, por ejemplo, entre una cubierta sedimentaria y el basamento rocoso; mientras que un pico de baja amplitud se relacionaría con un contraste menor, lo que podría indicar, por ejemplo, la presencia de suelos rígidos (Bonney-Claudet *et al.* 2006a).

En 1989, Nakamura sugirió que el origen de las frecuencias fundamentales está relacionado con la resonancia de la onda de corte en una sola capa de sedimento y, por tanto, el espesor de la capa (H) estaría relacionado con la frecuencia fundamental f_o (o pico) de la relación espectral H/V, según la relación:

$$f_o = \frac{n V_s}{4 H} \quad (3.1)$$

Donde n son los modos de vibración sin atenuación ni irregularidades y V_s es la velocidad de la onda de corte en los sedimentos (expresada en m/s). Sin embargo, la definición de esta velocidad de onda de corte para los primeros metros puede ser complicado de obtener. Budny (1984), basándose en correlaciones con estudios geotécnicos, indicó que la velocidad V_s podría describirse en función de la profundidad (z) como:

$$V_s(z) \approx V_o (1 + z)^x \quad (3.2)$$

Donde V_o es la velocidad promedio de la onda de corte de los materiales superficiales sedimentarios y x es una constante (obtenida empíricamente). Con base en estas investigaciones de Budny, y utilizando datos de registros de perforaciones, Ibs von Seth y Wohlenberg (1999) determinaron una buena correlación para las frecuencias máximas de las relaciones H/V para una amplia gama de espesores (de decenas a miles de metros), siguiendo la expresión potencial:

$$Z = a f_o^b \quad (3.3)$$

Donde Z es el espesor de los sedimentos sobre el basamento y a y b son parámetros relacionados con el terreno. Los valores obtenidos de esos dos parámetros sobre sedimentos terciarios y cuaternarios en Aquisgrán (parte occidental de la ribera del río Bajo Rin) se mencionan en la **Tabla 3-2**.

Posteriormente, Parolai *et al.* (2002), Hinzen *et al.* (2004), Birgoren *et al.* (2009) y Khan y Khan (2016) hicieron ajustes en la Ecuación (3.3) según diferentes lugares ensayados, obteniendo también valores diferentes para a y b (**Tabla 3-2**). Esto significa que en cada terreno (relacionado con los materiales presentes en una cuenca sedimentaria) se deben obtener estos parámetros de acuerdo a las condiciones, características de los mismos y su secuencia estratigráfica. Sin embargo, los valores de Ibs von Seth y Wohlenberg (1999) y de Parolai *et al.*

(2002) se utilizan generalmente como referencia para los cálculos de espesor de sedimentos depositados sobre un basamento en algunas publicaciones (por ejemplo, ver la publicación de Khan y Khan, 2016).

Tabla 3-2 Valor de los coeficientes a y b a la ecuación definida por Bundy (1984) dado por diferentes autores, incluyendo también la presente investigación. También se indican los desajustes R^2 obtenidos y el tipo de materiales donde fueron realizadas las investigaciones

INVESTIGACIÓN	a	b	R^2	MATERIALES
Ibs von Seth and Wohlenberg (1999)	96,00	-1,388	0,981	Recubrimientos sedimentarios de edad Terciaria y Cuaternaria (cuenca del Rin)
Parolai <i>et al.</i> (2002)	108,00	-1,551	-	Gravas, arenas y arcillas principalmente
Hinzen <i>et al.</i> (2004)	137,00	-1,190	-	Arenas marinas bien clasificadas y arcillas consolidadas (río Rin)
Birgören <i>et al.</i> (2009)	150,99	-1,153	0,995	Arenas densas, arenas limosas, arenas arcillosas, gravas y arcillas
Khan and Khan (2016)	63,68	-1,090	0,990	Limos arenosos intercalados y grava carbonatada-calcárea, loess eólicos
<i>PRESENTE ESTUDIO</i>	<i>58,746</i>	<i>-0,247</i>	<i>0,980</i>	<i>Sedimentos aluviales y lacustres, sedimentos volcanoclásticos y flujos de piroclastos</i>

La **Tabla 3-3** muestra los cuatro sondeos disponibles en el eje de la presa investigada donde se alcanzó el lecho rocoso y los resultados correspondientes obtenidos en cada lugar usando la técnica HVSR. A partir de estos resultados de referencia o control, se obtuvieron los parámetros a y b ajustando la Ecuación (3.3), como se puede observar en la **Figura 3-7**, transformándola en la siguiente expresión:

$$Z = 58.746 f_0^{-0.247} \quad (3.4)$$

El ajuste conseguido presenta una buena coincidencia, con un coeficiente de determinación R^2 de 0,98; aunque los puntos de contraste utilizados en la definición de la curva ajustada fueron relativamente pocos, en comparación con los presentados por otros autores (habiendo sido empleados cuatro puntos en esta investigación frente a más de treinta en el estudio realizado por Ibs von Seth y Wohlenberg (1999), por ejemplo).

Tabla 3-3. Sondeos referidos con los datos de profundidad del basamento (en metros) y los ensayos HVSR realizados como correlación de control con la frecuencia fundamental (f_o)

SONDEO	ESPESOR DE SEDIMENTOS (m)	PUNTO HVSR	f_o (Hz)
P - 9	23,20	2	33,05
PSM - 3	52,27	6	1,61
P - 7 A	34,05	17	12,58
P - 10 A	74,29	19	0,36

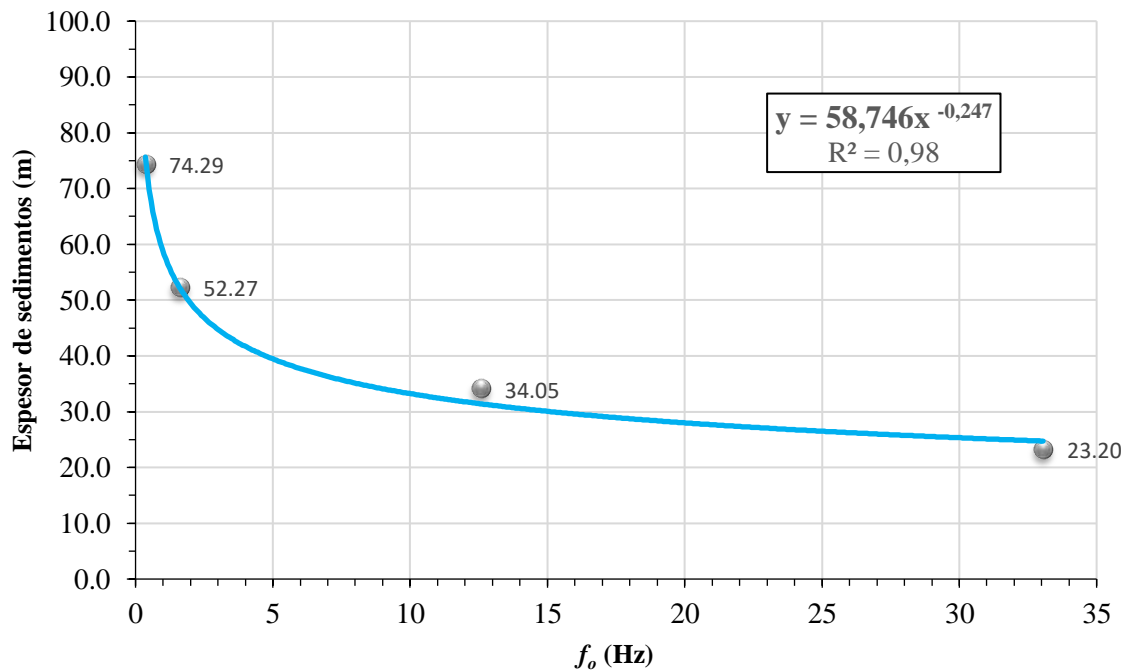


Figura 3-7 Curva de ajuste del tipo $Z = a f_o^b$ para los datos representados en la Tabla 3-2

3.6. Análisis de los resultados

La frecuencia fundamental de las vibraciones del suelo que ha sido obtenida se encuentra dentro del rango de 0,12 Hz a 61,26 Hz (ver **Tabla 3-4**). Estos límites señalan un intervalo amplio, lo que genera un rango de dispersión lo suficientemente variado como para obtener buenos resultados en el análisis de la cuenca sedimentaria debido a que ésta presenta importantes variaciones de profundidad a lo largo del trazado investigado.

Las curvas obtenidas presentan picos claros en las posiciones HVSR: 1, 5, 6, 9 y 10, sin que aparezcan otros modos o picos dominantes; mientras que en otras posiciones han sido observados picos anchos, pero identificando claramente la frecuencia fundamental en cada punto. En el HVSR 12 (área alejada de la presa) el ensayo procesado aportó una curva compleja con varios picos en altas frecuencias, lo que indicaría altos contrastes de impedancia en superficie, a poca profundidad, no relacionada con la investigación presente.

En cuanto a la viabilidad de las curvas H/V obtenidas en los puntos de ensayo 1, 4 y 7, ubicados relativamente cerca uno del otro, se ha constatado que no disponen de un valor de amplificación (A_0) mayor a dos (el cual es recomendado por el proyecto SESAME, pero no obligatorio en su uso o aplicación). Sin embargo, este valor superó el valor de 2 para el resto de los ensayos realizados (condiciones de validación según SESAME, 2004). Así todo, estos tres puntos fueron considerados en la interpretación final.

En el proceso de comparación para la aplicación de la Ecuación (3.3), según los diferentes valores de a y b dados en la **Tabla 3-2**, es interesante indicar que los coeficientes de la formulación de la Ecuación (3.4) han sido bastante diferentes a los obtenidos en otros estudios, como los realizados por Parolai *et al.* (2002), Hinzen *et al.* (2004), Birgoren *et al.* (2009) y Khan y Khan (2016). Los valores obtenidos para el espesor de los sedimentos según las formulaciones de estos autores se presentan en la **Tabla 3-4**.

Estos resultados también se pueden comparar gráficamente en la **Figura 3-8** (representación bilogarítmica) donde se puede observar que la mayoría de las líneas de ajuste presentan una mayor pendiente que la alcanzada en este estudio. Esta inclinación está controlada por el exponente de la fórmula, que en este caso es entre cuatro y seis veces menor que los propuestos por los demás autores analizados.

Las diferencias numéricas observadas pueden ser atribuida a la naturaleza de los materiales: en todas las investigaciones relacionadas en la **Tabla 3-2** los materiales estaban compuestos por sedimentos detríticos compuestos por granos de cuarzo, disponiendo de una distribución vertical homogénea; mientras que en el presente trabajo los sedimentos provienen de una alteración de rocas andesíticas, intercaladas con flujos piroclásticos suprayacentes al basamento. Es decir, son materiales que disponen de otras características y claramente pobres en cuarzo. Sin embargo, se necesitaría un mayor número de investigaciones para confirmar o definir claramente estas diferencias.

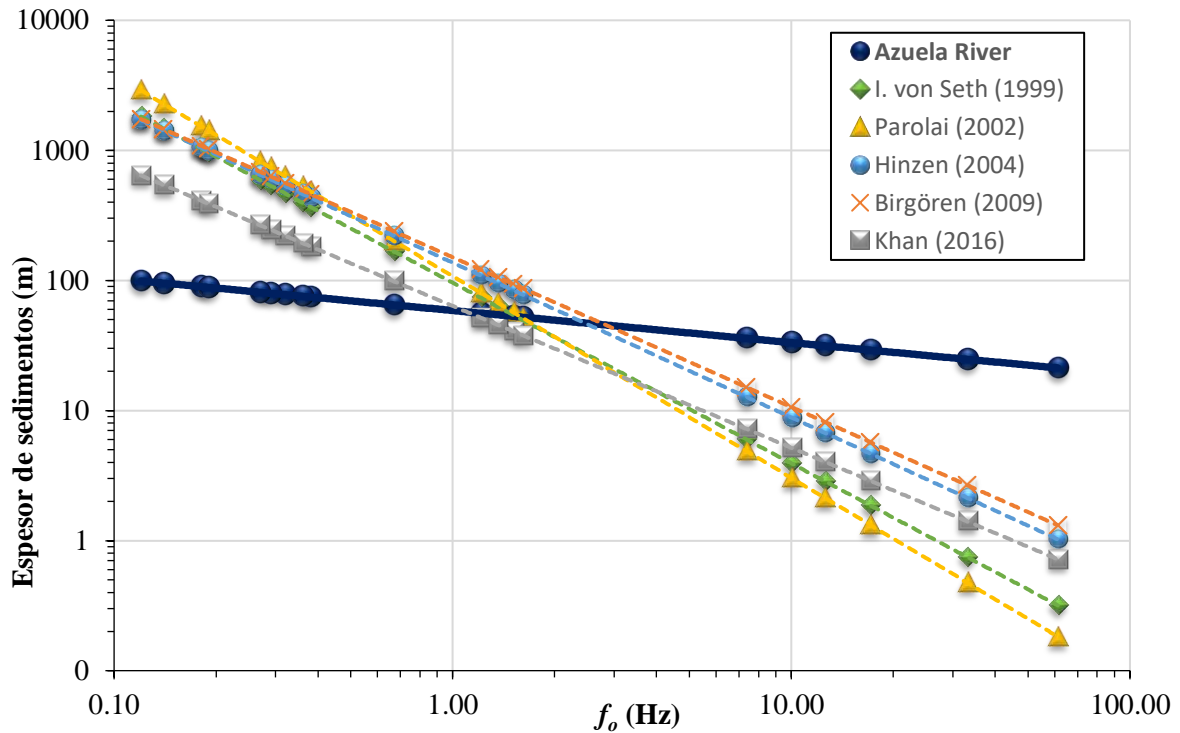


Figura 3-8 Representación logarítmica de la relación de f_o frente al espesor de sedimentos depositados sobre el basamento, indicados en la Tabla 3-2

La **Figura 3-9** muestra el perfil de la presa San Marcos con la posición del lecho rocoso, extraída de la interpretación de los datos proporcionados por los sondeos de investigación previa (GADPP, 2009) indicada por la trama de color, junto con la interfaz del contacto del lecho rocoso (línea negra punteada) obtenida aplicando la Ecuación (3.4) sobre los puntos ejecutados en este estudio.

Los resultados observados revelan que la interfaz del basamento de ambas interpretaciones es muy similar bajo los puntos HVSR 2, 6, 17 y 19, puntos medidos que fueron ubicados para calibrar la Ecuación (3.4), con un 4,1% de error máximo entre la profundidad real (obtenida de los sondeos) y la calculada (a partir de los puntos HVSR). Para el resto de los puntos, los resultados son consistentes con el trazado original de la cuenca sedimentaria (basamento), obtenido al perforar, estableciéndose una profundidad máxima de 99,2 metros en su parte más profunda (bajo el punto HVSR 9).

Cabe mencionar que para el trazado de esta sección transversal se extrapolaron a la sección los valores de los puntos HVSR: 1, 4, 7, 10, 14 y 17, así como los obtenidos en el punto 12, ubicado a 175 m de ésta. Sin embargo, el valor obtenido para este último punto es consistente con la forma de V amplia del valle investigado y también con los más cercanos medidos. Es necesario indicar que, aunque se hayan obtenido buenos resultados utilizando la Ecuación (3.4), se debería disponer de una investigación profunda en varios puntos del trazado estudiado para definir claramente la interfaz del basamento en toda la sección.

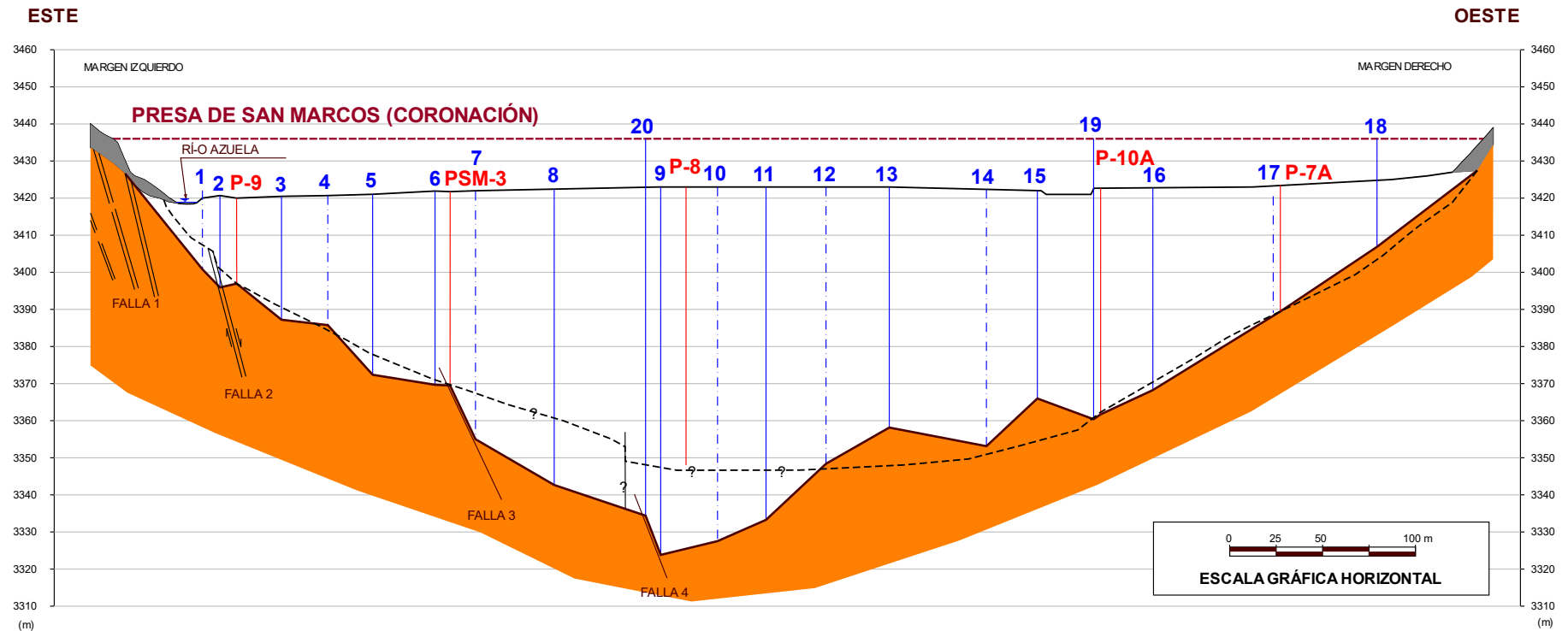


Figura 3-9 Sección transversal del valle del Azuela por la base de la presa, obtenida tras la aplicación de la técnica sísmica HVSR. La posición del basamento (lavas de la Fm. Angochagua) obtenida en este estudio se encuentra indicada mediante una línea negra continua y la trama de color. Se ha mantenido, como comparación, la sección de interpretación de construcción, representada en línea discontinua. Las líneas azules verticales representan la profundidad para cada punto HVSR medido y las de trazos y puntos son valores de los ensayos HVSR proyectados sobre la sección. Los sondeos empleados están en color rojo (indicando su profundidad hasta el basamento).

Referencia de escala: 1H:2V

Tabla 3-4. Profundidad del basamento rocoso predicha por ecuaciones de diferentes autores (en metros), en comparación con la presente investigación (columna tercera) basadas en la frecuencia fundamental f_0

PUNTO HVS	f_0 (Hz)	ESTE ESTUDIO (m)	Ibs von Seth (1999)	Parolai (2002)	Hinzen (2004)	Birgören (2009)	Khan (2016)
1	61,26	21,3	0,3	0,2	1,0	1,3	0,7
2	33,05	24,8	0,7	0,5	2,1	2,7	1,4
3	10,01	33,3	3,9	3,0	8,8	10,6	5,2
4	7,36	35,9	6,0	4,9	12,7	15,1	7,2
5	1,51	53,1	54,2	57,0	83,9	93,9	40,6
6	1,61	52,2	49,6	51,6	77,7	87,2	37,9
7	0,32	77,8	466,8	632,3	531,6	561,8	220,5
8	0,29	79,8	535,1	736,6	597,7	629,3	245,5
9	0,12	99,2	1821,2	2894,8	1708,0	1740,8	642,2
10	0,14	95,5	1470,4	2279,2	1421,8	1457,3	542,9
11	0,18	89,7	1037,4	1543,5	1054,3	1090,7	412,8
12	0,38	74,6	367,7	484,4	433,3	460,8	182,8
13	0,67	64,9	167,4	201,0	220,6	239,6	98,5
14	0,27	81,2	590,9	823,0	650,7	683,3	265,3
15	1,21	56,0	73,7	80,4	109,2	121,2	51,7
16	1,36	54,4	62,6	67,0	95,0	105,9	45,5
17	12,58	31,4	2,9	2,1	6,7	8,1	4,0
18	17,11	29,1	1,9	1,3	4,7	5,7	2,9
19	0,36	75,6	396,4	526,7	462,1	490,4	193,9
20	0,19	88,5	962,4	1419,3	988,6	1024,7	389,2

En la **Figura 3-9** se muestra la profundidad del basamento prevista en función de la frecuencia f_0 , obtenida bajo cada punto medido utilizando la nueva formulación (Ecuación 3.4); mientras que en la

Tabla 3-4 también se presentan los resultados según las formulaciones propuestas por otros autores. La irracionalidad de los resultados es clara para las relaciones propuestas por Ibs von Seth y Wohlenberg (1999), Parolai *et al.* (2002) y Hinzen *et al.* (2004), donde aparecieron valores de espesores de sedimentos de más de 1000 y 2000 m, o de menos de 1 m. Además, comparando los parámetros a y b de la nueva ecuación con los obtenidos por otros autores (ver **Tabla 3-2**), solo los obtenidos por Khan y Khan (2016), se encuentran cerca de los valores establecidos en este estudio. Sin embargo, los resultados de los espesores calculados con los factores de estos últimos autores difieren mucho de los obtenidos en el ajuste realizado en esta investigación, teniendo únicamente los valores entre las frecuencias de 0,9 y 3,4 Hz una mínima diferencia (la intersección se representa en la **Figura 3-8**). A medida que los valores de f_0 se alejan de este intervalo, los resultados difieren exponencialmente.

La definición estructural del basamento rocoso se puede observar en la representación de la sección transversal al valle de la **Figura 3-9**. La falla nombrada con el número dos, en el margen izquierdo del valle (zona Este), ha sido reconocida en los estudios previos (mediante los sondeos) y está definida justo en el mismo lugar donde esta investigación la ha identificado y redefinido (ver la **Figura 3-3** y la **Figura 3-9**). En ambos casos se presenta un desnivel vertical (salto de falla), buzando suavemente hacia el margen occidental del valle, pero la diferencia entre las dos interpretaciones es el desplazamiento o carrera de la misma, que actualmente es de más de diez metros frente a los cinco metros presente en los documentos previos. El antiguo desplazamiento se definió solamente a partir de los datos del sondeo P-9 y ayudó a inferir esta característica. Se ha podido evidenciar en este estudio que los datos medidos alrededor de este lugar pueden delinear mejor este desplazamiento y evaluarlo con mayor precisión, frente a un dato único de una perforación.

Por otro lado, han sido reconocidas dos nuevas estructuras de falla en el centro del valle, responsables de la profundidad o encajonamiento del mismo: las fallas numeradas como 3 y 4. La primera se ubica hacia el lado Este del valle (en el primer tercio); mientras que la última está cerca del centro del mismo (a unos 300 m desde el lado Este del valle), justo donde se dibujó una falla inferida en la sección original definida para la construcción de la presa (ver y hacer la comparación entre la **Figura 3-3** y la **Figura 3-9**).

El fondo de la sección propuesta presenta un aspecto de diente de sierra invertido, habiendo sido complicado definir claramente un rasgo tectónico hacia el lado occidental del valle (podría ser que se definiera una falla entre los puntos HVSR 14 y 15, pero no se tienen datos suficientes para completar esta interpretación). En la publicación de Alvarado (2012) se indica que la zona sismogénica definida para esta área es una falla de tipo *strike-slip*, sin embargo, las fallas más antiguas parecen disponer de un movimiento inverso causado probablemente por la tensión que se genera en el área desde la zona de subducción costera.

Además, los afloramientos a ambos lados de la laguna, mayoritariamente formados por lavas pertenecientes a la Formación Angochagua, hace pensar en la presencia de un sistema de fallas inversas que duplican el tamaño en superficie de estos materiales. No es posible obtener otra información más detallada del área.

Las fallas nombradas como 3 y 4 que aparecen en la sección transversal de la **Figura 3-9** con una inclinación hacia el lado occidental entre 65° y 70° , siguen una interpretación similar a la de la Falla 2, definida en estudios previos, y dan la idea de que la estructura tectónica principal cerró el margen izquierdo del valle del Azuela donde el basamento alcanzaba más de 99 m de profundidad.

La inclinación observada en el fondo del valle, en la sección transversal interpretada en este estudio, es similar a la de los flancos emergidos del valle en ambos márgenes. Así, el margen oriental sobre la presa tiene una pendiente de $19,5^{\circ}$, y bajo ella, en la sección, se ha obtenido un valor de $20,0^{\circ}$. En cambio, el flanco occidental, al otro lado de la falla principal, se presenta una pendiente más suave, de $15,4^{\circ}$; la cual es similar a la pendiente que muestra su margen emergido.

4. Capítulo 4

Early investigation of a landslide sliding surface by HVSR and VES geophysical techniques combined. A case study in Guarumales (Ecuador)

Investigación previa de la superficie de ruptura de un deslizamiento mediante el uso combinado de las técnicas geofísicas HVSR y SEV. Un caso de estudio en Guarumales (Ecuador)

Alonso-Pandavenes, O.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J.; Gracia, A. Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined, a Case Study in Guarumales (Ecuador). *Applied. Sciences* 2023, 13, 1023. <https://doi.org/10.3390/app13021023> (adaptado para la Tesis)

4.1. Introducción

La parte sureste y oriental de Ecuador es un área propensa a sufrir eventos de deslizamiento, especialmente en aquellas zonas donde la actividad humana ha intervenido el medio con la construcción de vías de acceso y carreteras en laderas con fuertes pendientes. Estas actuaciones y construcciones se encuentran entre los factores detonantes más importantes de los deslizamientos, los cuales generan grandes pérdidas económicas e incluso afectan a las vidas humanas (Tibaldi *et al.*, 1995). Comprender sus procesos y su movimiento e identificar y definir la línea de ruptura es parte de los estudios iniciales que permitirán la ejecución de investigaciones optimizadas avanzadas o de detalle y la base de las actuaciones que se deben implementar para minimizarlos, mitigarlos o eliminarlos (D'Ercole y Trujillo, 2003).

Actualmente se siguen empleando sondeos (perforación, registro y/o monitoreo con inclinometría) como fuente directa y principal de información lo que, juntamente con los estudios geofísicos y actualmente del uso de métodos más recientes como la fotogrametría UAV y los métodos interferométricos (A-DInSAR), permiten realizar un seguimiento y análisis de este tipo de eventos (Hussain *et al.*, 2022). Las prospecciones geofísicas se han convertido en una herramienta eficaz y una forma sencilla, a la par que económica, relativamente hablando, de realizar investigaciones tanto someras como profundas y de obtener información fundamental en poco tiempo, pudiendo llegar a ser correlacionable con parámetros geológicos o geotécnicos (Hussain *et al.*, 2022; León Gómez *et al.*, 2014).

El uso y aplicación de la investigación geofísica en deslizamientos está tradicionalmente relacionada con los métodos sísmicos, sobre todo las técnicas activas como la refracción, las cuales permiten estudiar la velocidad de transmisión de ondas elásticas P y S (V_p y V_s) y que aportan información sobre características, geometría y distribución (1D y 2D) de los materiales. Éstas permiten inferir algunos parámetros geotécnicos como densidad, compactación y módulos elásticos dinámicos. Estas técnicas activas, y también las pasivas, se usan en la definición de la geología, la diferenciación entre sedimentos superficiales y basamento y en el establecimiento de la superficie de deslizamiento (Hussain *et al.*, 2022; León Gómez *et al.*, 2014; Jongmans y Garambois, 2007). Por otra parte, el método geoeléctrico, con técnicas como la de los sondeos eléctricos verticales (SEV, 1D) y tomografía (ERT, por sus siglas en inglés, 2D), son otro de los estudios geofísicos más empleados en la investigación de deslizamientos y aplicable a todo tipo de materiales.

Las técnicas eléctricas se basan en la medida de los cambios de resistividad y permiten definir la estratigrafía del subsuelo (separación de capas de material), así como la presencia de humedad y agua (nivel freático e incluso grado de saturación) en los niveles geológicos. Además, técnicas en 2D como la tomografía permiten obtener y definir estructuras internas (fallas, fracturas y diaclasas) y establecer relaciones geométricas entre materiales (León Gómez *et al.*, 2014; Jongmans y Garambois, 2007; Pazzi *et al.*, 2019). Por último, otros métodos, como las técnicas electromagnéticas (EM), son menos empleados en estas investigaciones, como, por ejemplo, el radar de penetración terrestre (GPR) o georradar (Hussain *et al.*, 2022; León Gómez *et al.*, 2014; Jongmans y Garambois, 2007; Pazzi *et al.*, 2019). El GPR se suele aplicar en el estudio de características superficiales, pero su capacidad para obtener información detallada en profundidad es muy limitada (Hussain *et al.*, 2022; León Gómez *et al.*, 2014; Jongmans y Garambois, 2007; Pazzi *et al.*, 2019). La combinación de estas técnicas geofísicas permite definir y ajustar los modelos geofísicos obteniendo la geometría del deslizamiento y, en ocasiones, establecer su superficie de ruptura (Jongmans y Garambois, 2007; Pazzi *et al.*, 2019).

Recientemente se han comenzado a aplicar otras técnicas de sísmica activa y pasiva, como es el caso del análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) y la relación espectral horizontal respecto a la vertical (HVSr) habiendo resultado muy útiles en los estudios de los deslizamientos León Gómez *et al.* (2014), Burjánek *et al.* (2010), Ibragimov (2010), Mainsant *et al.* (2012), Delgado *et al.* (2015), Imposa *et al.* (2017).

El objetivo del presente estudio ha sido investigar una zona en proceso de deslizamiento en fase inicial, con la idea de obtener información suficientemente rápida y efectiva que permita tanto tomar decisiones de acciones de remediación o mitigación del fenómeno o estudios futuros de detalle. Esta campaña geofísica previa fue diseñada para obtener datos sobre el tamaño y la profundidad de este deslizamiento, de manera que se puedan realizar estudios más completos, en profundidad, en el futuro y para la definición de dónde y a qué profundidad se deben ejecutar los ensayos de perforación. Así, la investigación geofísica propuesta deberá ser confiable, fácil de realizar y brindar un grado de precisión elevado en los modelos de interpretación.

El procedimiento aplicado en este estudio ha combinado el uso de dos métodos geofísicos: sísmico y geoelectrico; siendo empleadas las técnicas de refracción y MASW (perfiles activos), junto con la técnica pasiva HVSR, del primer método, y la técnica de los SEV, perteneciente al método geoelectrico.

La aplicación de las técnicas sísmicas de refracción y MASW permitirán obtener una distribución de los valores de velocidad de las ondas de compresión (P) y de corte (S), respectivamente, las cuales se emplearán en la definición de las características de los materiales superficiales, los cuales supuestamente se encuentran en movimiento (Jongmans y Garambois, 2007; González y Schmitz, 2008). También podrán aportar una representación bidimensional de la geometría de las capas, identificando la separación entre materiales poco compactos (sedimentos en movimiento) y el basamento rocoso (considerado como fijo). Por otro lado, los resultados de los ensayos SEV podrán definir los espesores de los materiales alterados que recubren el material rocoso relacionado con el basamento (en base a los cambios en los valores de resistividad) e identificar la presencia de humedad en los materiales; y, por lo tanto, esto complementará los resultados obtenidos en los modelos obtenidos en ensayos sísmicos (León Gómez *et al.*, 2014).

Los ensayos de estación única HVSR proporcionarán la frecuencia de vibración fundamental (f_0), como valor principal, el cual se podrá correlacionar con el espesor de los sedimentos que recubren o se encuentran depositados sobre un basamento rocoso (Nakamura, 1989; Albarello y Lunedei, 2010; Nakamura, 2019). Se emplearán algunos de ellos como puntos de control, los cuales serán realizados en los mismos puntos de ensayo SEV, y, con ello, definir una relación empírica de correlación. Esa relación, de tipo potencial, se determinará extrapolándola para toda el área en estudio (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999).

Varios autores han establecido, y probado con sus investigaciones, este tipo de aplicación que relaciona el espesor de los sedimentos depositados sobre un basamento a partir o empleando sondeos y medidas HVSR (Delgado *et al.*, 2015; Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; Khan y Khan, 2016; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022). Sin embargo, el establecimiento de la correlación mediante otras técnicas geofísicas, y más en el caso de las técnicas geoelectricas tipo SEV, en el estudio de deslizamientos no ha sido desarrollada aún. Autores como Bouchelouh, *et al.* (2018) han establecido este tipo de correlación en una cuenca sedimentaria mediante el uso de sondeos SEV y las frecuencias HVSR con buenos resultados y otros autores han empleado la técnica tomográfica geoelectrica combinada con sondeos, también en casos geológicos similares (Yuliyanto *et al.*, 2019).

Los resultados de esta investigación han permitido establecer el espesor de los sedimentos debajo de cada ensayo HVSR aplicado empleando una metodología sencilla, rápida y económica, y que, además, permite extender los resultados al área de estudio con la aplicación de un dispositivo puntual (medidas de estación única HVSR), proporcionando una visión general de la posición de la superficie de ruptura.

4.2. Situación y antecedentes

4.2.1. Situación geográfica

En la zona cercana a la comunidad de Amaluza (coordenadas centrales del área de trabajo UTM-WGS-84, zona 17M: 784104E - 9711897N) perteneciente al municipio o cantón de Guarumales (provincia de Azuay, Ecuador), la Empresa Pública CELEC-Demarcación Sur (CELEC-EP) cuenta con una vía de acceso no pavimentada que conecta la carretera nacional E-40 con los edificios y las instalaciones de la casa de máquinas de la Central Hidroeléctrica Sopladora (CHS), siendo ésta la única forma de acceder a esta área.

Este camino tiene una trayectoria sinuosa descendente en forma de S a través de una pendiente elevada que parte desde la cota 1780 m.s.n.m. y llega hasta una cota de aproximadamente 1020 m.s.n.m., donde se encuentran las edificaciones e instalaciones del CHS, cercanas al nivel y cauce del río Paute. Se trata de un área de geomorfología compleja dominada por valles encajados en forma de V que presenta laderas inclinadas unos 45° (**Figura 4-1**).



Figura 4-1 Situación de la zona de investigación. El círculo amarillo muestra la posición del deslizamiento afectando a la carretera de acceso a las instalaciones de la C.H. Sopladora. Modificado de Google Earth (2022) y Bing Maps (2022).

No han sido realizados aun otros estudios ni investigaciones previas por parte de la propiedad, habiéndose realizado una actuación de mitigación (construcción de un muro de contención de

tierra armada) en la vía dañada por el deslizamiento debido a que afectó la circulación de personas y vehículos hacia dichas instalaciones (**Figura 4-2**).

4.2.2. Antecedentes y estudios geofísicos

La aplicación de investigación geofísica en estudios de deslizamientos o en la excavación de taludes está ampliamente reconocida en la literatura, siendo los métodos sísmicos y eléctricos los más comúnmente aplicados (McCann y Foster, 1990; Jongmans y Garambois, 2007; León Gómez *et al.*, 2014; Pazzi *et al.*, 2019). La masa deslizante, durante su movimiento, genera cambios en sus parámetros geofísicos que pueden ser identificados por este tipo de ensayos, por lo que se puede utilizar estas investigaciones para analizar las modificaciones internas del terreno y así reconocer el cuerpo del deslizamiento o incluso estudiar su movimiento dinámico a lo largo del tiempo (Jongmans y Garambois, 2007).

La técnica HVSR ha sido definida y desarrollada por Nakamura en 1989 con el fin de establecer los valores fundamentales de frecuencia del suelo (f_0) sobre el conocimiento de un modelo de dos capas (suelo y/o material poco compacto depositado sobre un basamento rocoso). En este modelo sencillo, la frecuencia fundamental estaría relacionada con la velocidad de la onda de corte de la capa sedimentaria (o poco compacta) y su espesor (Nakamura, 1989; Nakamura, 2019). Por lo tanto, conociendo la velocidad de la onda de corte (V_s) se puede calcular y definir el espesor de este material de recubrimiento poco compacto que se encontraría sobre el basamento.



Figura 4-2 Vista de la parte media del área del deslizamiento investigado donde la carretera fue afectada (cortada) y reconstruida empleando muros de contención de tierra armada. En esta zona, el deslizamiento se encuentra aún propenso a continuar con una tasa de desplazamiento baja, según los técnicos de CELEC-EP. Se puede observar también la fuerte pendiente que domina todo el entorno.

Estas suposiciones están refrendadas en el caso de un medio homogéneo, horizontal y amplio, como sería una cuenca sedimentaria, pero también pueden ser válidas en un sistema suelo-roca donde los cambios de V_s sean significativos. Sin embargo, es posible que se puedan producir errores en el caso de que el suelo o los sedimentos presenten variaciones laterales de composición y/o compactación, pudiendo producirse irregularidades en la precisión y definición de la profundidad del basamento (Albarelo y Lunedei, 2010).

La interpretación de los ensayos HVSR se basa en que el ruido sísmico, en un modelo de dos capas, está compuesto por ondas superficiales Rayleigh que atraviesan los medios con suficiente contraste de impedancia (relación directa entre la densidad y la velocidad sísmica). En los casos donde los sedimentos presenten cambios en su densidad y/o velocidad V_s (heterogeneidades) se pueden producir fenómenos complejos de reflexiones internas, los cuales pueden afectar a los resultados obtenidos de la frecuencia fundamental (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006b; Wathelet *et al.*, 2020).

En condiciones geológicas donde el material del deslizamiento presente este alto contraste de impedancia (por ejemplo, entre suelos blandos o sedimentos poco compactos depositados directamente sobre un sustrato rocoso), como es el caso de esta área de estudio, las ondas de compresión y de corte pueden emplearse para predecir su espesor (Gallipoli *et al.*, 2000). Sin embargo, las mencionadas variaciones de compacidad o densidad podrían llegar a afectar a la relación a definir y puede ser necesario obtener información complementaria a la obtenida solamente mediante la técnica HVSR (Méric *et al.*, 2007; Panzera *et al.*, 2013).

Los ensayos HVSR, al margen de ser considerados en la definición de la f_o con claridad (Sánchez-Sesma *et al.*, 2011), pueden emplearse, con ciertas limitaciones, en otros campos de aplicación como puede ser en los casos de la determinación de la distribución de la velocidad V_s en un terreno. Recientemente se ha avanzado en la posibilidad de aplicación con otros fines empleando diferentes metodologías, así como en la inversión de la curva de elipticidad obtenida a partir de un ensayo HVSR (Lermo y Chávez-García, 1993).

Considerando las investigaciones de autores como Ibs von Seth y Wohlenberg (1999) y Bard (2008), entre otros, se han podido establecer correlaciones empíricas que relacionan el espesor de los materiales superficiales (suelos y sedimentos blandos) con el valor de dicha frecuencia fundamental f_o . Esta relación está expresada a partir de una ecuación potencial definida en Ibs von Seth y Wohlenberg (1999) del tipo:

$$Z = a f_o^{-b} \quad (4.1)$$

Donde Z sería la profundidad a la que se encuentra el sustrato rocoso (o lo que es lo mismo, el espesor de los sedimentos que lo subyacen, expresada en metros), y f_o sería el valor de la frecuencia fundamental de vibración del terreno medida u obtenida a partir del ensayo HVSR (en hertzios). Los parámetros a y b son factores que se deben definir experimentalmente, los cuales estarían relacionados con la naturaleza de los materiales y el entorno geológico del área de investigación (Delgado *et al.*, 2000b).

La mayoría de las investigaciones realizadas aplicando esta formulación se han basado en la correlación con perforaciones para el establecimiento del espesor de los materiales que se encuentran depositados sobre un basamento rocoso (Parolai et al., 2002; Hinzen *et al.*, 2004; Khan y Khan, 2016; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022). Se considera que este tipo de correlación puede llegar a alcanzar una alta precisión en el establecimiento de los espesores de los sedimentos cuando se utiliza un método de prospección directa como referencia fiel de los mismos (Parolai et al., 2002; Hinzen *et al.*, 2004).

El uso de la técnica HVSR han ido en aumento en los últimos veinte años con investigaciones también aplicadas a los deslizamientos, las cuales casi siempre suelen estar combinadas con sondeos, aunque también con otras investigaciones geofísicas, como sería la sísmica de refracción y la tomografía eléctrica (Burjáněk *et al.*, 2010; Mainsant *et al.*, 2012; Panzera *et al.*, 2012; Del Gaudio *et al.*, 2013; Del Gaudio *et al.*, 2014).

Autores como Yuliyanto *et al.* (2019) y Pazzi *et al.* (2019) han empleado las técnicas geoelectricas como referencia en sus investigaciones, incluyendo los SEV, donde éstos solo involucran a este tipo de ensayo para establecer la correlación indicada (Bouchelouh *et al.*, 2018).

En la presente investigación se han combinado dos métodos geofísicos diferentes: el sísmico, aplicado mediante técnicas activas como la refracción y el MASW (ambas realizadas como perfiles), y empleando los ensayos sísmicos pasivos HVSR como técnica principal y, complementariamente, ha sido aplicado el método geoelectrico, utilizando la técnica SEV.

La técnica SEV ha sido ampliamente utilizada y desarrollada a lo largo del tiempo, y está basada en la generación de un campo eléctrico artificial para medir la variación de la caída de potencial de dicho campo al ser atravesado el terreno. Dependiendo de la configuración de los electrodos, puede llegar a alcanzar profundidades de varias decenas de metros, de manera que se puede obtener una distribución unidimensional (1D) del parámetro de resistividad aplicado en la vertical del centro del dispositivo. Se puede considerar que es una de las técnicas geoelectricas más utilizadas en la investigación de deslizamientos de tierra, junto con la tomografía eléctrica (2D) ya que permiten evaluar la presencia de agua en el terreno, un parámetro de gran importancia en los estudios de estabilidad (León Gómez *et al.*, 2014).

En el método sísmico, la técnica de refracción permite, en función del tiempo de llegada de un frente de onda elástico, generado de forma artificial, a los receptores dispuestos a lo largo de un perfil (geófonos), determinar la velocidad de compresión V_p y las posibles variaciones y cambios en la configuración de la composición-compactación y geometría de los materiales. La prueba es relativamente simple de aplicar y dispone de literatura y conocimientos extensos (Hussain *et al.*, 2022).

Los ensayos de análisis de ondas superficiales como el *Multichannel Analyses of Surface Waves* (MASW), también del método sísmico, permite, a partir del análisis de la distribución de frecuencias de las ondas superficiales, obtener los valores de espesores de capas y su velocidad de la onda de corte $S(V_s)$ asociada en el análisis de los registros de un sistema lineal de géofonos

con una distribución final de interpretación unidimensional (Park *et al.*, 1999 y 2007). Esta velocidad de la onda de corte suele emplearse para complementar la información obtenida en la sísmica de refracción.

En este estudio se han propuesto el uso de sondeos SEV como herramienta de correlación, sin la necesidad de realizar sondeos mecánicos, con la consiguiente reducción de costes y rapidez de ejecución de la investigación. Para ello se utilizarán estos ensayos partiendo de su capacidad de diferenciación de la variación de la resistividad. Los materiales someros (menos compactos) y potencialmente en movimiento (deslizantes) presentarán un contraste elevado de resistividad frente a los valores asociados al sustrato rocoso (estático y de mayor resistividad), empleándose los ensayos de sísmica activa para la calibración del modelo.

La combinación de técnicas geofísicas, como se resume en Whiteley *et al.* (2021), permite la determinación de los parámetros iniciales de investigación en deslizamientos, aunque se recomienda sean complementadas con levantamientos directos, como los sondeos (USACE, 1995). Además, pueden llegar a definir la posición de las superficies de ruptura con considerable precisión; siempre dependiendo de las condiciones y características de la zona y los materiales geológicos que la compongan (Méric *et al.*, 2007; Maurer *et al.*, 2010; León Gómez *et al.*, 2014; Pazzi *et al.*, 2019).

Por ello, se ha propuesto la aplicación de una campaña de investigación geofísica para este estudio inicial de una zona de deslizamiento para el material que se encuentra en movimiento y definir su espesor. Los alcances de la empresa propietaria son analizar los diferentes tipos de material, obtener datos sobre la presencia de agua o humedad en los materiales y definir la superficie de ruptura del deslizamiento. Esta información podría dar una idea previa del tamaño del deslizamiento, los materiales involucrados en el mismo, y una aproximación de las áreas prioritarias de investigación y la profundidad necesaria para realizar una campaña de perforación o la instalación de monitoreo en trabajos futuros.

4.3. Geología de la zona

Ecuador presenta una geología compleja como producto de los procesos tectónicos relativos al área de subducción cercana, donde la placa de Nazca subyace bajo la Sudamericana. Este es el origen de la Cordillera Andina y de la actividad volcánica de la zona (corredor de los volcanes, según Humbolt, con dirección general de Norte a Sur). Debido a este proceso tectónico activo, se pueden definir cinco tendencias lito-tectónicas y geológicas con una distribución casi paralela a la costa del Pacífico. La parte Sur del país habría sufrido tensiones de alta presión y temperatura y el antiguo basamento sedimentario se transformó en rocas metamórficas (Urgilez Vinueza *et al.*, 2020).

El área de investigación se encuentra ubicada geológicamente en este cinturón de metamorfismo regional en la parte oriental de la Cordillera de los Andes. La geología local se caracteriza por la presencia de afloramientos de materiales metamórficos pertenecientes a la Unidad Upano, del Grupo Salado, que Litherland había definido en 1988. Este basamento metamórfico está compuesto por: meta-andesitas, esquistos verdes y sericíticos, tobas y meta-

grauvacas que ocupan una vasta extensión de terreno a lo largo del área ya que comprende una franja de unos 30 km de ancho y más de 60 km de largo, cuya dirección principal es Norte-Sur, aproximadamente (IIGE, 2008). Estos materiales del basamento, en el área de estudio, presentan direcciones de capa y rumbo contra la pendiente investigada, y la estratigrafía de la roca puede llegar a presentar ángulos de buzamiento de hasta 70° hacia el Oeste, en algunas áreas (Figura 4-3).

En la zona de estudio, el basamento compuesto por esquistos grafitosos presenta un cierto grado de alteración superficial por meteorización (material eluvial), estando recubierto por materiales sedimentarios recientes. Se han observado varios grados de alteración en este basamento metamórfico (que están entre IV-V) los cuales, en los niveles superiores, se transforman en suelos de alteración de tipo arcilloso (Bristow *et al.*, 1980; Urgilez Vinueza *et al.*, 2020). En la zona de investigación se ha evidenciado la presencia de hasta más de 10 m de potencia de este nivel y grado de alteración (Urgilez Vinueza *et al.*, 2020).

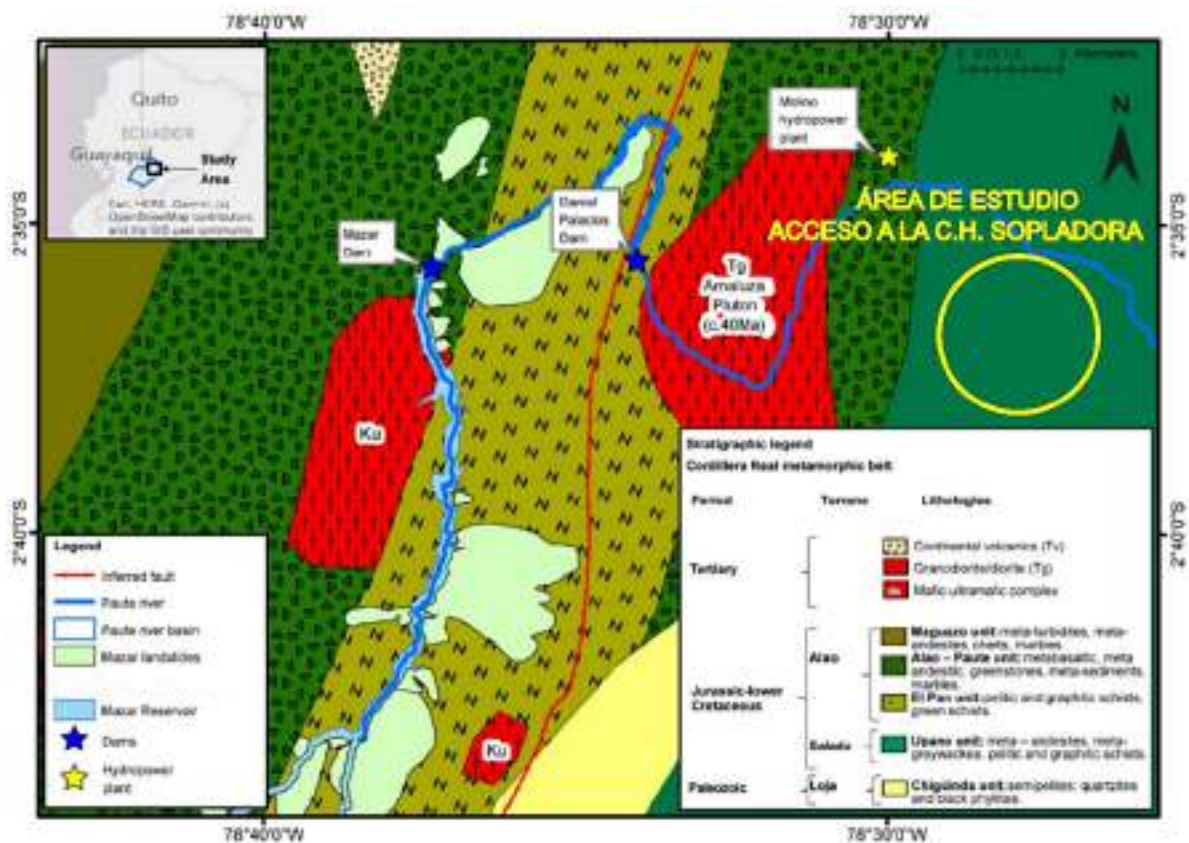


Figura 4-3 Mapa geológico regional con indicación de la zona de estudio (círculo amarillo) donde se muestra la tendencia y el rumbo general de los materiales y formaciones presentes en el entorno. Modificado de Urgilez Vinueza *et al.* (2020)

Sobre este suelo residual somero se han ido depositando sedimentos transportados en fase acuosa (la mayoría de grano fino) o por gravedad (coluvión de granulometría media a gruesa), con un nivel centimétrico de suelo vegetal de tipo orgánico en la superficie. El coluvial está propiciado por la presencia de fuertes pendientes y las altas precipitaciones, que erosionan y meteorizan el sustrato en cotas superiores y junto con una baja cohesión entre los materiales

limosos y arcillosos, predominantes en dichas zonas elevadas (Urgilez Vinueza *et al.*, 2020). También observado en campo, y se ha determinado, la presencia de coluviones producto de deslizamientos antiguos (paleodeslizamientos) de pequeña magnitud y tipo de sedimentación gravitatoria, los cuales presentan espesores variables (desde 3 a 5 m y hasta más de 10 m). En ambos casos, las capas de material eluvial y coluvial, en zonas de cota más baja, presentan una matriz de materiales franco-arcillosos con material grueso en su interior, como cantos y gravas. Tanto el coluvión como el eluvial contienen también bloques de tamaño mediano a grande (con diámetros que pueden llegar a ser mayores a 1,0 m) y que presentan grados menores de alteración (Grados IV-III). Estos, normalmente, se encuentran en el fondo de esta capa de sedimentos (ver **Figura 4-3**).

La geomorfología local del área es la de un valle en forma de V amplia y con pendientes generales de los flancos que oscilan entre los 35° y los 45°, las cuales particularmente pueden llegar a alcanzar más de 60° de inclinación (en afloramientos relacionados con el sustrato rocoso). El fondo de este valle es atravesado por el cauce del río Paute, con una dirección general Noroeste a Sureste, y situándose en el área de estudio al Noreste de la misma (ver **Figura 4-1** y **Figura 4-3**).

La pendiente, en la zona del deslizamiento estudiado, tiene una inclinación hacia el Este con un promedio aproximado de 40° a 45°. La traza del camino de acceso afectado corta al mismo en tres posiciones diferentes en cota (ver **Figura 4-1** y **Figura 4-3**). Los materiales someros donde se aplicaron los levantamientos geofísicos son de tipo limo-arcilloso y arcillo-limosos con un 30% de presencia de material grueso (cantos, bloques y gravas) que han sido retrabajados superficialmente por acción del agua de escorrentía y cubiertos por rellenos artificiales de caminos de construcción.

4.4. Metodología e investigación geofísica

4.4.1. Prospección geofísica

La campaña de investigación geofísica aplicada ha consistido en la ejecución de ensayos geoelectricos y sísmicos distribuidos como se muestra en la **Figura 4-4**. Los ensayos relativos a las técnicas aplicadas se han reducido a los espacios más accesibles en el área de estudio, como son el camino principal de acceso que corta el talud en tres niveles a diferentes cotas: uno en el centro del deslizamiento y en ambos extremos de la zona superior e inferior (ver **Figura 4-4**). Estas zonas elegidas están en relación con la presencia de la pendiente del área de estudio, fuerte, y el material grueso que aparece en la superficie.

Estos sedimentos someros, poco compactos, son propensos a movimientos o deslizamientos puntuales y al desprendimiento o caída de material suelto la cual podría interferir tanto con la adquisición de la calidad de los datos como impedir la correcta aplicación de los dispositivos de medida (e incluso en la seguridad personal). Esta situación también es, por ejemplo, un obstáculo para instalar máquinas perforadoras, siendo este tipo de estudios una herramienta que, a través de los resultados obtenidos, pueda proporcionar un análisis de las mejores ubicaciones con vistas a estudios posteriores.

En el método geoelectrico ha sido aplicada la técnica SEV en cinco puntos (triángulos amarillos en la **Figura 4-4**). Estos ensayos utilizan un campo eléctrico artificial para determinar la resistividad de los materiales en el suelo en la vertical del punto ensayado. La corriente eléctrica se inyectó a través del terreno desde dos electrodos (denominados A y B), mientras que la caída de potencial se midió entre otros dos electrodos (M y N). El uso de diferentes geometrías en la disposición de estos electrodos A-M-N-B se denomina dispositivo de medida (*array*) y puede variar su configuración como, por ejemplo: Wenner, Schlumberger o Dipolo-dipolo (León Gómez *et al.*, 2014). Los ensayos SEV aplicados han utilizado una apertura de electrodos (distancia A-B) de 400 m de longitud, empleando un dispositivo de tipo Schlumberger, lo que permite obtener información de la columna de materiales, su estratigrafía, en los primeros 60 a 80 m, desde el punto de cota de aplicación. La interpretación realizada también podría evidenciar la presencia de agua y determinar los materiales alterados en el basamento.

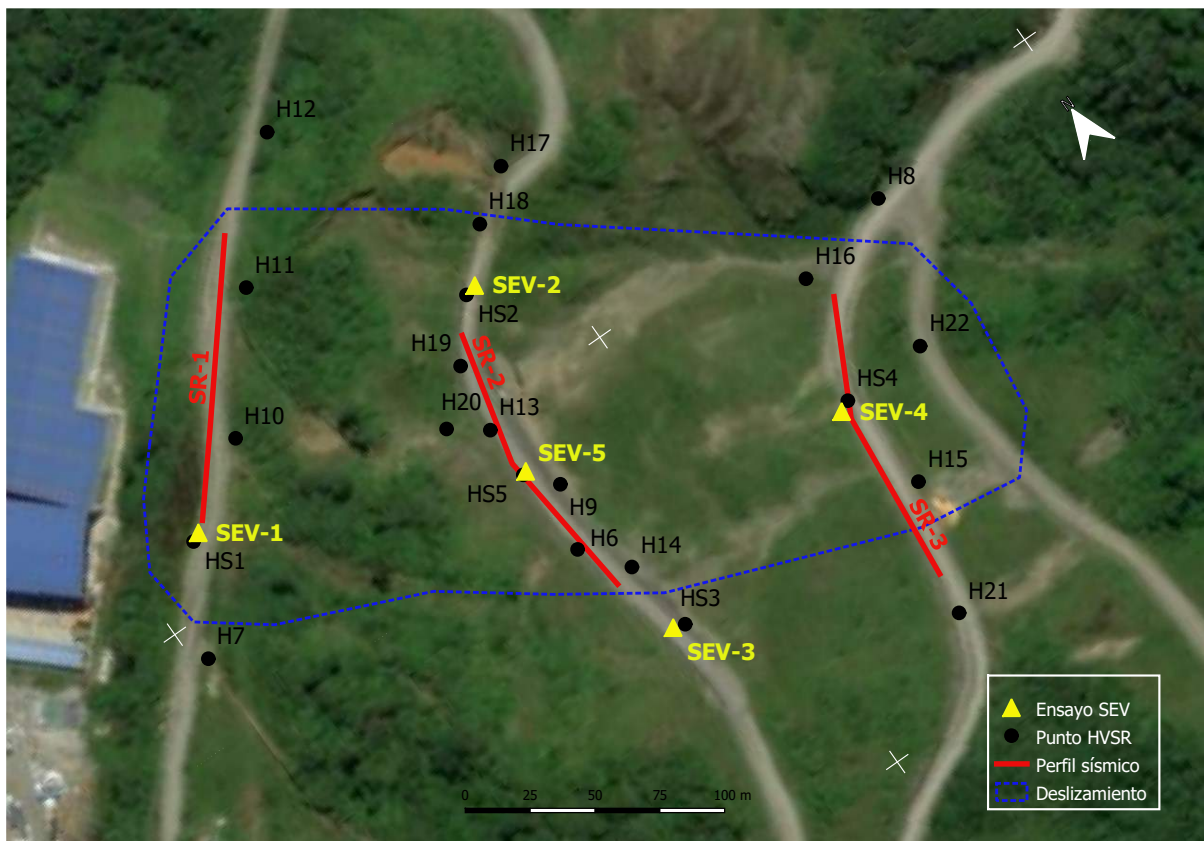


Figura 4-4 Mapa de ubicación de los ensayos (Norte ligeramente girado hacia la izquierda). Se ha indicado el área del deslizamiento (línea discontinua azul). Los ensayos HVSr están señalados por un punto negro, los SEV por un triángulo en amarillo y las líneas rojas indican la posición de los perfiles sísmicos (refracción y MASW, hechos ambos sobre la misma posición). Modificado de Bing Maps (2022).

El método sísmico ha sido aplicado mediante tres técnicas diferentes: la refracción y el perfilado tipo MASW (mostrado como líneas rojas en la **Figura 4-4**). Ambas técnicas han sido aplicadas sobre la misma alineación en el terreno (ubicación), con el fin de proporcionar información sobre los valores de las velocidades de las ondas *S* y las *P* y que puedan ser correlacionadas. El uso de estas técnicas sísmicas permitirá definir la interfase del sustrato rocoso como un alto aumento de velocidades y mostrar variaciones complementarias en la compactación de los

materiales (González y Schmitz, 2008). La tercera de las técnicas ha sido la pasiva HVSR, de estación única y medida del ruido sísmico, aplicada como técnica principal de investigación y correlacionada con las anteriores.

Los tres perfiles sísmicos de refracción tienen una longitud de 115 m con medida de 24 canales de registro y cinco puntos de disparo diferentes y equidistantes. Se han ubicado en tres niveles de cota sobre el recorrido vial del camino de acceso desde la parte superior hasta la inferior.

El primer perfil, denominado SR-1, se realizó en la zona de cabeza del deslizamiento, el SR-2 se realizó en el tramo intermedio y el SR-3 en la parte inferior, cerca ya del supuesto pie del deslizamiento. El modelo final será ajustado, para obtener una mayor precisión y resolución, al combinarse con la interpretación de los ensayos SEV y MASW.

Tabla 4-1 Resumen de los ensayos geofísicos aplicados: métodos y técnicas, tamaño de dispositivo, numero de ensayos y parámetro medido.

MÉTODO	TÉCNICA	DISPOSITIVO	NUMERO DE ENSAYOS	PARÁMETRO
REFRACCIÓN	Perfil, 2D	115 m	3	V_p
MASW	Perfil, 1D	115 m	3	V_s
SEV	Puntual, 1D	400 m (A-B)	5	Resistividad
HVSR	Estación única	Puntual	22	f_o, A_o

La técnica HVSR se aplicó sobre 22 implantaciones de estación única (representadas en la **Figura 4-4** por puntos negros). Esta técnica es de fácil ejecución y fue adquirida mediante un equipo de geófonos dispuestos en las tres direcciones del espacio, con una frecuencia natural de respuesta de 2,0 Hz. Se utilizó un registro de datos de campo con un tiempo de 20 minutos para cada punto de estación, con el fin de disponer de suficiente información de cada medida. Los resultados del procesamiento de los datos permiten definir la frecuencia fundamental de vibración del terreno (f_o), la cual estaría relacionada con el espesor de los sedimentos (Nakamura, 1989). Complementariamente, se utilizarán los mismos resultados de la relación espectral H/V (o amplificación, A_o) en cálculos posteriores.

Para su empleo como puntos de control y referencia, cinco de los 22 levantamientos HVSR han sido ejecutados en la misma posición en que realizaron las pruebas SEV (estos ensayos se nombraron, para su diferenciación, con una letra S antes de su número de orden en la **Figura 4-4**). Un resumen de las pruebas geofísicas realizadas se puede observar en la **Tabla 4-1**.

4.4.2. Metodología aplicada

La metodología propuesta para esta investigación ha consistido en la correlación de los datos geofísicos obtenidos a partir de los ensayos HVSR con los de los modelos geofísicos procedentes de las técnicas de sísmica de refracción, sísmica MASW y SEV. Esto permitirá definir una relación empírica entre la frecuencia fundamental de vibración del terreno y el espesor del sedimento establecida a partir de la Ecuación (4.1), la cual será empleada en la

definición de la superficie de ruptura del deslizamiento, al relacionar el material deslizante o movilizado sobre el sustrato rocoso (fijo) con el espesor de los sedimentos determinado.

El primer paso será analizar la capa superficial sedimentaria mediante las técnicas geofísicas complementarias, incluyendo, probablemente, la parte de material tipo suelo o material muy alterado que puede pertenecer y/o recubriría el basamento rocoso. Una vez obtenidos los modelos geofísicos en relación a la distribución de los valores de los espesores de estos materiales superficiales se podrían establecer y relacionar con las capas potencialmente móviles.

La posición del sustrato rocoso sin alterar se identificará a partir del contraste de resistividad (método eléctrico) y del cambio de la impedancia sísmica (método sísmico). Ese modelo geológico simple (que define el espesor de la capa sedimentaria superficial) sobre un modelo de dos capas (Nakamura, 1989) se relacionará con la frecuencia de vibración natural del terreno (f_0) obtenida en los ensayos HVSR. De esta manera, se podrá establecer una relación empírica entre dichos valores, la cual se empleará como herramienta para delimitar la profundidad del basamento en el área de estudio (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; Khan y Khan, 2016; Pazzi *et al.*, 2017; Bouchelouh *et al.*, 2018; Delgado *et al.*, 2021; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022).

El procesamiento de los datos e inversión de las curvas de campo de resistividad aparente, medidas en los ensayos SEV, se realiza para obtener la distribución vertical, bajo el punto de aplicación del ensayo, de los niveles o capas (resistividad y espesor). Estos resultados permitirán obtener una primera definición y las pautas de separación entre el basamento rocoso poco alterado o sano y el recubrimiento sedimentario superior; el cual estará marcado por un alto contraste en sus valores de resistividad.

Los datos sísmicos de refracción y perfiles MASW procesados permitirán obtener secciones de distribución de los valores de las velocidades V_p (secciones bidimensionales con la geometría de los niveles geofísicos) y V_s (según una distribución unidimensional de velocidad y profundidad), respectivamente. Comparando los resultados con los cambios de resistividad mencionados anteriormente, estos valores permiten ajustar una posición del sustrato rocoso en profundidad de forma más precisa, es decir, determinar el espesor de los sedimentos y la diferenciación de niveles internos en el recubrimiento de la roca.

En todos los puntos en los que se han realizado los ensayos SEV han sido aplicados también estudios HVSR. Estas combinaciones de resultados HVSR y SEV se usaron como puntos de control para establecer la correlación empírica entre el espesor sedimentario y la frecuencia fundamental del terreno (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; Khan y Khan, 2016; Bouchelouh *et al.*, 2018; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022).

Una vez establecidos los datos de esta relación, podrá ajustarse una curva de tipo potencial, basada en la Ecuación 4.1, en la que los valores de f_0 estarán relacionados con el espesor de los sedimentos obtenidos en estos puntos de control (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; Khan y Khan, 2016; Bouchelouh *et al.*, 2018). Esta ecuación permitirá calcular la profundidad del

sustrato rocoso bajo el resto de puntos de medida HVSR y, con ello, trazar un mapa de isopacas (espesor de sedimentos) y la definición del plano de ruptura del deslizamiento.

Desde el punto de vista geológico, en este tipo de deslizamiento, la interfaz de separación entre los materiales someros (sedimentarios o alterados) y el sustrato rocoso se puede identificar como la posición de la superficie de ruptura, lo cual está respaldado por las condiciones de los materiales geológicos, así como su dirección y buzamiento indicados en párrafos anteriores (Urgilez Vinuesa, 2020).

Finalmente, también se analizará el parámetro denominado Índice de Vulnerabilidad (K_g), establecido por Nakamura en 1989, el cual está relacionado con el esfuerzo efectivo; es decir, la probabilidad de que los materiales presenten un potencial de movilizarse o a cambiar sus condiciones tensionales internas. El parámetro K_g fue definido mediante la ecuación:

$$K_g = \frac{A_o^2}{f_o} \quad (4.2)$$

K_g tiene una dimensión de período (en segundos), ya que A_o es adimensional y f_o se ingresa en hertzios, pero es considerado como adimensional.

4.5. Resultados

La interpretación de los diferentes ensayos geofísicos realizados en el área de estudio ha permitido una definición general, suficientemente precisa, de los espesores de los sedimentos someros depositados sobre el sustrato metamórfico. Esto ha permitido obtener una correlación entre las diferentes técnicas aplicadas. A continuación, se presentarán los resultados obtenidos en cada una de las técnicas aplicadas.

4.5.1. Técnica de refracción sísmica

Los resultados obtenidos en esta técnica han sido la identificación de los diferentes niveles geofísicos del terreno en función de los valores de velocidad de las ondas P (V_p), siendo éstos un total de cinco, a excepción del perfil SR-1, donde solo se han interpretado tres. El último nivel geofísico en todos los perfiles corresponde con el espacio semi-infinito, el cual no dispone de espesor definido (**Figura 4-5**).

Estos niveles geofísicos se correlacionan con los materiales geológicos observados en el área de estudio, describiéndose a continuación, desde la superficie hacia los más profundos. El primer nivel geofísico, el más superficial, se correspondería con materiales de tipo suelo y relleno natural, con consistencia poco compacta y con valores de V_p entre 303 m/s y 322 m/s; también podrían estar compuestos por algunos rellenos artificiales, utilizados para la construcción de la carretera de la zona. Por debajo de este nivel aparecen materiales más compactos, con velocidades de onda P entre 605 m/s y 768 m/s, los cuales estarían relacionados con sedimentos más gruesos y más compactos. Ambos niveles se identifican con los sedimentos gravitacionales observados en los alrededores (suelos y coluvión).

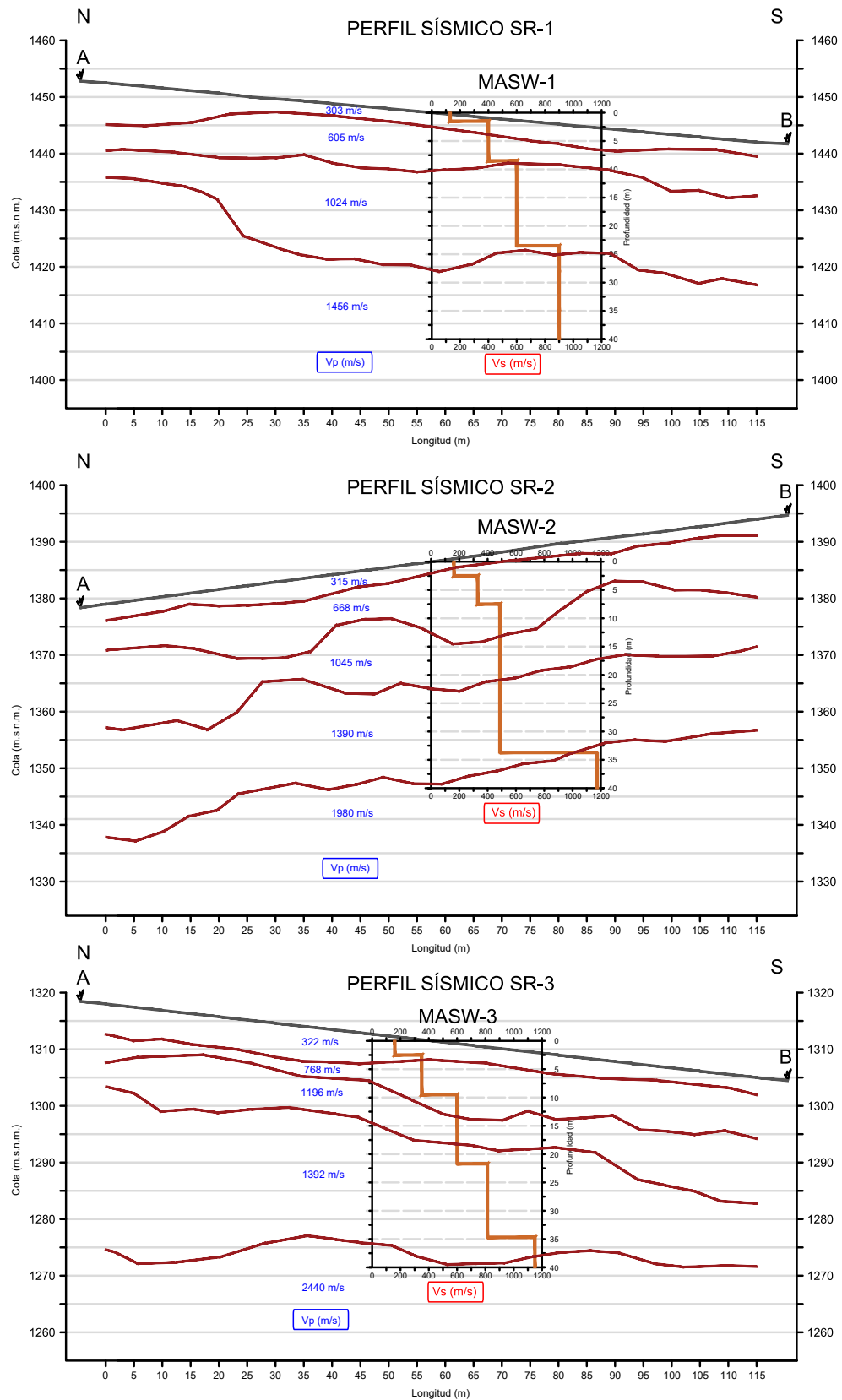


Figura 4-5 Interpretación en 2D de los perfiles de sísmica de refracción y los valores de V_p obtenidos (en azul). Superpuestos se muestran los resultados de los ensayos MASW (1D, aplicado en el centro del perfil) con la distribución de la V_s (línea roja quebrada). Ambos perfiles están realizados sobre la misma alineación.

El siguiente nivel, el tercero, se define entre los valores de V_p de 1024 m/s y 1196 m/s y se correspondería con un nivel sedimentario más compacto y profundo, el cual presentaría cantos y/o bloques de roca de diverso tamaño en una matriz más fina y donde, probablemente, aumente el contenido de humedad (**Figura 4-5**). La presencia de una zona de transición de estos rellenos sedimentarios a un material de tipo eluvial podría correlacionarse con el cuarto nivel y donde la velocidad compresional V_p supera claramente los 1000 m/s (1390 a 1450 m/s). No pudieron ser definidas más interfaces bajo este nivel geofísico en el caso del perfil SR-1.

El último nivel geofísico determinado en la investigación, para los perfiles SR-2 y SR-3 y en el caso del tercer nivel del SR-1 (ver la **Figura 4-5**), dispone de velocidades de 1456 m/s a 2440 m/s, correlacionándose con el sustrato metamórfico del basamento.

Los valores de contraste de impedancia sísmica, estimado para estos perfiles, según los valores de las velocidades V_p establecidas entre los sedimentos y el sustrato se encuentran en una razón entre 2,2 y 2,3.

La distribución geométrica de las interfaces entre estos materiales es bastante ondulada, mostrando un mayor espesor hacia la zona central de los perfiles y que tiende a adelgazarse hacia los laterales. Las velocidades de onda P obtenidas han permitido determinar un modelo de distribución inicial de niveles geofísicos en el área, dando una idea previa sobre la posible posición de la superficie de ruptura del deslizamiento de tierra, considerada en este caso, para la separación de la interfaz sedimentos - roca (ver **Figura 4-5**).

4.5.2. Técnica Sísmica MASW

En la misma posición que los perfiles o alineaciones de refracción han sido ejecutados perfiles sísmicos de tipo MASW, de manera que ambos modelos geofísicos de interpretación se puedan comparar y relacionar. En este caso, los resultados no son en dos dimensiones (sección) sino en una sola dimensión, obteniendo solo la distribución de espesores de materiales y velocidades V_s asociadas (Park *et al.*, 1999). Aun así, y siendo un levantamiento de tipo perfil, la investigación involucra toda la extensión donde han sido distribuidos los geófonos, pero los valores finales se asignan al punto central de cada extensión de geófonos.

La distribución de capas en niveles geofísicos resultante es correlacionable con lo observado para la interpretación de los perfiles de refracción, pero obteniendo ahora el modelo de distribución de velocidades de la onda de corte en función de la V_s .

En la **Figura 4-5** han sido representados ambos (refracción y MASW) sobre la misma imagen para establecer la comparación y correlación entre ambas técnicas. Aquí, los valores medios de V_s obtenidos para la primera capa es una velocidad de 142 m/s; 318 m/s para la segunda, 581 m/s en la tercera y 1020 m/s en la capa correspondiente al espacio semi-infinito. La correlación de estos niveles de velocidad con los materiales geológicos presentes en el área es la misma que se describió en el párrafo anterior.

Los resultados de los ensayos MASW corroboran la identificación del modelo geofísico sísmico del área de estudio mediante la técnica de refracción con una pequeña diferencia en los

espesores de capas, como se puede observar en la **Figura 4-5** (relacionada con la forma de análisis que emplea cada técnica). La relación entre V_p y V_s permitiría la definición de los módulos elásticos dinámicos, siendo el contraste de impedancia establecido en función de las velocidades V_s entre 2,3 y 2,5 para los perfiles analizados.

4.5.3. Técnica de sismica pasiva HVSR

El procesamiento de los datos HVSR se ha realizado mediante el paquete de software libre GEOPSY (www.geopsy.org), componiendo geométricamente los registros obtenidos de los geófonos horizontales (direcciones N-S y E-W) tras aplicar la transformada rápida de Fourier (*FFT* en inglés). Esto se realiza sobre cada una de las ventanas de tiempo de 20 segundos establecidas en los registros, una vez filtrados éstos para la eliminación de posibles transitorios (Bard, 2008).

El análisis en el dominio de la frecuencia de la relación espectral H/V ofrece como resultado una curva de dispersión, denominada también de elipticidad, la cual está relacionada con las ondas superficiales de tipo Rayleigh. En estas curvas se determina el valor máximo o pico asociado a la frecuencia dominante (f_o), con su amplificación (A_o) de la señal, también denominado relación espectral o cociente espectral H/V (Delgado *et al.*, 2000a; Bard, 2008).

Por lo general, las curvas muestran un solo pico de frecuencia dominante, pero también se puede dar el caso de obtener variaciones como picos amplios o múltiples. Las diferentes formas de estos gráficos tienen relación con cambios en la geometría básicos (como una inclinación o una ondulación en la interface sedimento-roca, por ejemplo) o con sistemas multicapa donde se producen variaciones de la impedancia importantes, como indica el proyecto SESAME (SESAME, 2004; Bard, 2008).

La **Figura 4-6** muestra algunos ejemplos seleccionados de los resultados conseguidos en el procesamiento de los ensayos HVSR. Se muestra la curva de elipticidad, en línea negra continua, y su desviación estándar (líneas negras discontinuas). Los picos característicos del valor f_o (en hercios) se indicarían en el centro de las dos barras grises de diferente tonalidad (estas barras muestran su desviación estándar). Los primeros dos gráficos de ejemplo pertenecen a puntos de control (HS1 y HS3), mientras que los cuatro restantes son de diferentes puntos, realizadas en cotas diferentes (ver **Figura 4-4** para su ubicación).

Los resultados obtenidos en todos los levantamientos aplicados con la técnica HVSR de una sola estación son los que se muestran en la **Tabla 4-2**. El valor de A_o es adimensional ya que representa la relación espectral H/V de las componentes horizontales frente a las verticales. Los cinco primeros ensayos, señalados con una letra S como prefijo de la numeración, se corresponderían a las pruebas paramétricas (realizadas en la misma posición que las medidas de los SEV) y serán empleados en el posterior establecimiento de la relación empírica.

La mayoría de los resultados gráficos muestran un tipo de pico más o menos ancho y relacionado con la explicación que se da en el proyecto SESAME de una inclinación de gran ángulo del basamento, la cual podría producirse en esta área. También se obtuvieron picos

claros y netos únicos (como se muestra en el ejemplo del punto HS1, véase la **Figura 4-6**), así como en diferentes puntos ensayados.

Los valores de f_0 obtenidos están comprendidos entre los 0,25 y los 57,67 Hz, con un valor medio de 1,83 Hz (si se exceptúan los tres valores superiores). Para la amplificación A_0 los valores obtenidos en el total de ensayos realizados están entre 1,54 y 12,6 (ver **Tabla 4-2**). Como explicación simple, un valor de frecuencia más alto está relacionado con una posición poco profunda o superficial del basamento rocoso, mientras que valores más bajos indican un sustrato compactado más profundo (Bard, 2008).

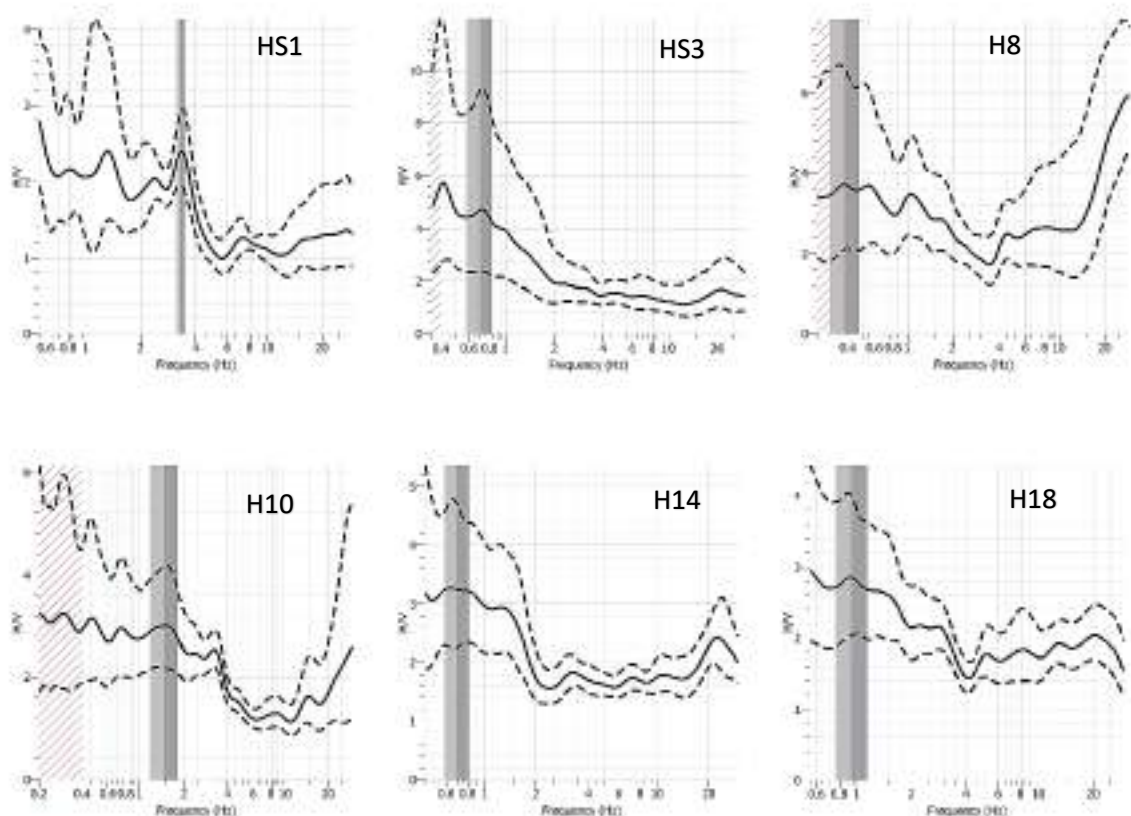


Figura 4-6. Ejemplo de procesamiento de datos de seis ensayos HVSR seleccionados pertenecientes a diferentes zonas del área de estudio. Los dos primeros (puntos HS1 y HS3) se corresponden con puntos de control (aplicados en la misma posición que los ensayos SEV 1 y SEV3). Las líneas negras continuas son la curva de elipticidad y las discontinuas, su desviación estándar; mientras que las barras grises indican la posición de la frecuencia fundamental y la desviación estándar obtenida en cada punto.

4.5.4. Ensayos geoelectricos SEV

La interpretación de los ensayos SEV ha proporcionado una distribución de capas de resistividad correlacionada con materiales que ha sido resumida en la **Figura 4-7**. En los modelos geofísicos obtenidos se observa la presencia de un nivel bajo de resistividad (del orden de 100 Ohm.m de media, indicado con rectángulos azules) sobre materiales que presentarían un cierto grado de alteración o sedimentos (por ejemplo, en los SEV-1 y SEV-4) o también relacionado con el suelo de alteración (por ejemplo, en los SEV-2 y SEV-3).

Tabla 4-2 Resultados obtenidos en el procesado e interpretación de los ensayos HVSR (valores de f_o en hertzios, A_o es adimensional).

PUNTO HVSR	f_o (Hz)	A_o (adim.)
S1	3,21	2,37
S2	2,61	2,05
S3	0,70	4,70
S4	0,49	3,42
S5	0,25	3,91
6	1,07	4,19
7	3,66	2,28
8	57,67	12,66
9	0,34	6,49
10	3,28	2,53
11	2,42	1,90
12	3,76	1,54
13	0,73	3,18
14	0,60	2,99
15	9,37	2,34
16	1,04	2,99
17	4,81	2,02
18	2,95	2,13
19	0,71	3,42
20	0,91	3,22
21	25,30	2,38
22	1,18	3,17

Una situación especial se produce en el SEV-5 donde los valores de resistividad intermedios, relacionados con suelos de alteración, llegaron a alcanzar más de 77 m de profundidad por debajo de este nivel de resistividad bajo.

Por encima de este nivel de baja resistividad, el cual está relacionado con la presencia de arcillas, suelos de alteración y limos arcillosos con alta humedad (o posible saturación), se encontrarían los materiales de tipo coluvial, los cuales presentan valores de resistividad intermedia a alta (en un rango amplio), como se puede observar en la **Figura 4-7**.

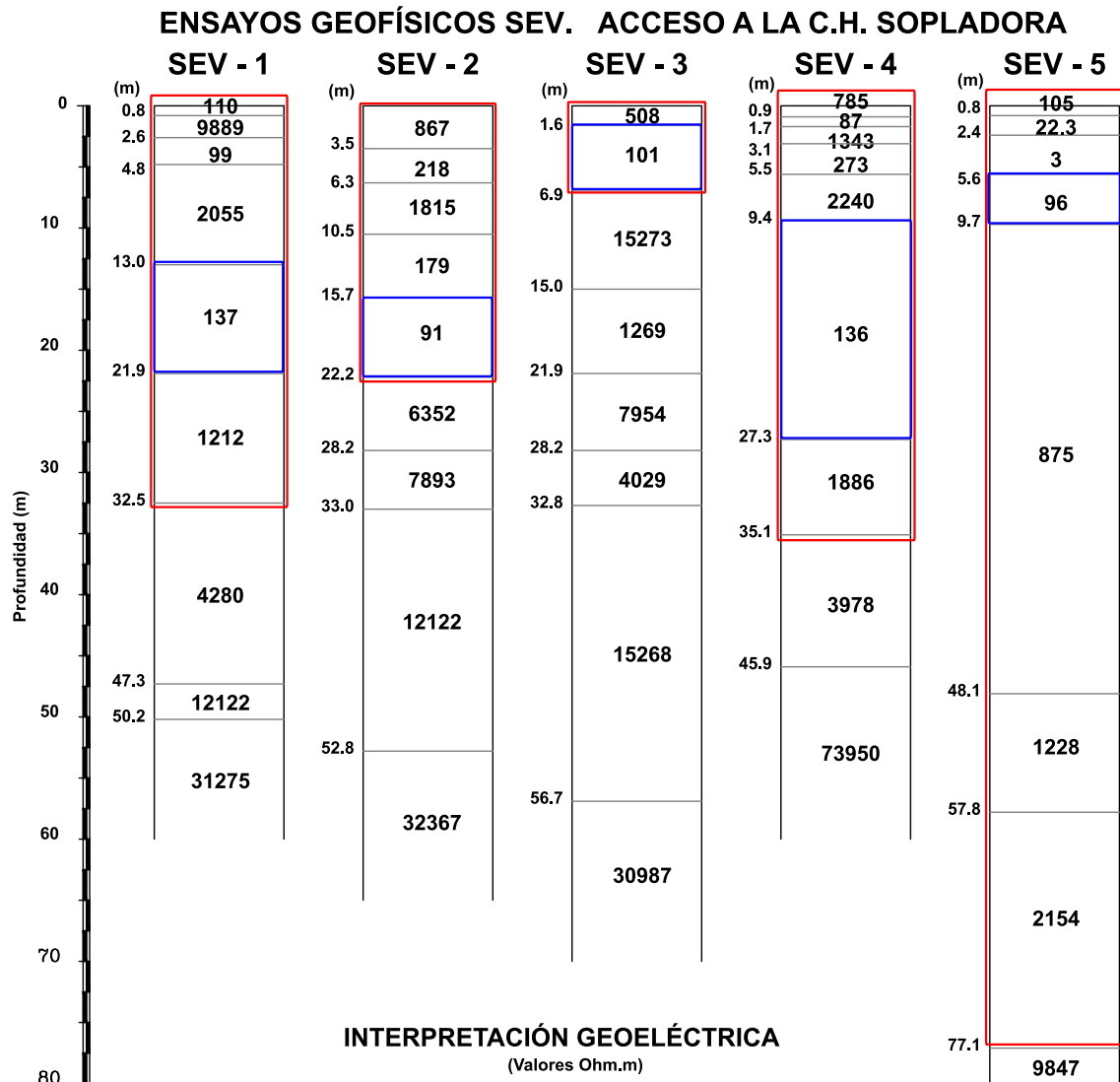


Figura 4-7 Columnas geoeléctricas de los resultados obtenidos en la interpretación de los ensayos SEV (en Ohm.m). Los rectángulos rojos indican las capas de sedimentos depositadas sobre el basamento, y los azules muestran los niveles geofísicos con elevada humedad o saturación de agua.

Los valores más altos de resistividad (> 5000 Ohm.m) estarían relacionados con la presencia del sustrato rocoso inalterado (considerado aquí como material fijo o estático). De esta manera, es posible proceder con la separación y definición de los espesores de sedimento superficial, los de menor resistividad eléctrica y los que coincidan con la posible presencia de agua (alta humedad o saturación), así como de los materiales de carácter arcilloso (el coluvión y los suelos de alteración por meteorización de los esquistos) y que han sido resaltadas con recuadros rojos en la **Figura 4-7**.

Mediante esta diferenciación se ha podido establecer la correlación con la posición de la superficie de falla del deslizamiento, siendo empleados estos valores obtenidos de espesor de sedimento potencialmente en movimiento como referencia en los puntos de ensayo SEV.

4.6. Discusión

4.6.1. Integración y cálculo de datos

La información obtenida en los levantamientos de refracción sísmica y MASW, junto con la interpretación de los levantamientos SEV, ha definido una zona de materiales superficiales de baja compactación con velocidades inferiores a 1000 m/s (V_p) y 600 m/s (V_s), que se correlacionan con resistividades inferiores a 1500 Ohm.m. Estos materiales superficiales corresponderían a suelos vegetales y/o transportados y materiales coluviales con un alto porcentaje de material grueso (cantos rodados y bloques) embebidos en una matriz arcillo-limosa. Los niveles geofísicos por debajo de estos materiales presentan características, tanto en la técnica sísmica como en la eléctrica, de materiales compactos a muy compactos, lo que se correspondería con un sustrato cementado y competente (roca).

A partir de este modelo considerado, se ha propuesto, y ejecutado, la correlación entre las frecuencias fundamentales f_o , obtenidas en los puntos de control en los ensayos HVSR y los espesores de materiales superficiales (sedimentos) para dichas zonas, obtenidos a partir de los datos de los ensayos SEV.

Los resultados del espesor de los materiales sedimentarios depositados sobre el sustrato rocoso metamorfizado se presentan en la **Tabla 4-3**, junto con los valores de f_o obtenidos en los ensayos de la técnica HVSR. Las profundidades mostradas para cada uno de los cinco sondeos SEV realizados también corresponderían con los valores de posición de dicho basamento en los ensayos de refracción y tipo MASW del método sísmico.

La relación establecida será la fundamental a aplicar en toda el área del estudio para definir la correlación empírica respecto a las frecuencias fundamentales obtenidas en los levantamientos HVSR, y que responderían a la Ecuación (4.1). La **Figura 4-8** muestra la correlación gráfica establecida entre ambos grupos de datos de la **Tabla 4-3** y el valor del ajuste de la curva obtenido (R^2). En este caso, dicho valor se ha determinado en 0,932, siendo un resultado que puede considerarse un buen valor de correlación, aun con los pocos datos disponibles, con lo que se podría establecer un error o precisión del orden del 10% en los cálculos que se realizarán posteriormente.

Tabla 4-3 Relación entre los valores de profundidad obtenidos en el SEV y las frecuencias correspondientes del HVSR

SEV	PROFUNDIDAD DE LA ROCA EN LOS ENSAYOS SEV (m)	ENSAYO HVSR CORRESPONDIENTE	f_o (Hz)
1	21,9	S1	3,21
2	22,2	S2	2,61
3	32,8	S3	0,70
4	35,1	S4	0,49
5	57,8	S5	0,25

Por lo tanto, la Ecuación (4.1) se transformaría, de acuerdo a los valores obtenidos, en:

$$H = 31,039 f_o^{-0,351} \quad (4.3)$$

Si consideramos que H es el valor del espesor de los sedimentos superficiales expresado en metros y f_o el valor de la frecuencia de vibración obtenida en los ensayos HVSR. A partir de esta Ecuación (4.3) puede ser calculado para cada punto de la estación de ensayo HVSR medida, y en base al valor obtenido de la frecuencia fundamental en hertzios, el valor del espesor de los sedimentos que se encuentran sobre el sustrato rocoso.

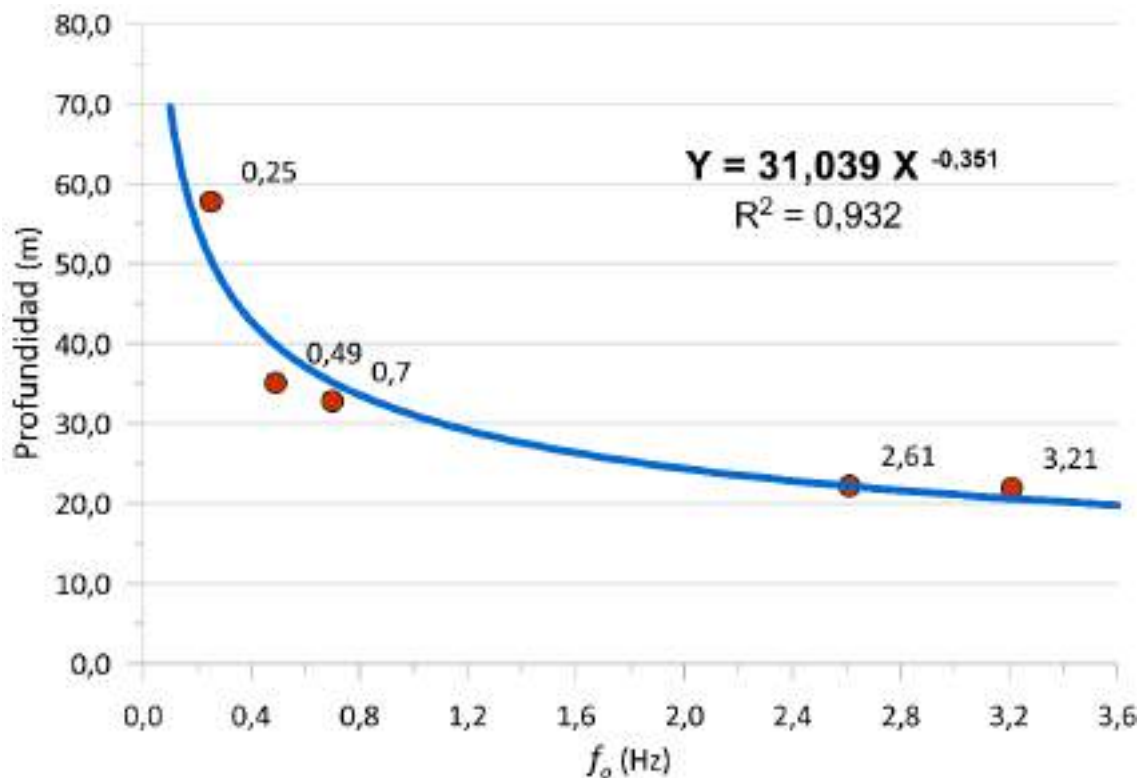


Figura 4-8 Correlación empírica establecida entre los SEV (espesor de sedimentos, en metros) y las frecuencias fundamentales HVSR (f_o , en hertzios) según la Tabla 4-3.

La **Tabla 4-4** presenta el cálculo de este espesor de sedimentos que se encuentra sobre el basamento para cada uno de los puntos de estación HVSR medidos en el área de investigación, incluyendo los cinco correspondientes a los puntos de control (en la posición de las pruebas SEV e indicados con el prefijo S), aplicando la fórmula de la Ecuación (4.3). Para calcular el valor de K_g , también mostrado en la **Tabla 4-4**, se utilizaron los resultados obtenidos en la **Tabla 4-2** y se aplicó la Ecuación (4.2).

Tabla 4-4 Resultados obtenidos para el espesor de sedimentos en cada uno de los puntos HVSR empleando la Ecuación (4.3) y el valor del índice K_g (adimensional) aplicando los valores de la Tabla 4-2 en la Ecuación (4.2).

PUNTO HVSR	f_o (Hz)	ESPESOR DE SEDIMENTOS (m)	K_g (adimensional)
S1	3,21	20,61	1,75
S2	2,61	22,16	1,61
S3	0,70	35,18	31,56
S4	0,49	39,87	23,87
S5	0,25	50,49	61,15
6	1,07	30,31	16,41
7	3,66	19,68	1,42
8	57,67	7,48	2,78
9	0,34	45,33	123,88
10	3,28	20,46	1,95
11	2,42	22,76	1,49
12	3,76	19,50	0,63
13	0,73	34,66	13,85
14	0,60	37,13	14,90
15	9,37	14,15	0,58
16	1,04	30,61	8,60
17	4,81	17,88	0,85
18	2,95	21,23	1,54
19	0,71	35,00	16,47
20	0,91	32,08	11,39
21	25,30	9,99	0,22
22	1,18	29,29	8,52

Como considera Nakamura (2000), los valores del valor de K_g por encima de 5 a 10 (dependería de las condiciones del área y de los materiales) serían propensos a mostrar inestabilidad o son capaces de mostrarla. En este caso, se puede correlacionar con una susceptibilidad a la capacidad actual de deslizamiento o una posible movilización, por lo que estos pueden marcar áreas de inestabilidad potencial en un deslizamiento.

La metodología propuesta en esta investigación permitirá establecer el espesor de materiales menos compactos (sedimentos blandos no compactados o cementados), empleando

investigaciones directas, como los SEV, complementados con perfiles sísmicos de refracción y/o MASW, usando la relación establecida en la Ecuación (4.3) y los resultados de las medidas de las estaciones puntuales HVSR.

El uso de las relaciones entre los espesores obtenidos de ensayos SEV con medidas HVSR tiene muy pocas referencias en publicaciones. Solo Bouchelouh *et al.* (2018) utiliza este tipo de correlación entre la investigación del espesor del sedimento y las pruebas tipo SEV; mientras que otros autores, como Khalili y Mirzakurdeh (2019) emplean correlaciones obtenidas a partir de pruebas de tomografía eléctrica, pero en las que también combinan y utilizan resultados de perforación mecánica. En ambos casos, concluyeron que la aplicación de las técnicas del método geoeléctrico, en combinación con las mediciones HVSR, ofrece resultados confiables en la determinación del espesor de los sedimentos superficiales.

A partir de los resultados obtenidos y relacionados en la **Tabla 4-4**, estos han sido representados y analizados mediante la construcción de un mapa de isolíneas de valores de espesor (isopacas) que se presenta en la **Figura 4-9**. En ella se puede observar que debajo de los puntos ensayados HS5 y H9 se ubica una forma especial, como es la existencia de una zona de gran espesor (más de 55 m) y en relación con la posición de la mayor tasa de movimiento de la zona central (justo donde se ha construido el muro de contención de tierra armada de la **Figura 4-9**).

Para completar el análisis del deslizamiento, se trazaron empleando el mapa de isopacas, varias secciones al mismo. En la **Figura 4-9** se muestra la posición de los cortes que se han realizado para analizar estos resultados (líneas discontinuas negras).

La **Figura 4-10** muestra las secciones longitudinales del deslizamiento (consideradas así según la dirección del movimiento), donde se pueden observar las variaciones que se indican con relación a la parte profunda y la posición del sustrato rocoso (ver Sección 6); con una sección (Sección 1, la central) en la que se puede ver una forma con una distribución típica de un deslizamiento en la que existe un engrosamiento de los materiales movilizados hacia la parte inferior o pie del mismo, zona de acumulación por deposición gravitacional.

En dichas secciones longitudinales también es posible observar la presencia de un resalte en la zona de menor cota (un pico que se destaca desde el basamento) y que puede ser uno de los factores que impiden que continúe el deslizamiento o colapso total de toda la masa en la actualidad hacia cotas más bajas del terreno.

Por último, en la Sección 7, trazada por la zona donde se observa la menor tasa de movimiento y en algún punto cercano aparecen afloramientos rocosos, el espesor del sedimento determinado en este estudio es inferior a los 15 m.

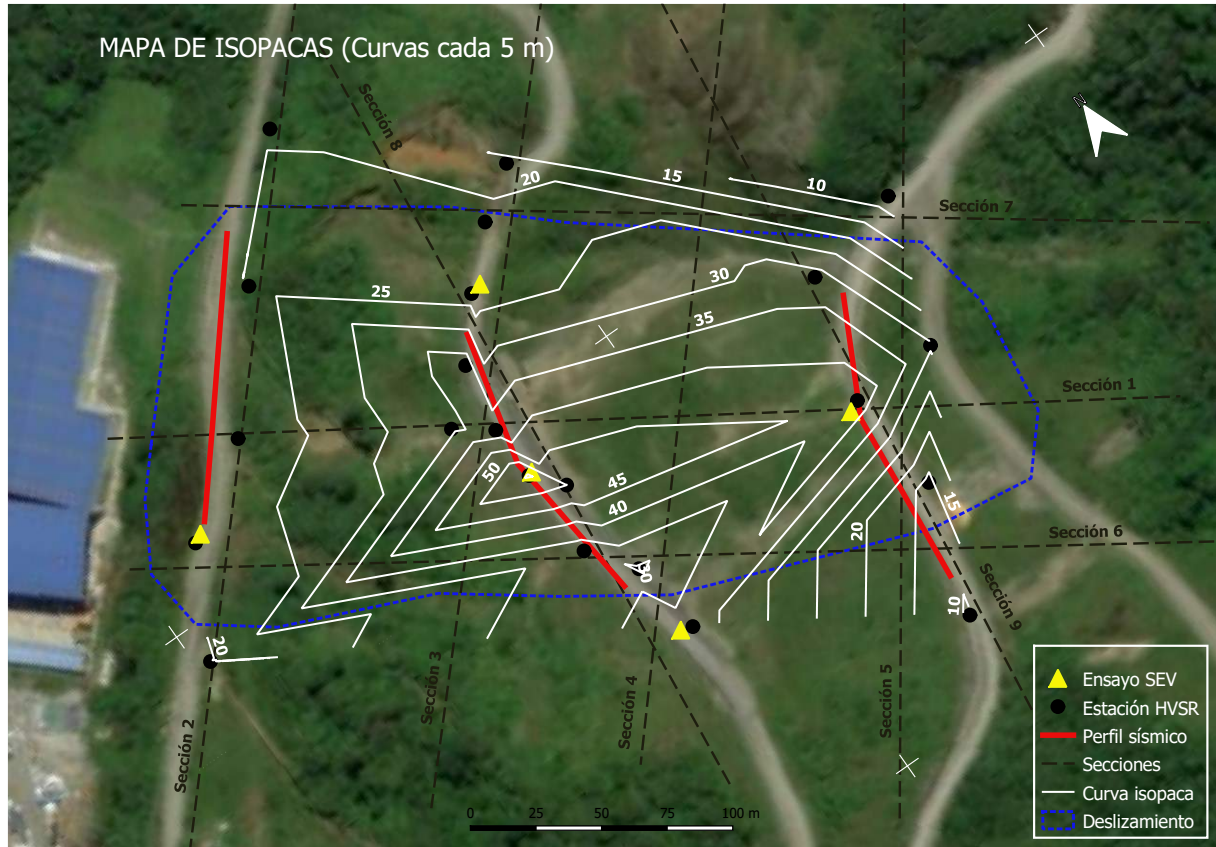


Figura 4-9 Mapa de isopacas (espesor de sedimentos) trazado con isolíneas cada 5 m de espesor (en blanco). En línea discontinua negra se indica la posición de las nueve secciones geológicas de interpretación. Modificado de Bing Maps (2022)

Una segunda zona deprimida aparece en la parte central del deslizamiento con una importante depresión en el entorno de la posición del ensayo H9 (el ensayo que también está presente en la sección longitudinal) y que presentaría fuertes pendientes inclinadas hacia el Norte y el Sur.

La zona elevada que se observa con mayor claridad en la sección transversal también parece evidenciarse, de manera más suave en la zona central de la sección longitudinal, aproximadamente donde se han realizado los ensayos HS5 y H9 (ver **Figura 4-4** y **Figura 4-9** como referencia).

Sobre el área se trazaron cuatro secciones transversales del deslizamiento (considerando la dirección del movimiento), y otras dos con la dirección oblicua de Norte a Sur (ver **Figura 4-9** para identificar su posición). La **Figura 4-11** muestra, de izquierda a derecha, las secciones transversales organizadas de superior a inferior cota. Muestran una importante profundización en el centro del área del deslizamiento del basamento, y en la Sección 3 (trazada sobre la posición intermedia del camino de acceso) se aprecia un corte en forma de V más profunda que en las demás. Esta misma zona de profundización se puede observar en las secciones oblicuas (ver **Figura 4-12**) donde la geometría del sedimento en forma de V se aprecia como un área más ancha, pero es de destacar que en todas las secciones transversales uno de los flancos de esa zona de profundización es más abrupto.

Esta característica puede estar en relación con la posible presencia de una estructura de falla en el basamento, lo que estaría corroborado por la obtención de valores bajos de resistividad observados en el SEV-5. Ahora bien, esta zona deprimida también puede corresponder con un área de erosión o un cauce torrencial temporal semicolmatado (relacionado con dichos valores de resistividad de los sedimentos).

Las secciones transversales 2, 3 y 5 obtenidas en esta interpretación son concordantes con los resultados procedentes de los perfiles de refracción sísmica realizados en diferentes direcciones.

La superficie de deslizamiento obtenida para esta zona a partir de los datos disponibles parece responder a una posible tipología de deslizamiento traslacional ya que se mantiene el espesor de los materiales en movimiento a lo largo de dicha área. Sin embargo, el deslizamiento también puede tener potencialmente un componente rotacional o ser considerado como una combinación rotacional-traslacional. Por otra parte, al analizar la morfología de ruptura sugerida por esta investigación, pudiera ser que el área de deslizamiento responda a una acumulación de deslizamientos previos (paleo-deslizamientos) como se puede observar en zonas cercanas (Urgilez Vinuesa, 2020).

En la **Figura 4-13** se presenta el mapa de distribución del valor del Índice de Vulnerabilidad (K_g), en el cual se observan valores máximos en un área alrededor de los ensayos SEV-5 y H9, lo que coincide con las tasas de mayor movimiento detectado en la zona y el área de actuación con la construcción de un muro de contención de tierra armada realizada por la empresa CELEC-EP. Además, en esta zona, según comunicado personal de los técnicos de dicha empresa, el movimiento sigue activo de forma más lenta a día de hoy.

Este parámetro K_g está relacionado con la deformación de corte o esfuerzo efectivo del terreno (Nakamura, 2000), lo que se puede correlacionar con la capacidad o potencial de los materiales para moverse (susceptibilidad al deslizamiento). Así, este índice se puede emplear como una herramienta para la evaluación previa o inicial de dicha actividad en los deslizamientos.

En este estudio han sido observados valores extremadamente altos en el índice en el entorno del área de movimiento actual (óvalo azul oscuro) y valores altos que se extienden hacia el área superior de la anterior (óvalo discontinuo azul oscuro). El resto de los puntos se pueden considerar de baja susceptibilidad a deslizarse o se encuentran estables en este momento, en relación con el índice de susceptibilidad (ver **Figura 4-13**).

SECCIONES LONGITUDINALES

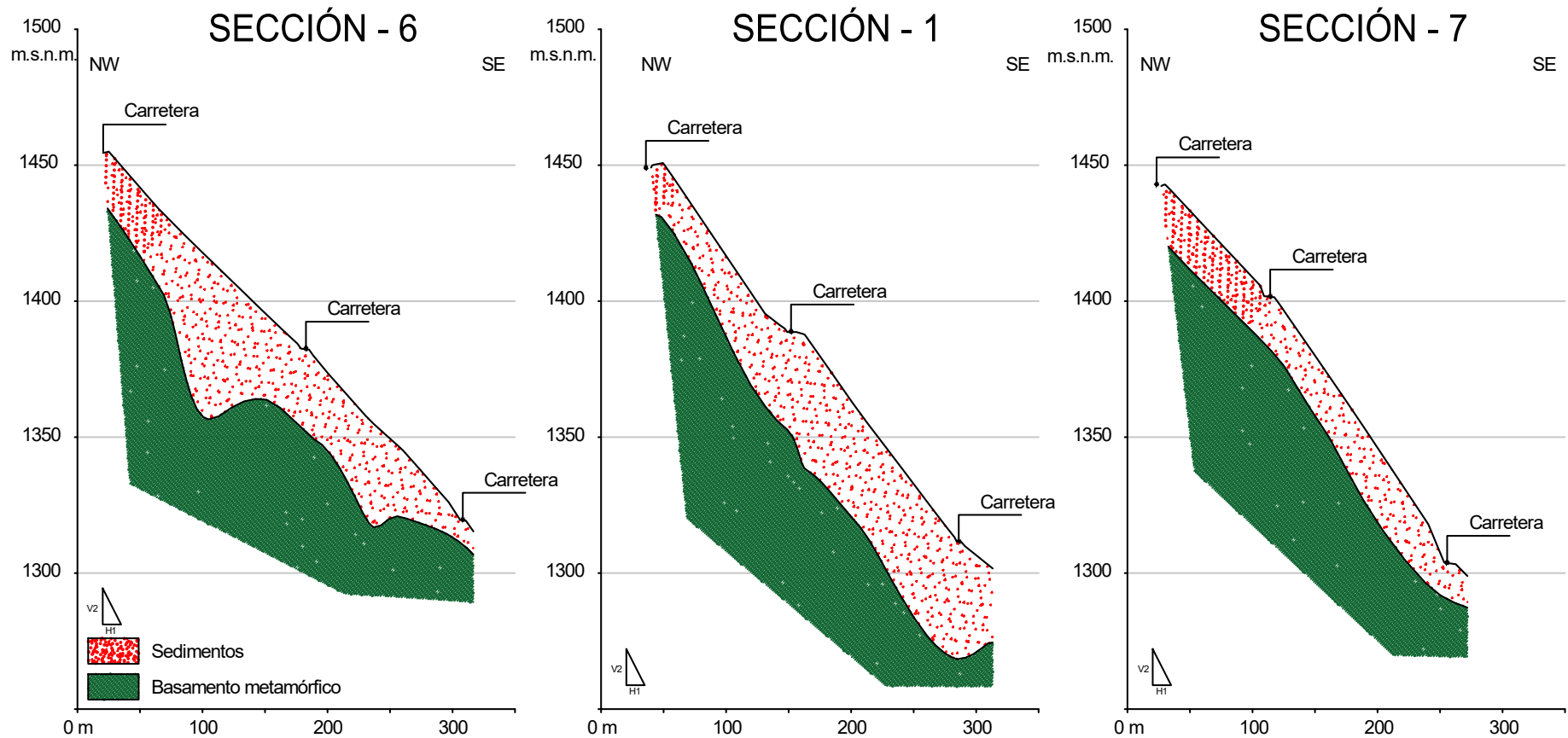


Figura 4-10 Secciones longitudinales simplificadas de la zona investigada en la que se muestran la superficie de ruptura en relación con los cambios de material: materiales sedimentarios en movimiento sobre el basamento metamórfico estático. Organizadas de Sur a Norte (de izquierda a derecha). Relación de escalas: 1H:2V.

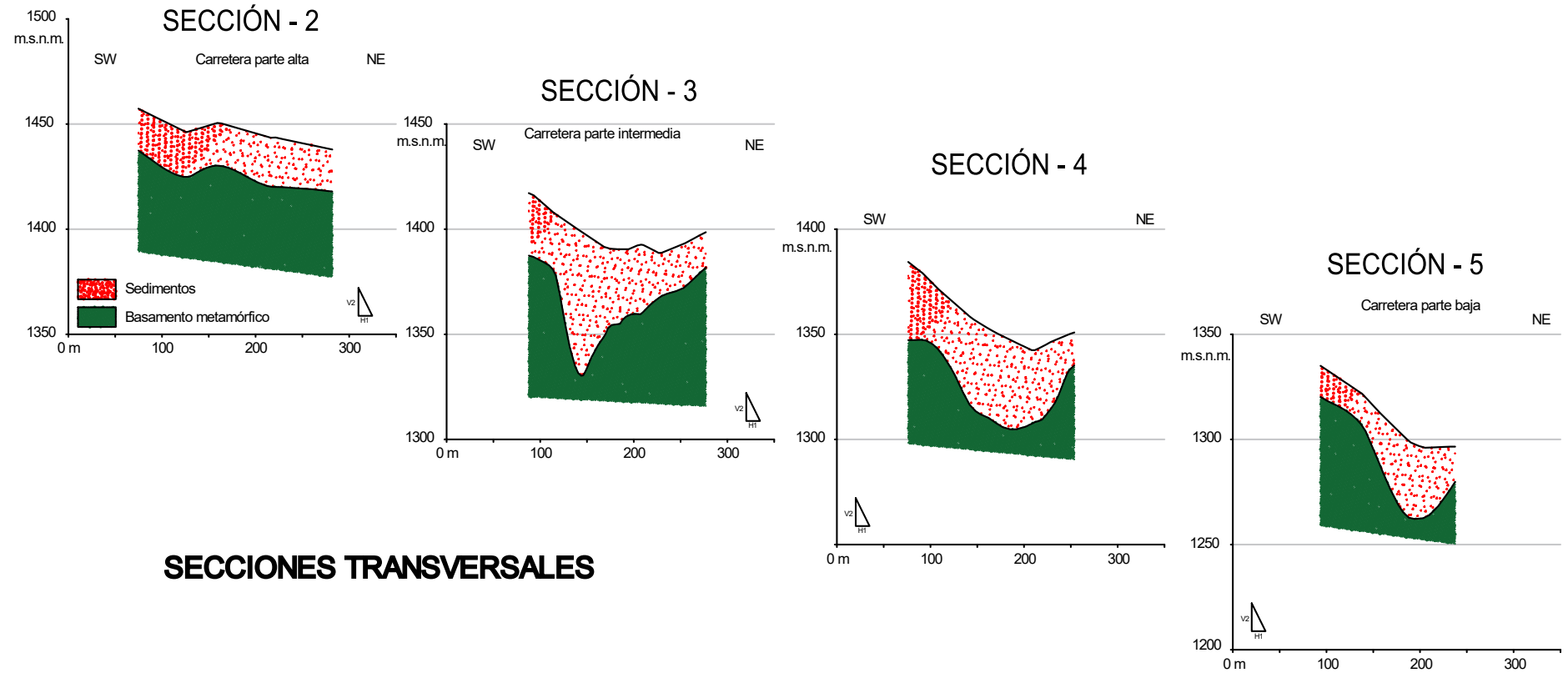


Figura 4-11 Secciones transversales desde la zona alta del deslizamiento (izquierda) a la baja (derecha) mostrando el espesor de sedimentos y la geometría del basamento e identificando la superficie de ruptura de éste (relación de escalas: 1H:2V, manteniendo la referencia de cota vertical y la escala de la Figura 4-10).

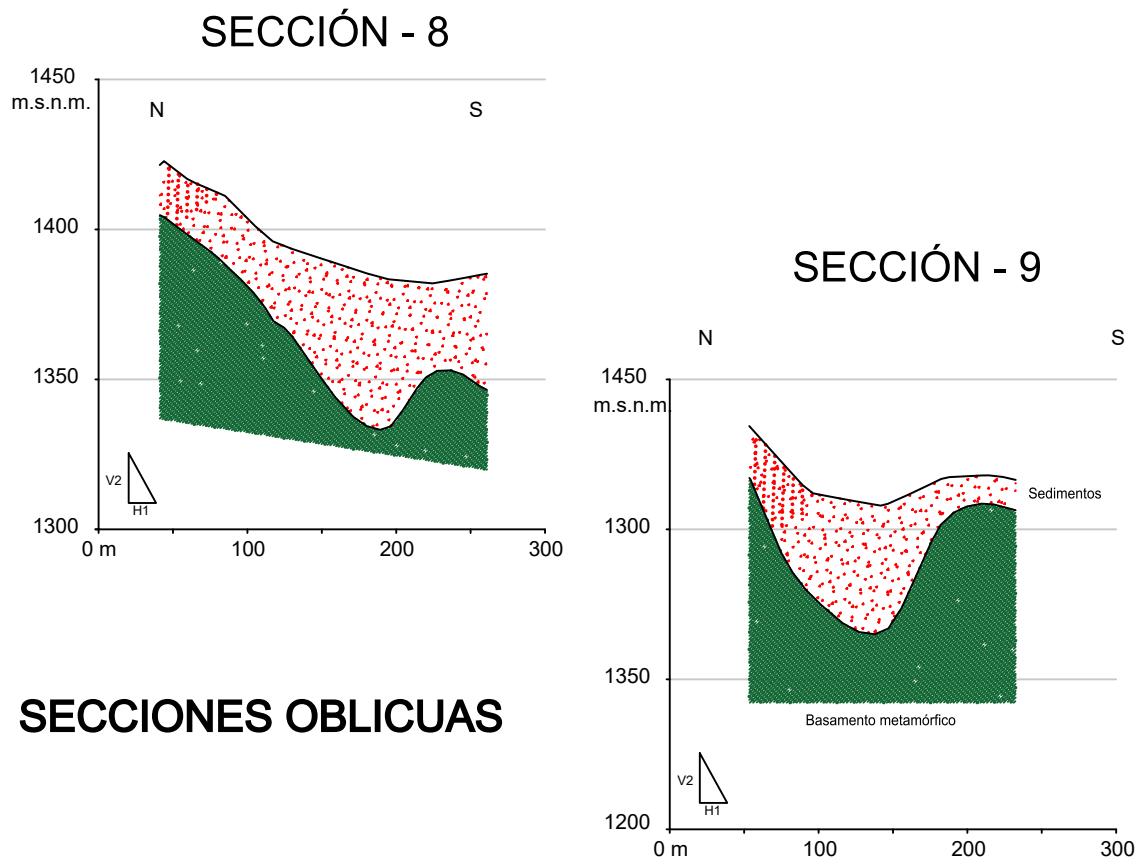


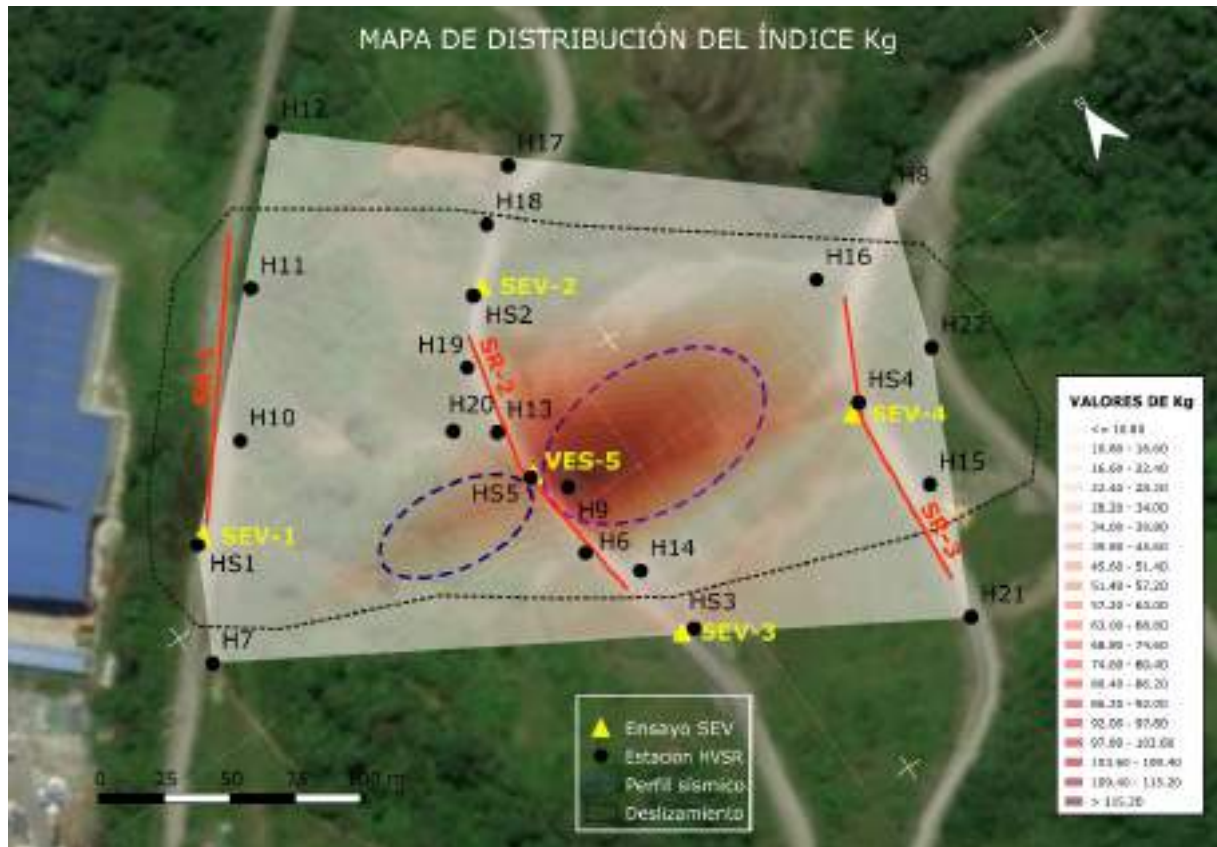
Figura 4-12 Secciones oblicuas de dirección Norte a Sur en las que se observa la forma de la superficie de ruptura y la geometría del basamento metamórfico estático (relación de escalas: 1H:2V, donde se mantiene la referencia de cota vertical y la escala de la Figura 4-10).

4.6.2. Análisis de correlación y confiabilidad de datos

Los resultados obtenidos en la zona del deslizamiento están relacionados únicamente con los estudios geofísicos realizados, no disponiéndose de otros datos directos, como sondeos, para su verificación. El uso de datos geofísicos es una herramienta de investigación inicial útil en la delineación de las características de una masa en movimiento, pero al ser éstos considerados como estudios indirectos, es recomendable establecer algún tipo de relación con información obtenida de forma directa, más precisa. Sin embargo, la combinación de diferentes métodos y técnicas geofísicas es capaz de mejorar los modelos obtenidos y precisar sus resultados (Pazzzi *et al.*, 2019; Hussain *et al.*, 2022).

En esta zona, la información aportada por los ensayos SEV muestra una separación clara entre materiales someros y el sustrato rocoso en la que los valores de resistividad varían llegando a multiplicarse por cuatro (con $> 5000 \text{ Ohm.m}$ de resistividad para el sustrato rocoso). A partir de este contraste observado, los modelos que se obtienen en la interpretación de estos ensayos disponen de una alta definición para poder utilizarse como identificación del espesor del material poco compacto (sedimentario) y su separación o discriminación del alterado (eluvión) con un alto grado de precisión. Esto permitirá establecer y definir la superficie de ruptura del deslizamiento en el área metamórfica estudiada, donde la tipología general observada de los

movimientos de tierra involucra a los materiales que recubren y se encuentran sobre el sustrato rocoso, los cuales deslizan sobre éste (Urgilez Vinueza, 2020).



et al. (2018) y Alonso-Pandavenes *et al.* (2022). La precisión y confiabilidad de los resultados finales estará relacionada con la calidad y precisión de los modelos geofísicos sobre los que se basa la correlación (Bouchelouh *et al.*, 2018; Khalili y Mirzakurdeh, 2019).

Los factores a y b de la Ecuación (4.3) difieren claramente de los obtenidos por otros autores como Ibs-von Seht y Wohlenberg (1999) o Khalili y Mirzakurdeh (2019), los cuales están aplicados en áreas geológicas más uniformes, como lo son las cuencas sedimentarias. Considerando las indicaciones que se incluyen en Delgado *et al.* (2000 b) y Gosar y Lenart (2010), el factor a estaría relacionado con las características geológicas locales (composición y materiales que conforman el terreno, contraste de impedancia y humedad), mientras que el factor b estaría relacionado con el espesor del sedimento y la forma geométrica del basamento. Los factores obtenidos en este estudio están cercanos a los mencionados en Alonso-Pandavenes *et al.* (2022), investigación también realizada en Ecuador y donde las condiciones geológicas son más parecidas a las presentes que a las realizadas por los otros autores citados.

5. Capítulo 5

A comparative analysis for defining the sliding surface and internal structure in an active landslide using the HVSR passive geophysical technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador

Análisis comparativo para definir la superficie de deslizamiento y la estructura interna en un deslizamiento activo utilizando la técnica geofísica pasiva HVSR en Pujilí (Cotopaxi), Ecuador

Alonso-Pandavenes, O.; Bernal, D.; Torrijo, F.J. and Garzón-Roca, J. A comparative analysis for defining the sliding surface and internal structure in an active landslide using the HVSR passive geophysical technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador. *Land* 2023, 12(2), 961. <https://doi.org/10.3390/land12050961> (adaptado para la Tesis)

5.1.Introducción

Uno de los primeros pasos a considerar en los estudios de mitigación de un deslizamiento y establecer posibles actuaciones es definir su superficie de ruptura o falla (Hungry *et al.*, 2014). Esto puede ser una tarea fácil cuando los materiales movilizados difieren claramente de los estáticos, por ejemplo, cuando se trata de sedimentos poco compactos deslizándose sobre un sustrato rocoso. Cada material geológico tiene una forma y un tipo de ruptura diferentes (Cruden y Varnes, 1996; Hungry *et al.*, 2014), que puede variar tanto en la velocidad de movimiento (desde muy lento o *creep* hasta rápido y/o repentino) como en su geometría. En el caso de que la superficie de deslizamiento se encuentre dentro de un estrato homogéneo, es decir, cuando la masa deslizante y la estática estén compuestas por materiales idénticos, la

diferenciación e investigación y definición de esta superficie de ruptura puede llegar a ser muy compleja (Cruden y Varnes, 1996; Dikau *et al.*, 1996).

Los estudios tradicionales aplicados a deslizamientos consideran la ejecución de perforaciones y la instalación de instrumentación como piezómetros e inclinómetros. Mediante estos ensayos es posible definir la superficie ruptura y brindar información para la toma de decisiones sobre su potencial mitigación o corrección (Wan y Standing, 2014). Sin embargo, ese tipo de investigaciones suele ser lento, complicado y, sobre todo, costoso ya que se deben instalar los equipos en zonas normalmente de difícil accesibilidad, dadas las altas pendientes e inestabilidades del material y el terreno en las áreas de trabajo donde ocurren estos eventos (Dikau *et al.*, 1996; Wan y Standing, 2014; Fell *et al.*, 2000).

El empleo de técnicas geofísicas se ha convertido en una de las alternativas que complementa estas investigaciones directas. Estos métodos geofísicos pueden proporcionar información de forma más rápida y más amplia que los sondeos y pueden ser empleados para la delimitación de áreas más favorables en una investigación más detallada o en profundidad en sucesivas etapas (McCann y Foster, 1990; Gallipolli *et al.*, 2000; Jongmans y Garambois, 2007).

La investigación de deslizamientos de tierra mediante métodos geofísicos se ha centrado, tradicionalmente, en la aplicación de técnicas activas de los métodos sísmico y geoelectrico. Las técnicas como la sísmica de refracción y la tomografía eléctrica, han sido las más utilizadas en las últimas décadas como herramientas complementarias en el estudio y definición de los FRM. Estas investigaciones, por lo general y especialmente cuando se combinan ambas técnicas, han aportado excelentes resultados en la detección de superficies de falla, niveles de alteración o en el contenido de agua y determinación del nivel freático (McCann y Foster, 1990; Gallipolli *et al.*, 2000). En los últimos veinte años ha venido siendo más frecuente la aplicación de técnicas de investigación pasiva, sobre todo del método sísmico, y especialmente en aquellos deslizamientos relacionados con estudios de riesgo sísmico y su desencadenamiento por terremotos, como serían los deslizamientos co-sísmicos (Gallipolli *et al.*, 2000; Jongmans y Garambois, 2007; Delgado *et al.*, 2015). La técnica de la relación espectral horizontal/vertical o HVSR ha sido aceptada en los casos de la determinación de la frecuencia natural de la vibración del terreno (f_0) basándose en un modelo simple de dos capas; sin embargo, aún está en clara discusión cuando se trata de aplicaciones en investigaciones más avanzadas (Albarelo y Lunedei, 2010; Sebastiano *et al.*, 2019; Delgado *et al.*, 2000).

Como en cualquier empleo de un método geofísico, la importancia de la separación neta entre anomalías y materiales de su entorno o circundantes es fundamental. En este caso, la técnica HVSR se basa en la existencia de un terreno que exhiba dos materiales cuyas impedancias sónicas o elásticas presenten una clara diferencia. Investigado el fenómeno previamente por Nogoshi e Igarashi (1971), y con base en esos estudios, Nakamura (1989 y 2000) concluyó que para un modelo de dos capas: sedimentos sueltos o poco compactos sobre un sustrato competente (considerado como un basamento) se puede establecer la frecuencia de vibración natural del terreno f_0 analizando los cocientes espectrales de la componente horizontal frente a la vertical de una onda superficial.

La técnica HVSR ha sido aplicada en otras áreas de investigación, como en la detección del sustrato rocoso bajo diversos materiales: hielo, arena o sedimentos (Delgado *et al.*, 2000b; Colombero *et al.*, 2019; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022), la estimación del potencial de licuefacción (Issaadi *et al.*, 2022) y, en condiciones limitadas, en el establecimiento del perfil de distribución de la velocidad de la onda de corte (V_s) a partir del análisis de la curva de elipticidad (Hussain *et al.*, 2018a y b; Hussain *et al.*, 2019b; Delgado *et al.*, 2021). La técnica sísmica pasiva HVSR también ha sido aplicada en el estudio previo de algunos deslizamientos, incluidas áreas de acantilados rocosos, deslizamientos de tierra y movilización de materiales por gravedad (Ibragimov, 2010; Yuliyanto *et al.*, 2016; Pischitta *et al.*, 2017; Yuliyanto *et al.*, 2017; Hussain *et al.*, 2020; Kakhki *et al.*, 2020; Yuliyanto y Nurwidyanto, 2021; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2023). Por lo tanto, el método HVSR tiene el potencial de convertirse en una técnica pasiva, no invasiva y de bajo costo para el estudio, monitoreo y caracterización de deslizamientos de tierra a largo o corto plazo (Hussain *et al.*, 2018a; Delgado *et al.*, 2000b; Delgado *et al.*, 2021).

En Ecuador, los eventos de deslizamiento suelen producirse y/o dispararse en relación con solicitaciones dinámicas del terreno (terremotos) o a periodos de lluvia prologados (como los relacionados con el fenómeno de El Niño). Afectan a una amplia variedad de formaciones geológicas y un vasto territorio que abarca desde la costa del Pacífico hasta la cordillera de los Andes, incluyendo una parte de la Amazonía (la limitante con los Andes). La mayoría de los lugares donde se producen estos eventos presentan una pendiente importante en la que el desarrollo de suelos potentes y materiales sueltos o poco compactos suele complicar la instalación de los equipos de perforación para su investigación (D'Ercole y Trujillo, 2003).

En el cantón Pujilí (provincia de Cotopaxi, Ecuador), y más concretamente en la comunidad de Cachi Alto y sus alrededores, se han venido presentando deslizamientos de diferente magnitud y velocidad de movimiento desde hace varios años. Se trata de un área tectónicamente activa que ha producido tres deslizamientos de mediana a gran magnitud durante en un área amplia en los últimos años, pero en el entorno de esta comunidad se han llegado a catalogar más de veinte FRM (Burga, 2019; Pilatasig *et al.*, 2022). A principios del 2018, un área de unos 19000 m² comenzó a moverse, afectando inicialmente solo a las tierras de cultivo. A lo largo de ese año y en 2019, el área del deslizamiento fue aumentando de tamaño, afectando ya a una vivienda y a la vía de comunicación con el barrio de Cachi Bajo (**Figura 5-1**). Según los primeros estudios que se realizaron en la zona (Burga, 2019; Analuisa, 2019; Bernal, 2021; Pilatasig *et al.*, 2022), esto se debe a la presencia de una zona de material poco consolidado y alterado que desliza sobre un material más compacto.

En este caso (ver **Figura 5-1**), el material geológico corresponde al mismo tipo de terreno: la Formación Cangahua, un suelo volcánico procedente de erupciones recientes, endurecido a cementado en la mayor parte del territorio. La masa en movimiento estaría formada por cangahua alterada y meteorizada la cual desliza sobre una cangahua cementada y poco alterada (que se considera como fija) pero ambas tienen parámetros geológicos y geotécnicos muy similares (Analuisa, 2019; Bernal, 2021; Pilatasig *et al.*, 2022).

5.2. Entorno geográfico y marco geológico

El área de estudio está ubicada en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental de los Andes, cerca al volcán Cotopaxi (**Figura 5-2**). En la comunidad de Cachi Alto (coordenadas UTM datum WGS84 en la zona 17S: 751200 E/8982230 N, para el punto central) la geomorfología local presenta un relieve ligeramente escarpado con pendientes generales que van desde moderadas (8° - 16°) a algo escarpadas (26° - 45°), según Bernal (2021).

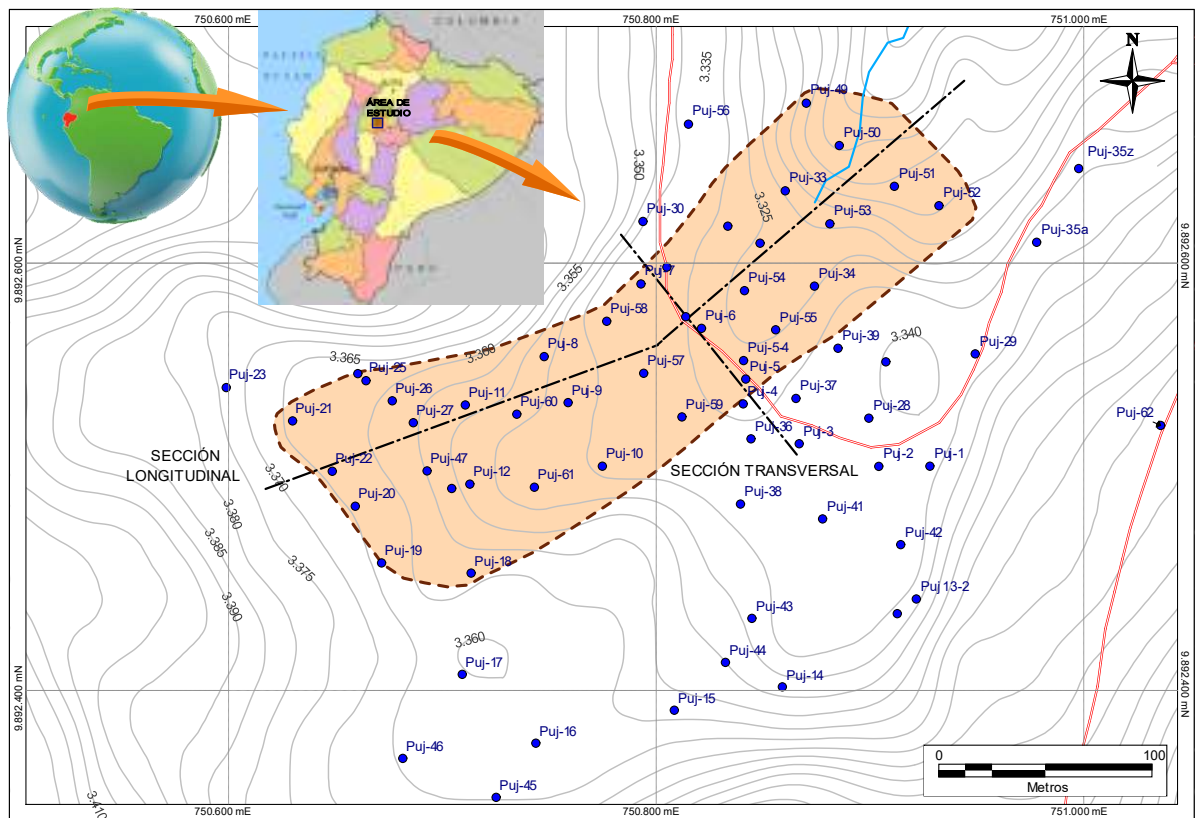


Figura 5-1 Mapa de situación general del área de estudio. Vista en planta de la posición de cada ensayo HVSR (puntos azules) aplicado en la zona de deslizamiento en estudio (área sombreada) y sus alrededores. Las carreteras se representan con una línea roja simple y los cursos de agua con líneas azules. Las dos secciones de interpretación que se analizarán (marcadas como sección longitudinal y sección transversal) se muestran en líneas de trazo y punto negras.

El drenaje principal es el río Patoa que atraviesa la zona de NW a SE confluyendo en él otros cauces menores, que los ecuatorianos los denominan *quebradas*. La morfología general de la cuenca tiene forma dendrítica, con una elevación promedio de 3330 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), según Analuisa (2019). En cuanto a la meteorología, la zona es semihúmeda con precipitaciones anuales entre los 1000 a 2000 mm y un clima de tipo Ecuatorial de Alta Montaña (Burga, 2019). Un rasgo geomorfológico sobresaliente en el entorno es el cerro Punteras, ubicado al SE del área de estudio, el cual corresponde a un domo de composición dacítica que domina en cota toda el área de investigación (3515 m.s.n.m.).

La Universidad Central del Ecuador ha realizado diferentes estudios geológicos en esa zona como los de: Burga, 2019; Analuisa, 2019; Bernal, 2021, donde definieron la Unidad Río Cala como materiales Precuaternarios y la identificaron desde la parte NE hasta el SE de la comunidad de Cachi Bajo. Asimismo, el NE de Cachi Alto se caracterizó el basamento rocoso que subyace toda el área y cuya composición es fundamentalmente de tipo andesítico con composición basáltica (**Figura 5-2**).

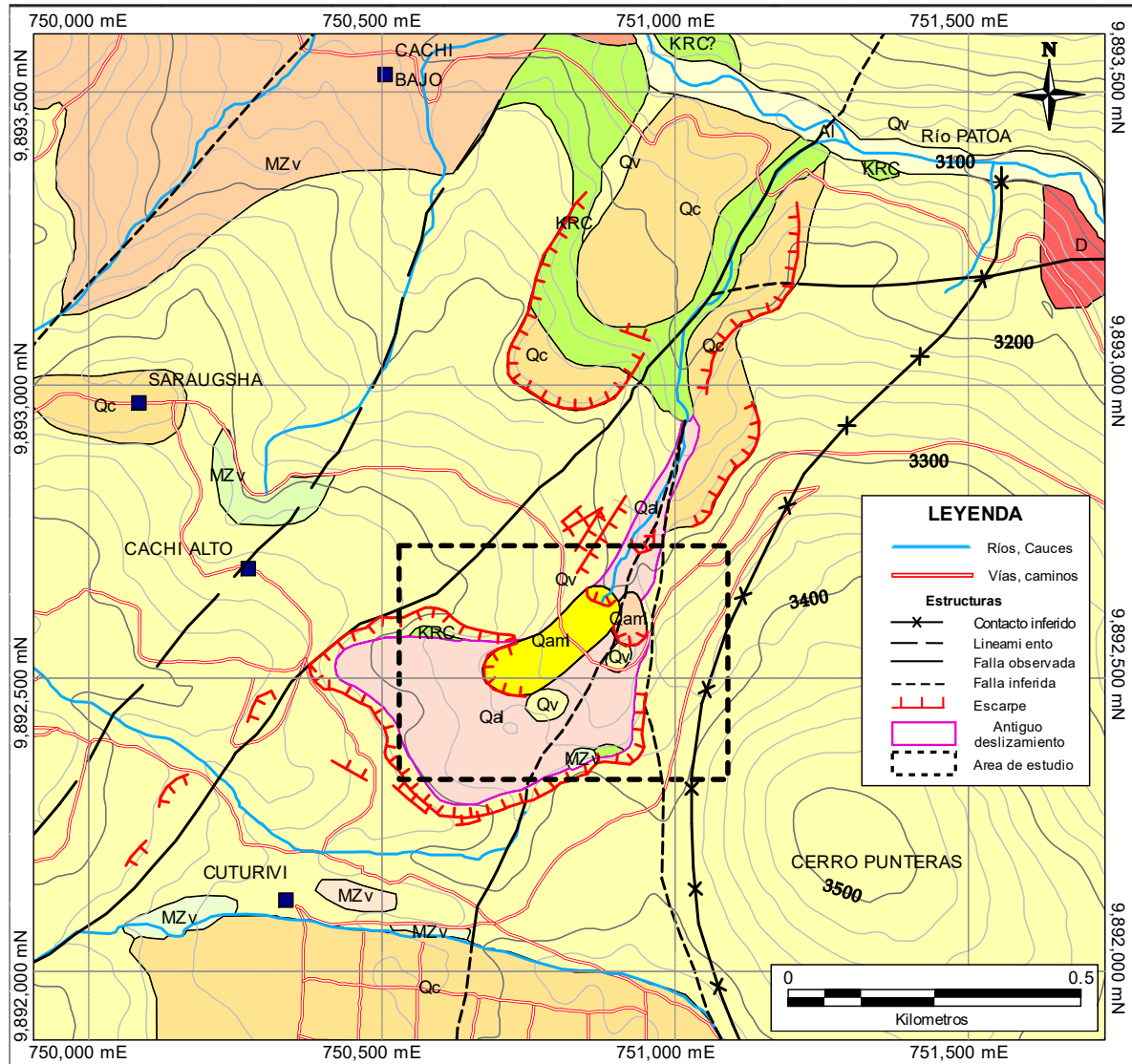


Figura 5-2 Mapa geológico del área del deslizamiento estudiado (cuadrado negro discontinuo, equivalente a la **Figura 5-1**). Las abreviaturas corresponden a: Grupo Zumbagua del Mesozoico (MZv), Unidad Cretácica Río Cala (KRC), Formación Cangahua (Qv), coluvial (Qc), deslizamiento coluvial antiguo (Qal), deslizamiento coluvial actual de tamaño mediano (Qam), aluvial (Al), intrusión ígnea dacítica (D). El área sombreada en amarillo es el deslizamiento investigado y que se puede identificar en detalle en la **Figura 5-1**. Modificado de Pilatasig *et al.*, (2022).

El Grupo Zumbagua, de edad Mesozoica, presenta una estratigrafía variada aflorando en el área de Cachi Bajo, y presentando una extensión amplia, el cual está compuesto, principalmente por rocas volcanosedimentarias; mientras que en el NE de Cachi Alto fueron observadas brechas,

en las demás áreas aparecieron afloramientos de areniscas y limolitas. De manera similar, se presentan lutitas al NW de Cuturiví Grande y brechas conglomeráticas al NE de la zona. Asimismo, se observan pequeños afloramientos de andesitas piroxénicas en los extremos del área principal del deslizamiento, ubicado al SE de Cachi Alto y también al NE del cerro Punteras (Burga, 2019; Pilatasig *et al.*, (2022).

Los depósitos cuaternarios recientes recubren la mayor extensión del área de estudio, estando compuestos por materiales pertenecientes a la Formación Canguahua y formados por sedimentos compactos y ligeramente cementados de origen volcánico (tobas y cenizas). Sobre estos materiales aparecen depósitos coluviales antiguos y recientes que han sido relacionados con deslizamientos anteriores (paleodeslizamientos), previos al actual que es objeto de estudio. Finalmente, la presencia de sedimentos aluviales (**Figura 5-2**) se encuentran relacionados e identificados solamente en la cuenca encajada del río Patoa (Burga, 2019).

El deslizamiento investigado fue identificado como de mediana magnitud, y se situaría dentro de uno mayor y más antiguo el cual dispone de un tamaño aproximado de unas 8,3 Ha (ver **Figura 5-2**), y que fue provocado por el sismo de Pujilí de 1966 (5,7 M_w), afectando su zona alta (Pilatasig *et al.*, 2022).

Supuestamente, la activación del deslizamiento estudiado se inició en el año 2018 y comenzó a afectar directa y visiblemente a la carretera local de acceso al sector en el año 2019. Esta zona de deslizamiento ocupa un área de más de 300 m de longitud y una anchura media de unos 65 m (Analuisa, 2019; Bernal, 2021). Investigaciones previas (Burga, 2019) propusieron un carácter co-sísmico de este deslizamiento, el cual estaría asociado a la presencia de fallas activas con dirección NNE-SSW y NE-SW que formarían parte del sistema regional Pallatanga-Pujilí-Calacalí, y/o en relación también con la falla de Tambillo. Por otra parte, han sido identificadas deformaciones de taludes gravitacionales profundas, lo que confirma que el deslizamiento de tierra en estudio está activo (Pilatasig *et al.*, 2022). En contraste, el antiguo de gran magnitud se encuentra inactivo y en un proceso de envejecimiento. Además, estos autores subrayan la posible presencia de la formación de una amplia cuenca tipo *pull-apart*, como característica general del área (**Figura 5-3**).

Sin embargo, el previo estudio realizado sobre los materiales de cangahua y los análisis de estabilidad del deslizamiento mayor y más antiguo concluyó que el actual deslizamiento de tierra (el investigado) podría estar más bien relacionado con la posible saturación de agua de los materiales superficiales. Todos los parámetros geomecánicos de los materiales involucrados en el proceso de deslizamiento parecen ser muy similares, excepto en su densidad y grado de alteración, que es menor en la cangahua superficial y más alterada, según Analuisa (2019).

También han sido realizadas algunas investigaciones geofísicas en la cercana población de Pujilí por Guéguen *et al.* (1998), donde los resultados determinaron picos de frecuencia fundamental general (f_0) asociados a valores entre 1,0 y 1,5 Hz, y entre 1,5 y 3,0 Hz para el recubrimiento sedimentario. Sin embargo, los picos de mayor frecuencia aparecieron en dos conjuntos: de 5,0 a 7,0 Hz y de 7,0 a 10,0 Hz, con la relación H/V igual o mayor que estas frecuencias fundamentales (categoría del mismo pico). Estos segundos picos (a veces

prominentes) estaban relacionados con una capa superficial de materiales posiblemente de tipo aluvial (suelos y poco compactos).

5.3. Antecedentes y métodos

5.3.1. Métodos geofísicos

La investigación geofísica aplicada a los estudios de deslizamientos es ampliamente reconocida, siendo los métodos sísmicos y eléctricos las técnicas más valiosas en esa investigación (McCann y Foster, 1990; Gallipoli *et al.*, 2000; Jongmans y Garambois, 2007). El movimiento de la masa y su ruptura por deslizamiento generan cambios en los parámetros geofísicos que pueden ser utilizados para analizar y reconocer el cuerpo del deslizamiento o incluso estudiar su movimiento dinámico (Alonso-Pandavenes *et al.*, 2023). En este estudio se aplicará la técnica HVSR como principal herramienta de investigación, utilizando también dos técnicas sísmicas activas para definir y aplicar un modelo geofísico básico de partida y respaldarlo con datos complementarios.

Nakamura (2000) definió la relación entre el espesor de los sedimentos que recubren un sótano basamento a través de la frecuencia de vibración natural (sobre un modelo de dos capas). Esto ha estado basado en la hipótesis de que la componente vertical del ruido ambiental en la superficie del sedimento tiene las características de la fuente y está relativamente influenciada por las ondas de Rayleigh en los sedimentos. Por lo tanto, la componente vertical puede usarse para eliminar los efectos tanto de la fuente como de la onda Rayleigh de las componentes horizontales y obtener una idea clara del modo de vibración fundamental que predomina en la capa sedimentaria (Nakamura, 2000; Xu y Wang, 2021).

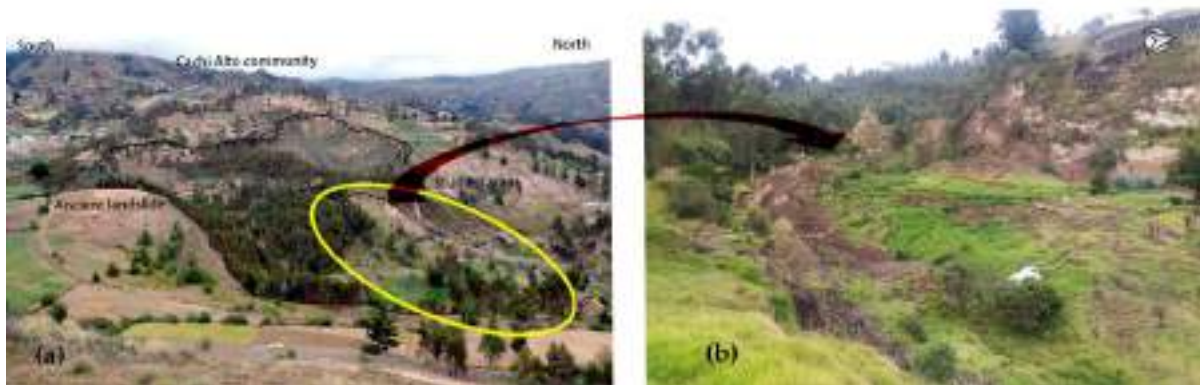


Figura 5-3 Vistas generales del área de estudio: (a) El deslizamiento de tierra antiguo indicando la posición de su cabeza con una línea negra con guiones; el área estudiada está marcada con un óvalo amarillo (se puede ver un automóvil como escala en la parte inferior de esta imagen), modificado de Pilatasig *et al.* (2022). (b) Área de deslizamiento de tierra estudiada vista desde el centro hacia la parte superior del mismo (nótese los restos de la casa destruida: techo blanco en el centro derecho del deslizamiento de tierra).

La frecuencia fundamental f_0 de una capa de sedimento poco compacto que recubre una más consistente (considerada como un basamento) se analiza de manera consistente cuando se emplea la velocidad de onda de corte V_s del sedimento promediada con respecto a su espesor. Nakamura (1989 y 2000) encuentra que los resultados experimentales obtenidos en los estudios

de la vibración ambiental y los perfiles de velocidad (analizados en el interior de perforaciones) confirman que la amplitud del pico HVSR está relacionada con el contraste V_s entre una capa superior de sedimentos blandos y una capa subyacente más compacta. Así, la amplitud máxima o pico crece proporcionalmente a la relación de las velocidades V_s de las dos capas. En algunos casos, también puede aparecer un pico secundario, que incluso puede llegar a ser más alto, relacionado con otros cambios en la impedancia sísmica (es decir, la velocidad multiplicada por la densidad del material de una capa) en materiales más superficiales, como se indica en Bore (2004) y en Oubaiche *et al.* (2012).

Los materiales geológicos deben presentar un contraste de parámetros elásticos alto para poder establecer una frecuencia fundamental f_0 bajo una concepción de un modelo de dos capas (sedimento – roca o también en una capa de suelo blando sobre un semiespacio compacto o cementado), por lo que deben estar caracterizados por una marcada diferencia en su impedancia sísmica. Actualmente se reconoce que la técnica HVSR se puede emplear para establecer las frecuencias f_0 o períodos fundamentales del terreno (Lermo y Chávez-García, 1992; Field y Jacob, 1993; Fäh *et al.*, 2001; Kanh *et al.* 2006), y también en la definición del espesor de sedimentos en cuencas de acumulación (Pamuk *et al.*, 2019; Delgado *et al.*, 2000b; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022) así como en estudios estructurales de la interacción suelo-estructura (Nakamura, 1989; Abate *et al.*, 2022).

Al utilizar la técnica HVSR, el espesor de los materiales blandos (H) estaría relacionado con los valores de la frecuencia natural del suelo (f_0) a partir de la adquisición de dichos ensayos y puede ser definido mediante la Ecuación (5.1), según Nakamura (2000):

$$H = \frac{n V_s}{4 f_0} \quad (5.1)$$

Donde n es el modo de vibración del terreno, sin atenuación ni irregularidad, y V_s es la velocidad de la onda de corte promedio del sedimento para toda la capa de material poco compacto depositado sobre un basamento. La mayoría de los autores aceptan ese concepto y la frecuencia de resonancia fundamental de una capa sedimentaria, así como sus factores de amplificación implícitos, confiables a partir de la medida de una sola estación HVSR (Lermo y Chávez-García, 1992; Kanh *et al.* 2006).

El uso de la curva de dispersión o elipticidad, producto del procesado de los ensayos HVSR, para calcular modelos geofísicos por el procedimiento de inversión, y que definiría la distribución de la velocidad V_s en el terreno, no es considerada como una herramienta precisa. Esto se debe a que se pueden obtener infinitas soluciones que satisfagan este ajuste de la curva de elipticidad (Delgado *et al.*, 2000b; Wang *et al.*, 2019). Sin embargo, el conocimiento estratigráfico o la definición de algunos parámetros geofísicos y geotécnicos relacionados con el área de investigación podrían usarse para construir un modelo inicial o de partida que permita la inversión de la curva de elipticidad (aplicando estas condiciones de restricción). De esta forma, se podría llegar a definir y ajustar un modelo de respuesta que evalúe las velocidades V_s en el terreno de manera más precisa (Delgado *et al.*, 2000b; Castellaro y Mulargia, 2009a). Estos modelos restringidos se podrán aplicar en la interpretación e identificación del marcador

en la frecuencia f_0 , que estaría relacionada con la columna de material a determinar. Eso limitará el número de modelos que se pueden obtener, y los resultados se ajustarán mejor a la estratigrafía del terreno relacionada con el espesor de los materiales y la velocidad V_s (Castellaro y Mulargia, 2009a; Castellaro y Mulargia, 2009b).

La frecuencia máxima o pico está ampliamente aceptada como un diagnóstico confiable de las condiciones del subsuelo en el sitio. Se ha observado que factores independientes de las condiciones del sitio pueden influir considerablemente en la amplitud de la relación espectral (H/V). La composición y dirección del campo de ondas de ruido ambiental incluyen diferentes proporciones de ondas superficiales (Love y Rayleigh) y ondas de cuerpo (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006b). La amplificación debida a condiciones dinámicas (como sismos o terremotos) en pendientes topográficas es más significativa en unas direcciones específicas que en otras, estando relacionado con la variación azimutal observada en las medidas de microtremor (Del Gaudio *et al.*, 2013). Se ha considerado que el valor del parámetro de azimut está relacionado con la direccionalidad de las ondas superficiales dentro del terreno o directividad (Martorana *et al.*, 2017; Kakhki *et al.*, 2020). Los efectos direccionales en los deslizamientos de tierra han sido demostrados y hay evidencia de que la direccionalidad de esta vibración es perpendicular a las estructuras tectónicas que controlan el área (Burjánek *et al.*, 2010; Imposa *et al.*, 2017).

El análisis direccional realizado en los registros HVSR mostraría el conocimiento de cómo el cuerpo del deslizamiento recibió la contribución de la energía del frente de ondas de ruido ambiental a lo largo de los diferentes ejes. Considerando que la amplificación en un suelo en movimiento sobre las dos componentes horizontales puede ser diferente, existiría, por lo tanto, un movimiento más significativo en un azimut específico, es decir, se produciría una amplificación claramente direccional (Bonamassa y Vidale, 1991). La presencia de fracturas o grietas en el cuerpo de material deslizante también puede llegar a mostrar dicha direccionalidad en los datos HVSR (lo que también se produce en zonas de fallas prominentes). Estas discontinuidades generarían la presencia de una amplificación direccional, especialmente relacionada con grietas abiertas de gran escala (Moore *et al.*, 2011; Imposa *et al.*, 2017) o incluso microfisuras (Pischiutta *et al.*, 2017).

Los estudios de refracción sísmica y MASW definieron previamente las velocidades de los materiales superficiales y permitieron construir un modelo inicial del terreno. La refracción sísmica es una técnica geofísica que permite obtener un perfil de distribución geométrica de las velocidades de las ondas de compresión o primarias (V_p) a lo largo de una extensión de receptores (geófonos). Al aplicar una energización (explosión o caída de masa), se generará un campo de ondas elásticas, que se refractarán críticamente en los diferentes horizontes del subsuelo al cambio de las condiciones de los materiales subyacentes (Telford *et al.*, 1990; González y Schmitz, 2008). La técnica MASW se trata de un ensayo sísmico activo que permite estudiar la distribución de las velocidades de la onda de corte V_s a partir de un alineamiento (o perfil) de geófonos acoplados a la superficie del terreno (Park *et al.*, 1999 y 2007). Esta técnica MASW se basa en el factor de dominancia neta de las ondas de Rayleigh n las ondas de superficie, que estarían relacionadas con las velocidades V_s . Así, se analizó la distribución de velocidad V_s a partir de los registros de dispersión de velocidad de fase obteniendo un modelo

de separación de capas en una dimensión (1D). El procesamiento de los registros implicaría invertir los datos de dispersión de ondas superficiales Rayleigh para obtener información de la velocidad V_s hasta unos 40 m de profundidad desde la cota de aplicación del ensayo (Xia *et al.*, 1999; Budi *et al.*, 2021).

Con ello se podrá calcular un valor promedio de las velocidades de todas las capas de baja consistencia, denominada como $V_{s\ sed}$, a partir de los valores de las velocidades V_s de las capas del terreno (las capas sedimentarias blandas depositadas sobre un basamento o la profundidad donde aparezca un material compacto). Este procedimiento es similar al cálculo V_{s30} utilizado en las normas de clasificación de los perfiles de terreno para fines sísmicos (NEHRP, 2009; NEC-SE-DS, 2015). Sin embargo, en lugar de considerar solo los primeros 30 m se contabiliza el espesor de todos los sedimentos que se encuentren sobre el sustrato compacto (cualquiera que sea el espesor) aplicando la Ecuación (5.2):

$$V_{s\ sed} = \frac{\sum_{i=1}^N h_i}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{si}}} \quad (5.2)$$

Donde $V_{s\ sed}$ es la velocidad de onda de corte promedio a considerar, N es el número total de capas, h_i es el espesor de cada capa y V_{si} es la velocidad de onda de corte de cada capa correspondiente.

5.3.2. Metodología de investigación

En el presente trabajo no se dispuso de otras investigaciones complementarias directas ni de otros datos, como ensayos en perforaciones o sondeos ni ensayos de laboratorio. Así, la definición de la superficie de ruptura del deslizamiento se basó en la aplicación y análisis de la técnica HVSR complementada con las técnicas geofísicas de perfiles sísmicos activos (refracción y MASW). La interpretación de estas técnicas sísmicas de perfil permitió, en función de la distribución de las velocidades V_p y V_s de cada capa geológica, definir un modelo geofísico de terreno inicial. Los datos proporcionados por los ensayos de estación única HVSR se utilizaron para, a partir de la curva de elipticidad (o dispersión), obtener la frecuencia f_o y la relación espectral H/V (o amplificación, A_o) en cada punto. Estos valores permitirán calcular la posición de la superficie de ruptura (relacionada, en este caso, con el espesor del material poco compacto), y, complementariamente establecer el índice de vulnerabilidad K_g , así como el azimut principal de la vibración natural (mediante el análisis de su directividad).

La superficie de ruptura se calculará a partir de tres enfoques diferentes:

1. Utilizando el valor de la velocidad V_s media para los sedimentos en movimiento, obtenido a partir de las técnicas de sísmica activa (refracción y MASW).
2. Realizando la inversión de la curva de elipticidad para obtener una distribución vertical de las velocidades V_s de los materiales geológicos y,
3. Usando un valor promedio de V_s obtenido a partir de los resultados de la inversión procedentes del punto anterior.

La primera metodología (1) se aplicará a través de la formulación tradicional propuesta por Nakamura (1989) que relaciona la velocidad de onda de corte (V_s) de los materiales sedimentarios y su valor asociado de frecuencia f_0 . Este enfoque utilizará la técnica de perfil de análisis multicanal de ondas sísmicas (MASW) para determinar el valor de la velocidad V_s de cada una de las capas del material sedimentario. La segunda metodología propuesta (2) empleará los resultados procedentes de la inversión de la curva de elipticidad en cada punto procesado de estación HVSR establecido o ejecutado dentro del área de deslizamiento. Esta inversión se realizará a partir de un modelo previo restringido el cual será definido a partir de los datos de los perfiles sísmicos activos (refracción y MASW, conjuntamente) y obteniéndose una distribución vertical de velocidades V_s y espesores. La última metodología (3) utilizará el valor promedio de V_s calculado desde los resultados de la inversión anterior, como entrada para la formulación de Nakamura (es decir, la tercera metodología combinaría la primera y la segunda metodología).

Los tres enfoques tienen la capacidad de definir la superficie de deslizamiento, permitiendo evaluar las posibles diferencias entre ellas y analizando su potencial capacidad de aplicación a la consecución del objetivo de estudio. Además, a partir del análisis de la directividad de la vibración natural medida (microtremor) se podrán establecer zonas internas de ruptura o su distribución dentro de la masa deslizante (Bonamassa y Vidale, 1991; Del Gaudio *et al.*, 2008; Pischitta *et al.*, 2017; Kakhki *et al.*, 2020; Le Breton *et al.*, 2021). Por último, también se analiza la distribución del Índice de Vulnerabilidad (K_g), parámetro relacionado con la capacidad o potencialidad de las masas de terreno para continuar siendo inestables (Nakamura, 2000). La metodología de trabajo aquí mostrada podría ser aplicada a otras zonas con características geológicas similares en las que se deberían definir nuevas condiciones restrictivas para ajustar o utilizar los diferentes métodos analizados.

5.3.3. Técnicas sísmicas activas

Se realizó un perfil de refracción sísmica con 69 m de longitud y 24 canales de recepción con los geófonos espaciados cada 3 m y aplicando cinco puntos de energización equidistantes, lo que permitió alcanzar una profundidad de exploración del orden de los 30 m. El levantamiento se realizó en la zona central del deslizamiento, en una zona donde observó un incipiente movimiento con una fractura clara. Eso permitió observar una mejor relación entre los valores de la velocidad V_p del material movilizado y el fijo, definiendo así la impedancia en función de esta V_p (además, esta zona es más estable y dispone de una superficie más plana que la zona de deslizamiento fuertemente activo).

El perfil se aplicó sobre el camino de acceso al deslizamiento y atravesó una incipiente zona de fractura que puede observarse en la superficie del terreno entre los puntos de ensayo PUJ-4 y PUJ-2 (ver **Figura 5-4**). Los resultados incluyeron la distribución de valores de velocidad V_p para cada capa, la cual define las características y distribución de los diferentes materiales geológicos en el área (profundidad y geometría de las interfaces separadoras a lo largo del perfil aplicado mediante un modelo 2D).

La investigación de técnica activa MASW se realizó también mediante un equipo de 24 canales y se aplicó en un perfil único exactamente sobre la alineación donde se ejecutó el estudio de refracción sísmica, y empleando el mismo dispositivo que en la refracción. Los datos obtenidos proporcionaron la distribución de la velocidad V_s y de capas en profundidad. En el proceso se midieron cinco registros de 2,4 segundos de duración que fueron apilados y se transformaron mediante una transformada rápida de Fourier (*FFT*) al dominio de la frecuencia. La curva obtenida por picado para el modo fundamental fue invertida para llegar a obtener un modelo final de distribución de velocidades V_s . Dado que la técnica MASW no permite obtener una distribución bidimensional (como en el caso de la sísmica de refracción), se asoció el análisis de todos los registros del alineamiento (canales) al centro del dispositivo con una distribución 1D (Park *et al.*, 1999). Los resultados aportan los valores de V_s para las capas definidas en los primeros 35 metros.

5.3.4. Levantamientos sísmicos pasivos con técnica HVSr

La investigación del área de la masa deslizante se realizó mediante el establecimiento de una malla lo más regular que fue posible aplicar de puntos distribuidos tanto dentro como fuera del deslizamiento. Los primeros datos fueron tomados sobre la zona de materiales movilizados y se trató de 40 puntos de estación única, mientras que los segundos se aplicaron en zonas que se consideraban que se podrían encontrar en material o suelo fijo o potencialmente inestable y se trata de otro conjunto de 30 puntos HVSr; de los cuales tres de ellos se encuentran bastante alejados de la zona de deslizamiento investigada y por encima de la cabecera del deslizamiento mayor antiguo siendo guardados con numeraciones de 200 a 201. En cada uno de los 70 ensayos HVSr realizados se registraron, al menos, 20 minutos de vibración natural. El equipo de tres geófonos cuando se implantó fue orientado hacia el Norte magnético (los geófonos de componente horizontal) en cada estación aplicada disponiendo de grabaciones en las direcciones N-S y E-W, dado que, posteriormente, se realizará un análisis de directividad.

Para el procesamiento de los datos HVSr se utilizó el software libre GEOPSY (Wathelet *et al.*, 2020), desarrollado durante el proyecto europeo SESAME (SESAME, 2004; www.geopsy.org). A partir de los datos almacenados, y formados por los registros de las tres componentes de vibración natural (N-S, E-W y vertical), se realizó una discretización del tiempo total de medida en ventanas de tiempo de 25 segundos cada una. La transformada *FFT* se aplicó tras eliminar los transitorios y las señales de baja calidad mediante un filtrado y/o se eliminaron previamente las ventanas de baja o escasa calidad. Una vez aplicada la transformada *FFT*, las componentes horizontales (N-S, E-W) se integraron geométricamente para obtener un único valor de componente horizontal y realizar el análisis de relación espectral (H/V) con respecto a la vertical. Al resultado obtenido en este proceso le fue aplicado finalmente un suavizado del 40% usando un filtro de tipo coseno para obtener las curvas de elipticidad finales (Konno y Ohmachi, 1998).

Los registros obtenidos en los ensayos HVSr de estación única se consideran poco confiables cuando se trata de establecer la distribución de velocidades V_s en cada punto ensayado (Oubaiche *et al.*, 2012; Delgado *et al.*, 2021). Sin embargo, considerando un modelo de interpretación restringida los resultados de inversión de la curva de elipticidad, y teniendo en

cuenta los contrastes de impedancia entre las capas, la distribución de la velocidad de la onda de corte V_s puede llegar a definirse consistentemente bajo los ensayos (Castellaro y Mulargia, 2009b; Delgado *et al.*, 2021). Para realizar el procedimiento de inversión restringida, se analizaron las curvas de elipticidad aplicando el software libre DINVER, el cual es parte del paquete GEOPSY (SESAME, 2004; Wathelet *et al.*, 2020). Para ello es necesario disponer de un modelo de terreno inicial, a aplicar como modelo de partida, conformado por los parámetros principales de cada capa: velocidades y espesores limitantes. Este modelo de entrada debe considerar un intervalo de valores para cada nivel de profundidad y velocidad, de manera que el software, aplicando un algoritmo de vecindad condicional, pueda realizar la inversión y optimización de los modelos mediante iteraciones sucesivas (Bard, 2008; Wathelet *et al.*, 2004). El modelo final conseguido (alcanzando el menor error de ajuste posible) contendrá los valores de distribución de la velocidad V_s para cada capa propuesta y su espesor asociado. Estas capas, posteriormente serán divididas en dos tipos: sedimentos sueltos o poco compactados y sedimentos altamente compactos o cementados. Este límite fue establecido por Nakamura (2000) para materiales compactos o basamento en un valor de V_s igual o superior a los 600 m/s.

El software GEOPSY (SESAME, 2004) también permitió analizar los efectos direccionales en el procesamiento de datos HVSR, realizando una rotación de las componentes de la relación espectral H/V obtenidos para cada sitio de medida. La representación se realiza en pasos de 10° sobre una amplitud de media circunferencia (de 0° N a 180° N) y graficando los valores de la amplitud espectral como contornos (curvas de nivel o intervalos) sobre la distribución de la función de frecuencia fundamental y dirección o azimut del movimiento (Panzera *et al.*, 2012; Panzera *et al.*, 2013). El valor 0° representaría la dirección Norte, y 180° representa la dirección Sur (dirección de orientación del equipo en el campo de una de las componentes horizontales, la N-S); y considerando que de 180° a 360° los resultados son simétricos. Con este procedimiento se obtiene la dirección azimutal de la directividad.

5.3.5. Índice de Vulnerabilidad (K_g)

El Índice de Vulnerabilidad K_g , definido por Nakamura (2000) está relacionado con los valores de A_o y f_o obtenidos en un ensayo de HVSR para un porcentaje de eficiencia del 60% y considerando una velocidad de onda de corte para el basamento de 600 m/s. De esta manera, se puede utilizar la siguiente ecuación simplificada para calcular dicho parámetro:

$$K_g = \frac{A_o^2}{f_o} \quad (5.3)$$

Este índice, adimensional, está relacionado con la facilidad de deformación que puede exhibir un material de manera que se puede establecer una aproximación con la “debilidad” del terreno. Este índice en un deslizamiento también estaría relacionado con la capacidad potencial de presentar un cierto grado de inestabilidad. Según las investigaciones de Nakamura, los valores de K_g que excedan de diez estarían relacionados con una potencial deformación por esfuerzo cortante que indicaría la potencial inestabilidad (Nakamura 1989; Nakamura, 2000).

Cabe mencionar que los valores de A_o , empleados en el cálculo, pueden sufrir variaciones a lo largo de un período prolongado de tiempo. La estabilidad de este parámetro suele ser válida para períodos de un mes como máximo, para la recopilación de conjuntos de datos de una zona (Guillier *et al.*, 2007). En esta investigación, el conjunto de datos fue recolectado en dos períodos de menos de quince días cada uno, y con menos de un mes máximo de duración, cumpliendo la premisa de la invariabilidad de este índice. Otros parámetros de los ensayos HVSR no suelen variar en periodos tan cortos de tiempo.

5.4. Resultados y análisis de los datos

5.4.1. Refracción sísmica. Modelo de velocidad de compresión (V_p)

El procesamiento de los datos del perfil de sísmica de refracción proporcionó una distribución del terreno en cuatro niveles geofísicos que alcanzó hasta los 30 metros de profundidad, como se observa en la **Figura 5-4**.

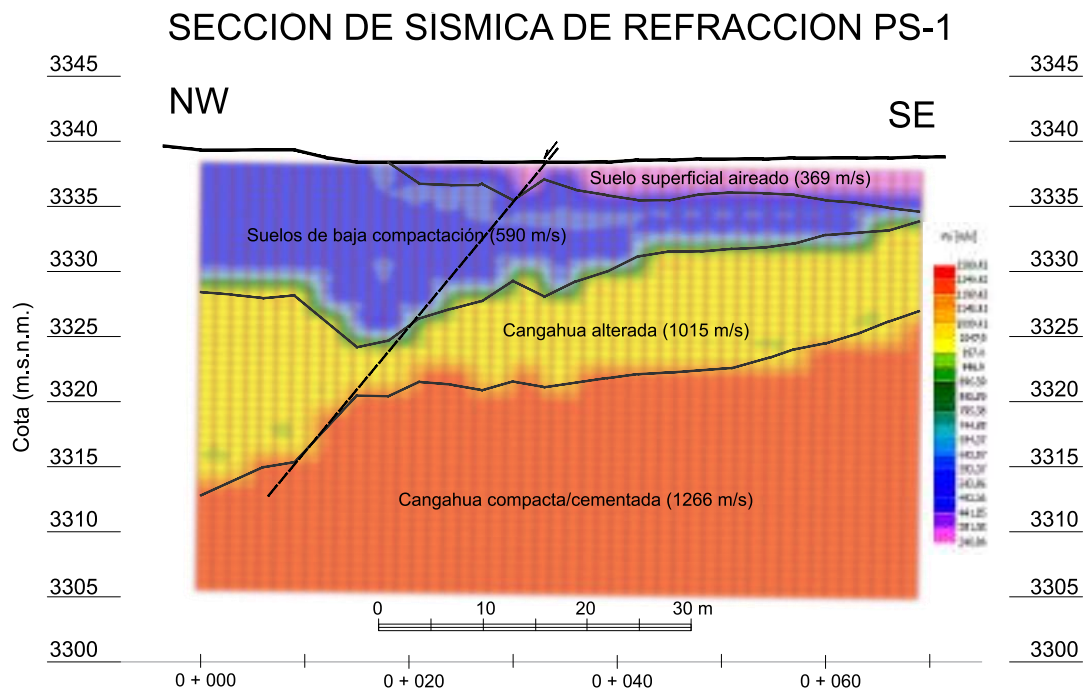


Figura 5-4 Sección de interpretación del perfil de refracción sísmica. Valores promedio de la velocidad V_p asociados a los niveles geofísicos definidos. Desde el centro del perfil hacia el extremo NW, es posible identificar una falla (línea discontinua negra y flecha que apunta al movimiento) relacionada con el borde del deslizamiento.

La distribución de materiales comienza con una capa superficial de unos 2 a 4 m de espesor medio que se acuña, la cual presenta una velocidad V_p de 369 m/s. Esta capa está relacionada con la presencia de suelos flojos o materiales superficiales poco compactos. El siguiente nivel geofísico, con geometría variable, está relacionado con suelos muy alterados o cangahua significativamente alterada que disponen de una compactación baja a media (V_p de 590 m/s) y espesores que van de 1 a más de 10 m.

Las dos últimas capas se corresponderían con la cangahua. Ese es el material predominante en la superficie de toda el área investigada estaría conformado por dos niveles de velocidad: uno más superficial de V_p 1015 m/s, el cual se extiende desde el muro del nivel anterior hasta aproximadamente los 20 m de profundidad y el nivel correspondiente al semi-espacio infinito, donde la V_p adquiere un valor de 1266 m/s. Este último valor de velocidad indica una alta compactación y/o una posible cementación de este material en comparación con el nivel anterior de cangahua, el cual dispondría de un grado de alteración superior (un tipo más cercano a un suelo de alteración) y, en consecuencia, presenta una menor compactación. Ha sido observado un contraste significativo de impedancias en relación a los valores de V_p entre los materiales someros, que presentarían baja compactación (primer a tercer nivel geofísico), y los materiales pertenecientes al sustrato compacto (cuarto nivel geofísico). Esa relación de contraste de impedancia es de aproximadamente 2,74 lo que permitirá diferenciar estos niveles en la interpretación de los ensayos HVSR.

En la interpretación geométrica de los niveles geofísicos de la **Figura 5-4** se puede observar un salto en los materiales más profundos hacia el inicio del perfil (zona NW), lo que puede estar relacionado con una posible estructura de falla incipiente, la cual puede ser observada en la superficie del terreno.

5.4.2. Técnica MASW. Distribución de la velocidad V_s y definición del modelo de restricción

Los resultados de la interpretación del perfil MASW son un modelo de distribución vertical de velocidades V_s y su ajuste de espesor de material correspondiente al centro de toda la alineación de los geófonos (según una distribución unidimensional; Park *et al.*, 1999).

Los resultados definieron una capa superficial con una velocidad V_s de 142 m/s y un espesor de 2,50 m. A ese nivel le sigue otro nivel geofísico de 6,53 m de espesor (que llega hasta los 9,03 m de profundidad) y una V_s de 241 m/s. Estos dos niveles superficiales se superponen a uno más profundo con V_s de 465 m/s, que presenta un espesor de 10,40 m. Esto quiere decir que hay 19,43 m de profundidad hasta su interfaz inferior. La secuencia anterior se ubica sobre una capa con una V_s de 612 m/s que representaría el semi-espacio infinito (**Figura 5-5**). Dado que este valor de V_s es > 600 m/s, esta última capa se correspondería con el material de tipo cangahua compacto o cementado, por lo que éste puede considerarse como inmóvil o fijo bajo la zona de deslizamiento (Nakamura, 2000).

A partir de estos resultados, la Ecuación (5.2) proporcionó el valor promedio de la velocidad de la onda de corte para los materiales de la superficie (los primeros niveles de suelos flojos y poco compactos que se encuentran sobre el sustrato de materiales cementados o más compactos) arrojando un valor $V_{s\ sed}$ de 290 m/s. Este valor se aplicará posteriormente cuando se interpreten los resultados de los ensayos HVSR en el valor de definición de la V_s media para los sedimentos en movimiento, en la Ecuación (5.1).

El contraste de impedancia obtenido en el análisis de las ondas S entre los sedimentos someros y los compactos del modelo presentado es de 2,89, un valor similar al obtenido en el modelo de

la velocidad de la onda P en la sismica de refracción. Ese contraste permitirá definir un modelo inicial de dos capas con alta fiabilidad.

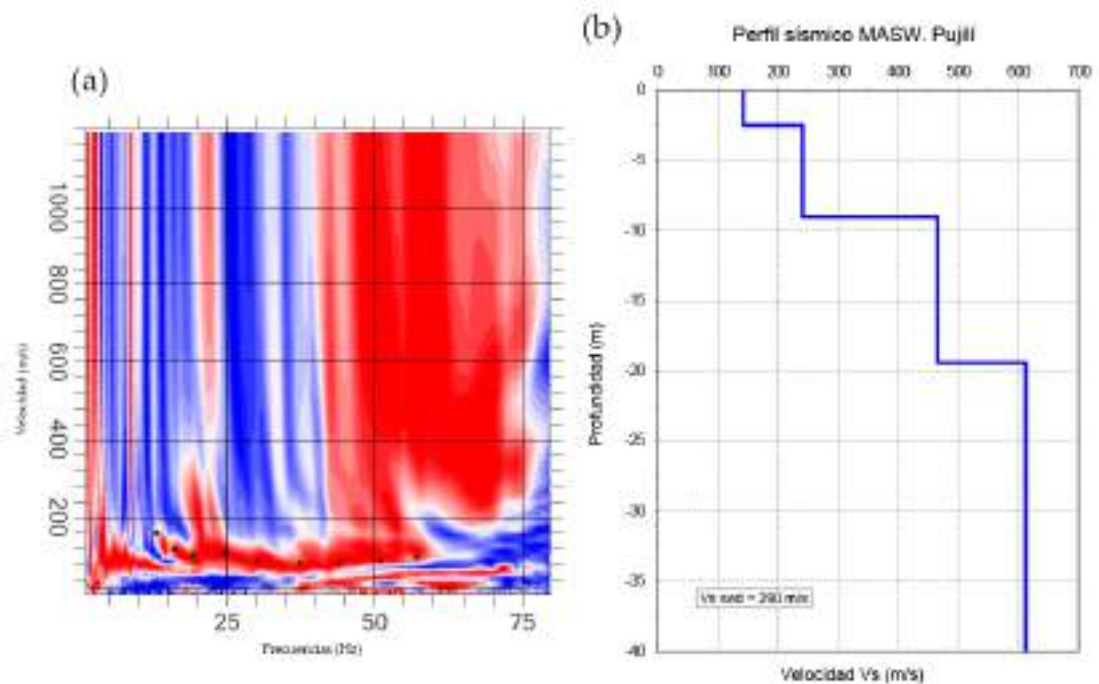


Figura 5-5 Distribución vertical (1D) de las velocidades V_s como resultado de la interpretación del perfil sísmico MASW realizado en la misma alineación que el perfil de refracción sísmica (ver Figura 5-1). También se muestra el valor $V_{s\text{ sed}}$ asociado a los materiales sedimentarios superficiales (para valores de $V_s < 600$ m/s).

Por lo tanto, ha sido propuesto un modelo geosísmico de restricción presentado en la **Tabla 5-1**, el cual será considerado como punto de partida en el procedimiento de inversión de la curva de elipticidad. Este modelo está compuesto por los cinco niveles geofísicos (NG) de definición amplia que se muestran, donde la V_s y el espesor se establecen dentro de un intervalo para limitar el modelo a construir en la interpretación por inversión de la curva de elipticidad. El intervalo V_s se determinó a partir de un valor central cercano al definido en el modelo de cada nivel en la técnica MASW.

El nivel NG-1 está relacionado con los materiales poco profundos representados por suelos poco compactos y cangahua de alto nivel de meteorización. En el nivel NG-2 los materiales geológicos presentarán características más compactas que los anteriores y la cangahua meteorizada dispondrá de un menor nivel de alteración. El nivel definido en el NG-3 podría ser la última capa involucrada en el movimiento del deslizamiento, alcanzando el límite de separación con el material fijo, ya que la velocidad V_s oscilará entre los 250 y los 700 m/s (para la cangahua estática y compacta se asume que la V_s será > 600 m/s). El NG-4 estará relacionado con la cangahua cementada y/o ligeramente alterada, ya conformando parte del material estático. El último nivel establecido en el modelo (NG-5) está fuera de rango y se utilizará para controlar la estabilidad del proceso de inversión (no será considerado en cálculos posteriores de la interpretación) y no dispone de espesor porque se trata de un espacio semi-infinito.

Tabla 5-1 Modelo geofísico de limitación o restricción (*constrained*) definido para la aplicación posterior en la inversión de las curvas de elipticidad

NIVELES GEOFÍSICOS	INTERVALO DE V_s		ESPESOR	
	DE (m/s)	A (m/s)	DE (m)	A (m)
NG-1	80	350	2,0	10,0
NG-2	150	500	3,0	20,0
NG-3	250	700	5,0	30,0
NG-4	250	900	10,0	100,0
NG-5	350	1500	-	-

5.4.3. Resultados de datos HVSR. Determinación de la frecuencia natural (f_o)

La **Figura 5-6** muestra los resultados del procesamiento de seis puntos seleccionados como ejemplo en los que se establecieron uno o dos picos predominantes.

La mayoría de las curvas de elipticidad (un 80%) obtenidas en esta investigación presentan un pico claro con la amplitud más significativa considerado como la frecuencia primaria o fundamental. El resto de curvas presentan también un pico secundario (de menor amplitud y no considerado en los cálculos) o amplio.

A partir del procesamiento de los datos se analizó y definió el pico principal para cada ensayo HVSR en las curvas de dispersión, el cual se correspondería con el valor f_o . Algunas curvas exhibieron un solo pico estrecho y claro (como en los puntos: PUJ-8, PUJ-12 o PUJ-27) o presentarse con picos menores asociados y/o disponer de uno ancho como el caso del PUJ-9 (ver **Figura 5-6**). El valor f_o se debe establecer como el valor máximo asociado a la mayor relación espectral H/V o amplificación A_o (SESAME, 2004).

En el caso de presentarse picos de gran amplificación con una definición clara, estos se podrían asociar con la presencia de un fuerte contraste de impedancia (Bonney-Claudet *et al.*, 2006a; SESAME, 2004). Por otro lado, las curvas que no presentan picos claros o que disponen de picos máximos muy anchos, o aquellos que exhiben un segundo pico, estarían relacionados con posibles cambios internos en las capas o irregularidades (ondulaciones) en las interfaces. Una curva plana se correspondería con áreas de basamento poco profundo o superficial (roca dura) o la presencia de capas de materiales muy compactos y cementados sin sedimentos recubriéndolas (SESAME, 2004).

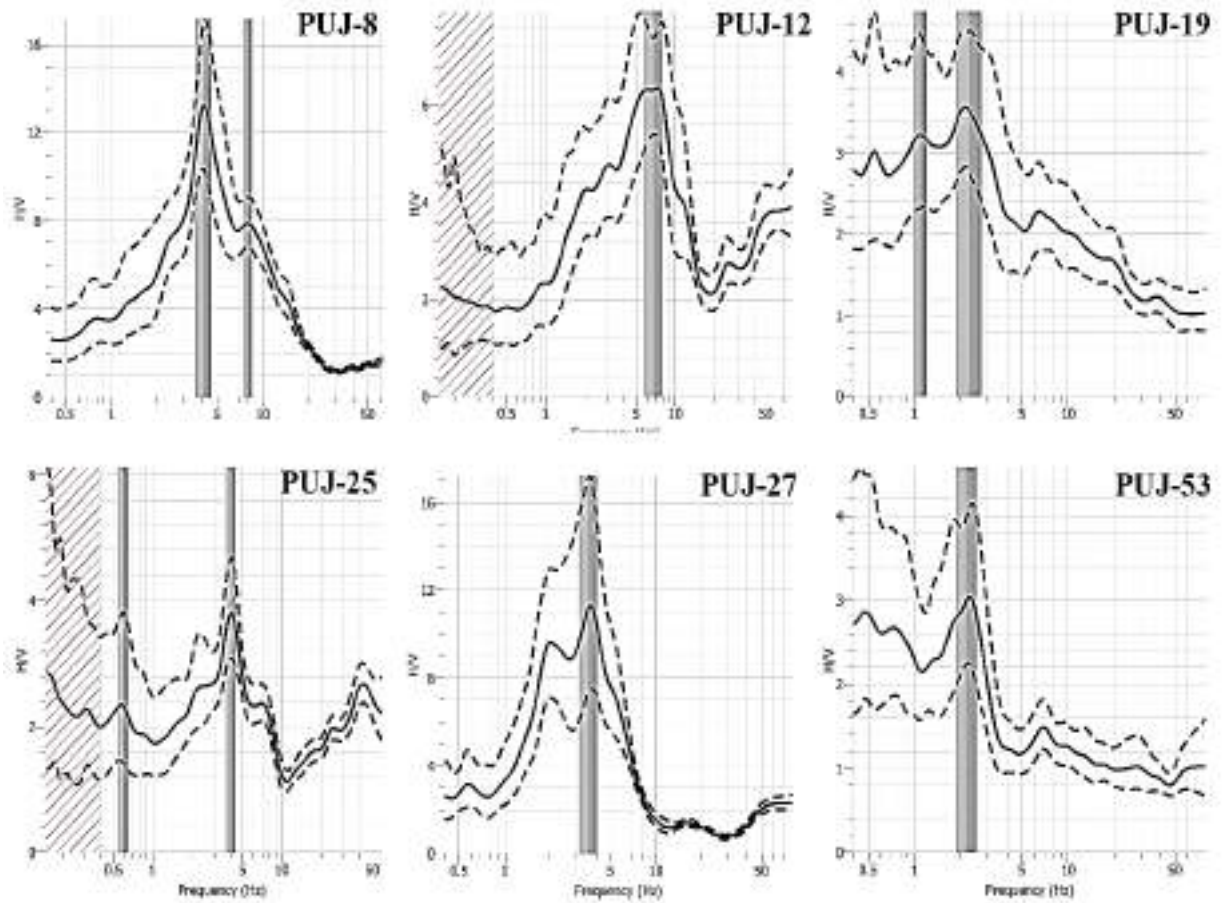


Figura 5-6 Ejemplos seleccionados de resultados del procesado de datos HVSR (curvas de elipticidad). La línea negra continua es el valor medio de la relación H/V (o amplificación, A_o) frente a la distribución de frecuencias (f_o); mientras que las líneas discontinuas negras indican la desviación estándar de dicho valor. El centro de las bandas grises señala el valor de la frecuencia fundamental f_o y el ancho su desviación estándar.

Los valores de la frecuencia fundamental de vibración del terreno f_o para todos los levantamientos de estación única HVSR obtenidos en el procesado de los datos se muestran en la **Tabla 5-2**.

En la misma tabla se indica el valor de amplificación (A_o) asociado para cada frecuencia fundamental, así como el valor de K_g calculado a partir de la Ecuación (5.3). El valor de la frecuencia f_o oscila entre 1,22 Hz y 9,59 Hz, con una media de $3,16 \pm 1,58$ Hz. La amplificación A_o oscila entre 1,67 y 13,24 (siendo adimensional), con una media de $3,83 \pm 2,06$ Hz. El valor de K_g está entre 42,97 como máximo y 0,79 como mínimo. El promedio es $6,07 \pm 7,01$ (también considerada como adimensional).

Estos intervalos y promedios se corresponden con el total de 70 puntos HVSR medidos, pero se ha de considerar que la variación es menor si solo se consideraran los puntos de ensayo aplicados o ejecutados sobre la masa en movimiento (deslizante).

Tabla 5-2 Valores de los datos obtenidos en el procesamiento de los registros HVSR. Indicación de la frecuencia fundamental (f_o), la amplificación de la relación espectral (A_o), y el valor calculado del Índice de Vulnerabilidad (K_g) a partir de la Ecuación (5.3). Los dos últimos valores son adimensionales

PUNTO	f_o (Hz)	A_o	K_g	PUNTO	f_o (Hz)	A_o	K_g
PUJ-1	3.31	2.80	2.37	PUJ-35z	2.33	3.06	4.02
PUJ-2	4.08	3.35	2.75	PUJ-36	12.50	3.49	0.97
PUJ-3	3.94	2.41	1.47	PUJ-37	1.84	2.71	3.99
PUJ-4	5.51	4.67	3.96	PUJ-38	3.45	2.43	1.71
PUJ-5	4.75	1.94	0.79	PUJ-39	2.00	5.06	12.80
PUJ-6	2.43	5.44	12.18	PUJ-40	3.60	7.31	14.84
PUJ-7	2.15	2.33	2.53	PUJ-41	1.75	1.67	1.59
PUJ-8	4.08	13.24	42.97	PUJ-42	1.73	2.81	4.56
PUJ-9	2.60	3.90	5.85	PUJ-43	3.34	4.03	4.86
PUJ-10	2.58	3.47	4.67	PUJ-44	6.03	4.64	3.57
PUJ-11	2.91	2.62	2.36	PUJ-45	1.63	2.79	4.78
PUJ-12	2.25	3.54	5.57	PUJ-46	1.78	2.80	4.40
PUJ-13	2.34	2.18	2.03	PUJ-47	3.00	3.03	3.06
PUJ-14	4.26	4.89	5.61	PUJ-48	2.22	3.08	4.27
PUJ-15	7.06	3.78	2.02	PUJ-49	3.12	4.28	5.87
PUJ-16	1.51	3.28	7.12	PUJ-50	9.59	14.82	22.90
PUJ-17	1.73	2.43	3.41	PUJ-51	6.97	5.58	4.47
PUJ-18	1.59	4.16	10.88	PUJ-52	5.85	2.35	0.94
PUJ-19	6.76	6.30	5.87	PUJ-53	2.56	2.68	2.81
PUJ-20	2.90	6.70	15.48	PUJ-54	2.09	3.60	6.20
PUJ-21	3.84	3.79	3.74	PUJ-55	1.78	3.76	7.94
PUJ-22	4.84	10.27	21.79	PUJ-56	2.84	3.49	4.29
PUJ-23	3.98	3.12	2.45	PUJ-57	2.17	2.98	4.09
PUJ-24	2.15	2.85	3.78	PUJ-58	2.31	2.30	2.29
PUJ-25	4.08	3.80	3.54	PUJ-59	1.80	2.85	4.51
PUJ-26	2.33	5.20	11.61	PUJ-60	2.31	2.54	2.79
PUJ-27	3.57	11.17	34.95	PUJ-61	1.93	3.35	5.81
PUJ-28	4.01	2.43	1.47	PUJ-62	2.10	2.81	3.76
PUJ-29	2.00	2.68	3.59	PUJ5-4	3.71	2.50	1.68
PUJ-30	2.41	2.48	2.55	PUJ6-4	2.20	4.06	7.49
PUJ-31	3.24	1.91	1.13	PUJ7-2	2.13	1.88	1.66
PUJ-32	2.17	5.50	13.94	PUJ13-2	2.30	2.23	2.16
PUJ-33	2.18	4.81	10.61	PUJ-200	2.34	3.93	6.60
PUJ-34	5.40	2.28	0.96	PUJ-201	2.01	2.24	2.50
PUJ-35a	2.41	3.01	3.76	PUJ-202	1.22	4.28	15.02

5.4.4. Inversión de la curva de elipticidad

El modelo restringido definido en la **Tabla 5-1** se utilizó como punto de partida para iniciar las iteraciones del modelado en los procesos de inversión de la curva de elipticidad. Sin embargo, esas iteraciones no están necesariamente vinculadas (como límites fijos) al modelo, es decir, es libre y se aplica como una limitación para las iteraciones del ajuste. Se siguió el procedimiento indicado en García-Jerez *et al.* (2006) y Setiawan *et al.* (2018) para eliminar y obtener la mayor precisión en los resultados finales.

Una vez que este modelo de partida alcanza un modelo final considerado como válido en el procesamiento iterativo de inversión y convergiendo en un grupo de modelos con diferentes valores de ajuste (denominados como inadaptados o *misfit*) se procede al trazado de la distribución de velocidades, para cada curva de elipticidad (**Figura 5-7**).

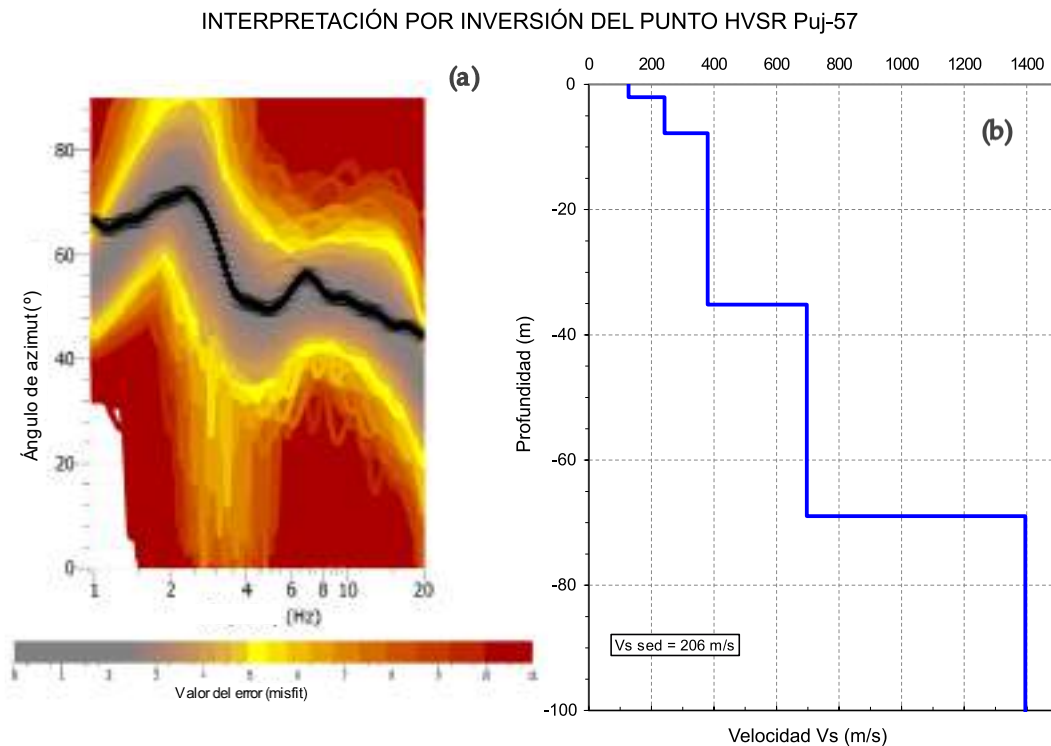


Figura 5-7 Ejemplo de inversión de la curva de elipticidad HVSR para el punto PUJ-57. (a) Resultados gráficos de inversión de la curva de elipticidad (en línea negra) de todas las curvas ajustadas y su valor de desajuste o *misfit* (mostrado en una escala de colores). (b) Distribución vertical de velocidades V_s de capas frente a la profundidad como solución obtenida del procedimiento de inversión. Se muestra el promedio de las velocidades de la onda de corte ($V_{s \text{ sed}}$) en los sedimentos poco compactos que están sobre la cangahua cementada (considerada como el basamento).

Un ejemplo de los diferentes resultados de ajuste del modelo inicial se muestra en la **Figura 5-7** para el punto PUJ-57, donde se pueden observar las curvas con diferente nivel de ajuste (escala de color del *misfit* de 0,5 a 11,0% en la **Figura 5-7a**). Los resultados de esa iteración deben alcanzar un modelo confiable geológicamente y acorde con la zona analizada hasta un

valor mínimo de desajuste, el cual queda representado como una distribución vertical de velocidades V_s frente a la profundidad (**Figura 5-7b**).

Los procesos de inversión se realizaron solo en los puntos HVSR medidos sobre la masa en movimiento y donde se procedió a analizar la superficie de ruptura. Los resultados de la inversión completa, para cada uno de los 37 puntos HVSR dentro de dicha área de deslizamiento, se muestran en la **Tabla 5-3**. En ella se lista el valor de V_s para cada uno de los cinco niveles geofísicos definidos y el valor medio $V_{s\ sed}$ obtenido según la Ecuación (5.2). También han sido calculados los valores en promedio asociado a cada nivel geofísico para la obtención de la $V_{s\ sed}$ media.

Como se observa, la capa N4 representa a la cangahua compactada o cementada, la cual presenta un valor superior a los 600 m/s (Nakamura, 1989). En la capa N5, el valor de la V_s es un valor casi constante (~ 1400 m/s) debido a que esa capa, como se ha comentado, se empleó para controlar la estabilidad de las modelizaciones. La velocidad $V_{s\ sed}$ promedio calculada desde todos los puntos considerados fue de 317 m/s, el cual es un valor cercano al obtenido anteriormente en la interpretación del modelo de la V_s media en el ensayo de tipo MASW que fue de 290 m/s (ver **Figura 5-5**).

5.4.5. Cálculo de espesores

La técnica MASW permitió definir la separación entre suelo superficial y cangahua alterada frente al sustrato compacto, presentado una velocidad $V_{s\ sed}$ de 290 m/s para todo el material sedimentario poco compacto en la zona de aplicación. Por otra parte, a partir de la inversión de las curvas de elipticidad se obtuvo un valor de $V_{s\ sed}$ de 317 m/s, lo que significa una diferencia con respecto a la anteriormente definida de 27 m/s. El contraste de impedancia promedio obtenido entre las capas en movimiento y la fija fue de 2,7, lo que implica un valor que permite definir o separar los materiales alterados y poco compactos del basamento cementado o compacto y establecer la superficie de ruptura en base a este valor.

La **Tabla 5-4** muestra el espesor de los sedimentos superficiales obtenido a partir de ambos valores de V_s utilizando la Ecuación (5.1), el cual oscila entre los 0,60 y 5,40 m. La diferencia media entre ambos procedimientos, empleando una u otra $V_{s\ sed}$ ha sido de $2,46 \pm 0,96$ m.

5.4.6. Valores de directividad (análisis del azimut)

En la **Figura 5-8** se muestran varios ejemplos seleccionados de los resultados del procesamiento de la directividad. Los gráficos representan una información similar a la de la curva de elipticidad, complementado con un análisis de distribución de la dirección a través de la cual llegó la vibración, representada de 0° a 180° .

El eje X representa los valores de frecuencia mientras que el eje Y corresponde con el azimut de la vibración. La amplificación o relación espectral H/V se representa como una escala de color.

Tabla 5-3 Valores de velocidad obtenidos en los procesos de inversión de las curvas de elipticidad partiendo del modelo inicialmente propuestos en la Tabla 5-1 (N# V_s es la velocidad de la onda de corte obtenida para cada nivel geofísico).

PUNTOS HVS	N1 V_s (m/s)	N2 V_s (m/s)	N3 V_s (m/s)	N4 V_s (m/s)	N5 V_s (m/s)	$V_{s\ sed}$ (m/s)
PUJ-4	119	289	400	718	1354	289
PUJ-5	134	339	458	710	1466	322
PUJ-6	103	249	450	474	1467	305
PUJ-7	110	292	502	740	1481	307
PUJ-8	113	289	372	683	1496	257
PUJ-9	107	254	473	770	1496	331
PUJ-10	112	295	395	732	1496	277
PUJ-11	109	273	415	697	1409	360
PUJ-12	115	281	477	747	1467	334
PUJ-20	109	284	577	793	1096	389
PUJ-21	114	270	387	747	1424	296
PUJ-22	110	289	369	725	1496	266
PUJ-23	115	307	612	726	1409	391
PUJ-25	124	316	612	754	1496	396
PUJ-26	117	301	487	793	1481	319
PUJ-27	117	239	383	676	1481	267
PUJ-30	117	281	477	817	1467	357
PUJ-31	133	304	419	676	1438	307
PUJ-32	109	281	424	711	1496	303
PUJ-33	107	286	554	711	1467	375
PUJ-34	113	275	533	770	1496	354
PUJ-36	105	264	308	576	1166	231
PUJ-47	124	295	473	643	1438	304
PUJ-49	117	289	317	697	1452	249
PUJ-50	100	273	522	683	1496	342
PUJ-51	120	307	560	785	1481	344
PUJ-52	115	284	492	725	1467	324
PUJ-53	127	275	354	565	1409	278
PUJ-54	113	292	527	817	1481	385
PUJ-55	114	275	380	612	1481	256
PUJ-57	133	267	383	588	1251	206
PUJ-58	149	333	450	754	1424	368
PUJ-59	124	313	380	690	1467	284
PUJ-60	135	304	468	793	1452	367
PUJ-5-4	112	286	324	631	1496	256
PUJ-6-4	114	292	543	718	1481	357
PUJ-7-2	122	320	492	697	1481	330
PROMEDIOS	117	288	453	707	1441	317

Tabla 5-4 Valores de la frecuencia (f_o) y el espesor de los materiales (en metros) según el análisis MASW (columna E-1) y para el valor promedio $V_{s\text{ seq}}$ de la inversión de la curva de elipticidad (columna E-2) en relación con la separación con el sustrato inmovilizado. Los puntos situados dentro del deslizamiento de tierra activo investigado están marcados en rojo.

PUNTOS HVSr	f_o (Hz)	E-1 (m)	E-2 (m)	PUNTOS HVSr	f_o (Hz)	E-1 (m)	E-2 (m)
PUJ-1	3.31	21.9	23.9	PUJ-35z	2.33	31.1	34.0
PUJ-2	4.08	17.8	19.4	PUJ-36	12.50	5.8	6.3
PUJ-3	3.94	18.4	20.1	PUJ-37	1.84	39.4	43.1
PUJ-4	5.51	13.2	14.4	PUJ-38	3.45	21.0	23.0
PUJ-5	4.75	15.3	16.7	PUJ-39	2.00	36.3	39.6
PUJ-6	2.43	29.8	32.6	PUJ-40	3.60	20.1	22.0
PUJ-7	2.15	33.7	36.9	PUJ-41	1.75	41.4	45.3
PUJ-8	4.08	17.8	19.4	PUJ-42	1.73	41.9	45.8
PUJ-9	2.60	27.9	30.5	PUJ-43	3.34	21.7	23.7
PUJ-10	2.58	28.1	30.7	PUJ-44	6.03	12.0	13.1
PUJ-11	2.91	24.9	27.2	PUJ-45	1.63	44.5	48.6
PUJ-12	2.25	32.2	35.2	PUJ-46	1.78	40.7	44.5
PUJ-13	2.34	31.0	33.9	PUJ-47	3.00	24.2	26.4
PUJ-14	4.26	17.0	18.6	PUJ-48	2.22	32.7	35.7
PUJ-15	7.06	10.3	11.2	PUJ-49	3.12	23.2	25.4
PUJ-16	1.51	48.0	52.5	PUJ-50	9.59	7.6	8.3
PUJ-17	1.73	41.9	45.8	PUJ-51	6.97	10.4	11.4
PUJ-18	1.59	45.6	49.8	PUJ-52	5.85	12.4	13.5
PUJ-19	6.76	10.7	11.7	PUJ-53	2.56	28.3	31.0
PUJ-20	2.90	25.0	27.3	PUJ-54	2.09	34.7	37.9
PUJ-21	3.84	18.9	20.6	PUJ-55	1.78	40.7	44.5
PUJ-22	4.84	15.0	16.4	PUJ-56	2.84	25.5	27.9
PUJ-23	3.98	18.2	19.9	PUJ-57	2.17	33.4	36.5
PUJ-24	2.15	33.7	36.9	PUJ-58	2.31	31.4	34.3
PUJ-25	4.08	17.8	19.4	PUJ-59	1.80	40.3	44.0
PUJ-26	2.33	31.1	34.0	PUJ-60	2.31	31.4	34.3
PUJ-27	3.57	20.3	22.2	PUJ-61	1.93	37.6	41.1
PUJ-28	4.01	18.1	19.8	PUJ-62	2.10	34.5	37.7
PUJ-29	2.00	36.3	39.6	PUJ-5-4	3.71	19.5	21.4
PUJ-30	2.41	30.1	32.9	PUJ-6-4	2.20	33.0	36.0
PUJ-31	3.24	22.4	24.5	PUJ-7-2	2.13	34.0	37.2
PUJ-32	2.17	27.3	36.5	PUJ-13-2	2.30	31.5	34.5
PUJ-33	2.18	33.3	36.4	PUJ-200	2.34	31.0	33.9
PUJ-34	5.40	13.4	14.7	PUJ-201	2.01	36.1	39.4
PUJ-35a	2.41	30.1	32.9	PUJ-202	1.22	59.4	65.0

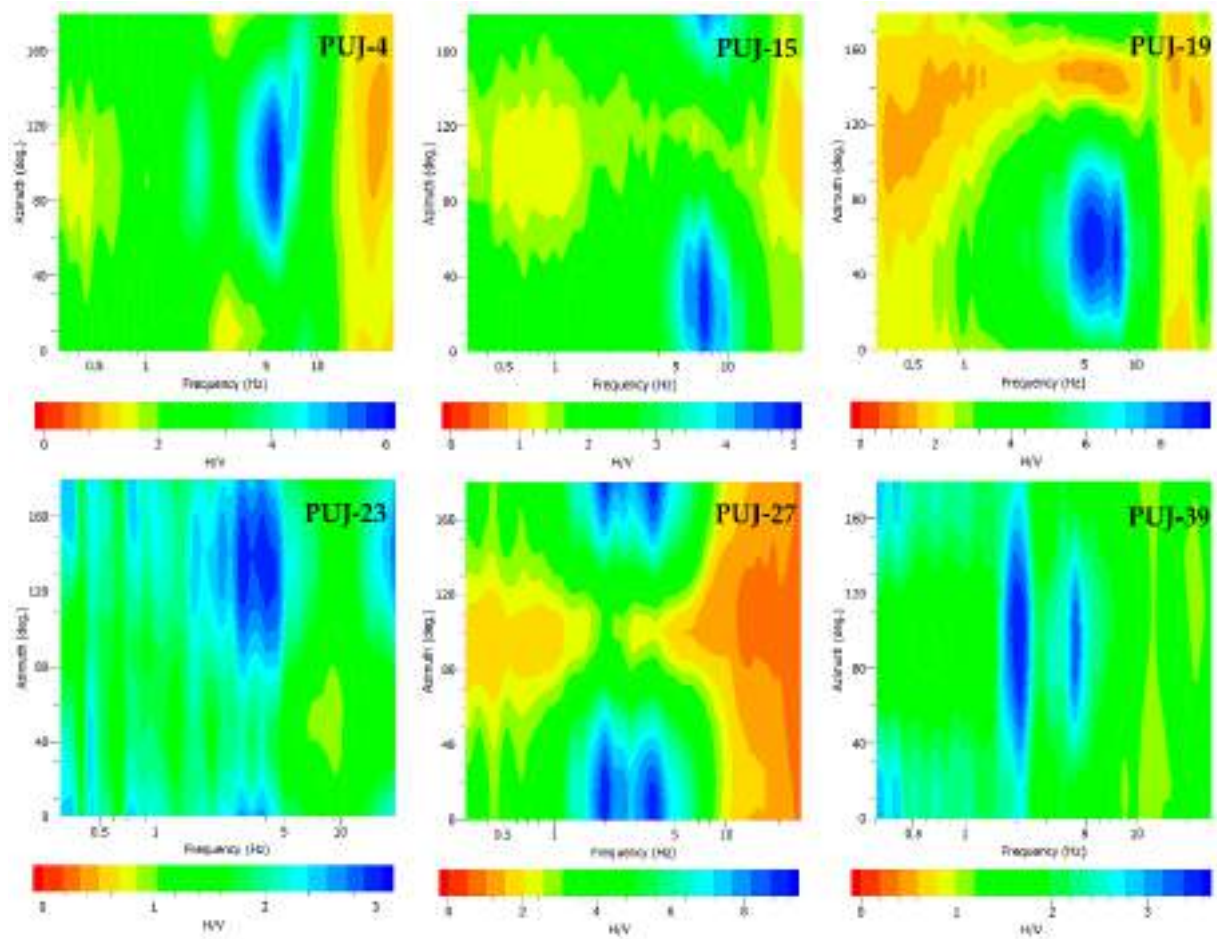


Figura 5-8 Representación gráfica del análisis direccional en puntos HVSR seleccionados. Ejemplo de: picos únicos claros (PUJ-4 y PUJ-15), picos amplios (PUJ-19 y PUJ-23) y picos múltiples (PUJ-27 y PUJ-39). Cada figura muestra los gráficos de contorno de la curva HVSR en función de la frecuencia (eje X) y el ángulo de rotación (eje Y) desde el norte magnético. La escala de colores representa la amplitud HVSR o el cociente espectral H/V (A_0).

Los resultados muestran uno o dos picos en la curva de elipticidad HVSR marcada por el valor de amplificación alto (intervalos de color en tonos azules en esta escala, considerando que no es la misma escala para cada gráfico). Se muestran dos ejemplos de cada caso: picos anchos para comparar con un pico dominante claro y aparición de picos dobles. El valor de directividad azimutal asignado a cada estación HVSR se calcula a partir del valor máximo en estos gráficos.

Se puede observar que los valores máximos en los gráficos de directividad están aislados (no alcanzan todo el espectro de dirección de 0° a 180°). Eso representa que el análisis de directividad está relacionado con un nivel superior y no directamente con el sustrato (Kakhki *et al.*, 2020).

En la **Tabla 5-5** se muestran los valores obtenidos para cada uno de los puntos de sondeo HVSR medidos en la zona con excepción de los ejecutados en la zona exterior al deslizamiento (PUJ 200 a 201). La dirección se calculó como el valor perpendicular al azimut, lo que corresponderá con la dirección general de las estructuras internas (Delgado *et al.*, 2000a; Delgado *et al.*, 2015; Delgado *et al.*, 2021).

Tabla 5-5 Valores de la direccionalidad de las medidas HVSR. Indicación de la dirección principal (columna Azimut) en grados, considerando el Norte como 0° y el valor de la dirección de las estructuras (columna Dirección) calculado ortogonalmente al azimut.

PUNTOS HVSR	AZIMUT (°)	DIRECCIÓN (°)	PUNTOS HVSR	AZIMUT (°)	DIRECCIÓN (°)
PUJ-1	313	223	PUJ-35z	333	243
PUJ-2	268	178	PUJ-36	338	248
PUJ-3	269	179	PUJ-37	292	202
PUJ-4	278	188	PUJ-38	341	251
PUJ-5	317	227	PUJ-39	277	187
PUJ-6	317	227	PUJ-40	272	182
PUJ-7	51	141	PUJ-41	14	104
PUJ-8	6	96	PUJ-42	264	174
PUJ-9	54	144	PUJ-43	343	253
PUJ-10	10	100	PUJ-44	26	116
PUJ-11	11	101	PUJ-45	76	166
PUJ-12	58	148	PUJ-46	53	143
PUJ-13	6	96	PUJ-47	2	92
PUJ-14	58	148	PUJ-48	99	189
PUJ-15	25	115	PUJ-49	119	209
PUJ-16	30	120	PUJ-50	79	169
PUJ-17	17	107	PUJ-51	20	110
PUJ-18	79	169	PUJ-52	289	199
PUJ-19	56	146	PUJ-53	12	102
PUJ-20	36	126	PUJ-54	50	140
PUJ-21	89	179	PUJ-55	56	146
PUJ-22	29	119	PUJ-56	37	127
PUJ-23	132	222	PUJ-57	18	108
PUJ-24	191	281	PUJ-58	73	163
PUJ-25	133	223	PUJ-59	297	207
PUJ-26	6	96	PUJ-60	87	177
PUJ-27	10	100	PUJ-61	18	108
PUJ-28	300	210	PUJ-62	9	99
PUJ-29	339	249	PUJ-200	3	93
PUJ-30	174	264	PUJ-201	2	92
PUJ-31	60	150	PUJ-202	9	99
PUJ-33	65	155	PUJ 5-4	314	224
PUJ-32	47	137	PUJ-6-4	6	96
PUJ-34	58	148	PUJ-7-2	79	169
PUJ-35a	293	203	PUJ-13-2	255	165

Los gráficos de directividad (**Figura 5-8**) solo consideran la mitad de la circunferencia porque los valores son simétricos (SESAME, 2004). Entonces, para representarlos, se calcula la dirección principal que se muestra en la **Tabla 5-5**. Además, se consideró el valor de la declinación general para el área. Cabe señalar que en el campo han sido observados procesos de ruptura (internos y/o externos) asociados al movimiento de deslizamiento (ver **Figura 5-9**).



Figura 5-9 Una vista del área inferior del deslizamiento donde se muestran estructuras de ruptura (grietas) dentro de la masa del cuerpo deslizante. Estas son ortogonales a la dirección del movimiento de deslizamiento de la masa (indicado el Norte magnético).

Así, en la **Figura 5-10** se muestran gráficamente los valores de la **Tabla 5-5** que fueron representados en un mapa como una flecha que apunta a la dirección azimutal obtenida (se consideró en la orientación el Norte geográfico). Para la representación, estos valores se han considerado apuntando hacia la dirección de movilización del deslizamiento. La **Figura 5-10** también incluye un análisis de distribución de diagrama de rosa de la frecuencia de los valores de azimut para los 70 levantamientos HVSr aplicados sobre el área de estudio, el cual indica una dirección promedio de 55° del movimiento del deslizamiento. Ese diagrama muestra dos direcciones principales: a 10° y 60° desde el Norte.

El análisis de directividad de los ensayos HVSr procesados en la zona de deslizamiento activa se relacionó con la estructura interna de los materiales, como fracturas y microfisuras (Bonamassa y Vidale, 1991; Del Gaudio *et al.*, 2008; Kakhki *et al.*, 2020), mostrando una relación con las grietas observadas en la superficie. En este caso, la cangahua es un material semi-compacto de comportamiento rígido. La directividad estaría relacionada con la dirección de deslizamiento de los materiales de la superficie. Los valores de ángulo obtenidos de los gráficos del procesamiento (**Figura 5-8**) están relacionados con sedimentos someros y no con material de basamento porque su área de influencia está alrededor del valor de f_0 y no se

extiende a lo largo de los 180° representados en los gráficos (lo que correspondería a la respuesta del basamento (Kakhki *et al.*, 2020). Así, esas direcciones (o azimuts correspondientes) marcan la fracturación interna de la superficie de deslizamiento y de los materiales, que, dependiendo del tipo de movimiento en el área, correspondería con la compartimentación de la masa deslizante.

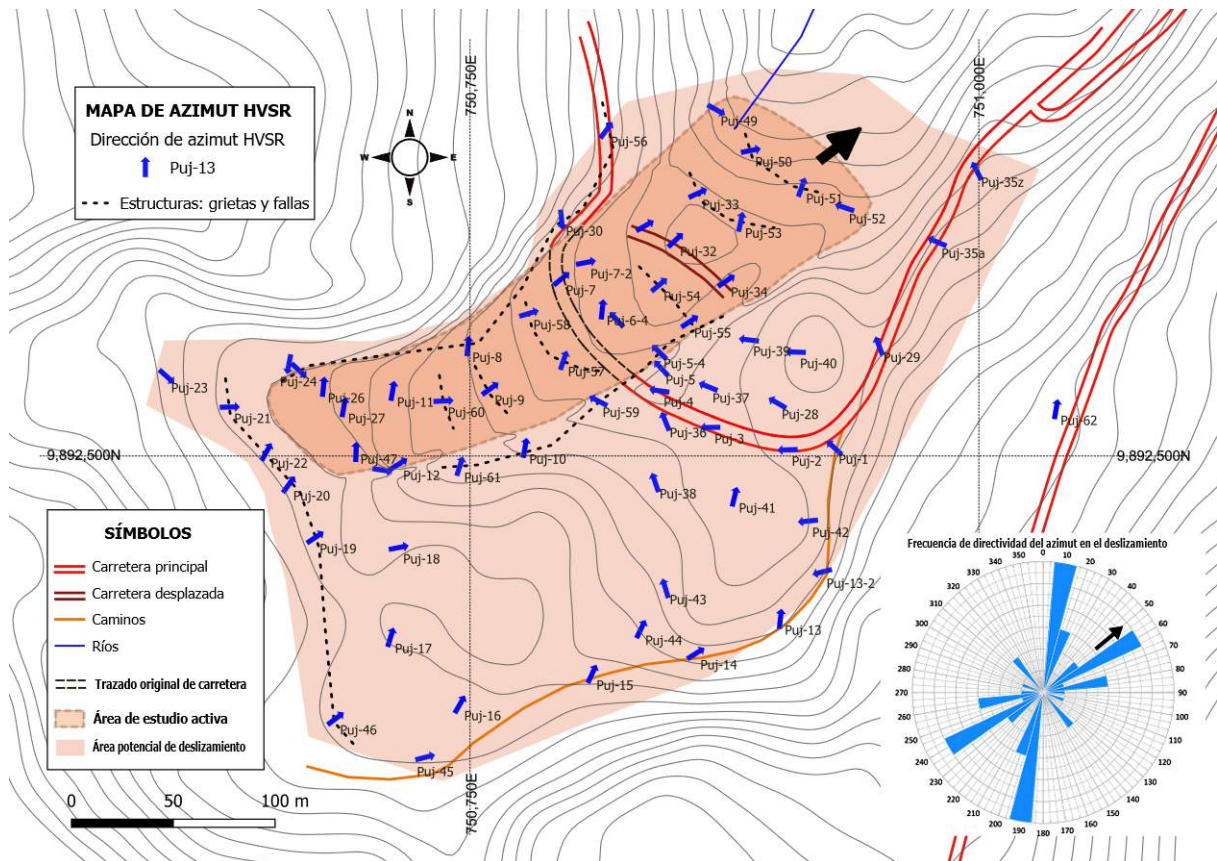


Figura 5-10 Representación en planta del azimut de los puntos medidos (las flechas azules muestran ese parámetro presentado en la Tabla 5-5, y la flecha negra muestra la dirección general del movimiento). El deslizamiento de tierra investigado está sombreado en oscuro, y un área propensa a deslizarse en claro. Las líneas negras de puntos muestran las principales áreas de fractura observadas en el campo. Se incluye un diagrama de rosa de la frecuencia de azimut para todas las áreas consideradas en el estudio (la flecha negra muestra la dirección principal del deslizamiento).

Los puntos HVSR medidos fuera del área principal de deslizamiento muestran direcciones hacia esta zona de deslizamiento (10°). Eso significa que el deslizamiento de tierra está aumentando hacia esa área (indicada con un color claro en la **Figura 5-10**). Estas estructuras se pueden observar en la superficie y se correlacionan con las que se muestran en la **Figura 5-10** (líneas de puntos negros). Fuera del área de deslizamiento investigada, ese valor marca las estructuras propensas en el proceso de deslizamiento, y la dirección representada (**Figura 5-10**) muestra el principal procesamiento de la masa deslizante en un curso.

La magnitud del movimiento se puede observar en la **Figura 5-10** y la **Figura 5-11**, donde dos líneas paralelas indican la posición real de la vía. Se produjo un desplazamiento de 60 m (en la dirección marcada por la flecha negra) durante el movimiento del deslizamiento de tierra. La influencia combinada de factores topográficos y geológicos en la directividad de respuesta en el sitio puede explicar la complejidad de las propiedades espectrales con picos ligeramente divergentes en diferentes frecuencias relacionadas con varios factores causales que actúan en direcciones similares (Del Gaudio y Wasowski, 2007).

El aspecto más notable de la amplificación del sitio en taludes propensos a deslizamientos es su variación azimutal. Eso significa que la respuesta del sitio se amplifica más significativamente en azimuts específicos que en otras orientaciones (Del Gaudio *et al.*, 2013). Por lo tanto, la evaluación de la respuesta sísmica del sitio (especialmente su dependencia azimutal) de taludes inestables y su relación con la geometría del talud y la estructura interna puede proporcionar un conocimiento más detallado sobre el comportamiento durante un terremoto, lo cual es esencial en la evaluación del peligro de deslizamientos (Farid, 2016).

5.4.7. Análisis de Índice de Vulnerabilidad (K_g)

La **Figura 5-11** representa la distribución del parámetro K_g en el área de estudio, construida a partir de los valores de la **Tabla 5-2**.

Como se observa, se han determinado tres áreas con los valores máximos que podrían presentar una condición inestable.

En esas zonas el valor de K_g supera los 30 y se correspondería con la actividad máxima real en la cabecera y lado Norte del deslizamiento. Existen valores de K_g entre 10 y 25 distribuidos desde la cabeza hasta el final del deslizamiento donde se encontrarían las zonas más inestables de este fenómeno. Una tercera zona, también por encima del valor de 30, se encontraría en una potencial zona propensa a deslizar, pero ya fuera del área de deslizamiento analizado. Estas zonas estarían relacionadas con una incipiente desestabilización de materiales o donde las cangahuas están presentando una fuerte alteración por meteorización. Por otra parte, los valores bajos de K_g están presentes en la parte central del deslizamiento, la cual se encuentra estable actualmente (ver **Tabla 5-2** y **Figura 5-11**).

Debido a la supuesta rigidez de los materiales deslizantes compuestos por cangahua compacta la mayoría de los valores de K_g obtenidos se encuentran por debajo del límite de 10, establecido en Nakamura (1989), excepto para las áreas indicadas.

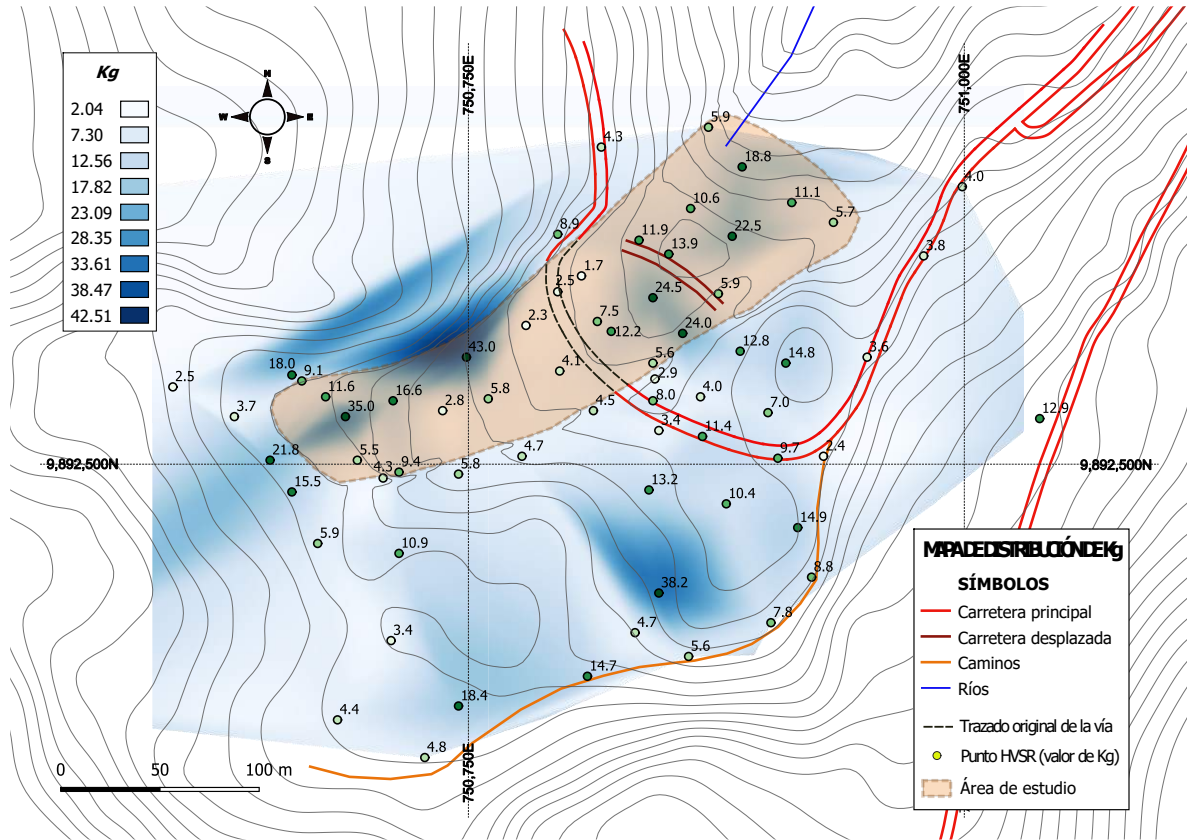


Figura 5-11 Mapa de distribución del valor del índice K_g en el área de estudio construido mediante interpolación TIN (*Triangular Irregular Network*). Representación categorizada del valor del índice en cada punto levantado (ver explicación en el texto). Las dos líneas rojas paralelas dentro del área del deslizamiento muestran la posición real de la carretera una vez que fue desplazada por el deslizamiento (traza original en discontinuo).

5.5. Discusión

Esta investigación propone la investigación de la superficie de ruptura en un deslizamiento activo, de tamaño mediano, mediante la aplicación de la técnica de sismica pasiva HVSR, complementada por el perfilado sísmico (MASW y refracción) el cual ha sido utilizado como referencia. Los materiales geológicos involucrados en el deslizamiento son del tipo cangahua, tanto alterada como rígida o compacta, por lo que son el mismo material geológico: el estático y el que está en movimiento. Se trata de una situación compleja para la definición de la superficie de ruptura debido a que muchas de sus propiedades son similares entre sí, a excepción de su grado de alteración (relacionado con la densidad). Sin embargo, ha podido ser establecido un contraste de impedancias sísmicas cercano a un valor de 3,0 entre los materiales deslizantes y los fijos. Esto proporciona una separación clara entre ellos que será aprovechada en la definición de la superficie de ruptura.

El modelo de distribución de velocidad V_s se determinó a partir de la investigación sísmica tipo MASW, lo que fue ajustado la información obtenida en la interpretación del ensayo sísmico de refracción. A partir de estos perfiles, se obtuvo un valor promedio de la velocidad V_s de 290 m/s para los materiales en movimiento (aquellos involucrados en el deslizamiento). Este resultado

ha sido empleado junto con los valores de f_0 obtenidos en cada punto HVSR para calcular el espesor de la capa sedimentaria superior que se encuentra sobre la compacta, a partir de la Ecuación (5.1). La definición de la profundidad de un basamento (en este caso, material compacto) desde el valor de la frecuencia fundamental f_0 está referenciada en trabajos de varios autores (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; Delgado *et al.*, 2015; Khan y Khan, 2016; Farid, 2016), y también en investigaciones en Ecuador (Alonso-Pandavenes *et al.*, 2022) y se puede considerar como una herramienta confiable para definir espesores de sedimentos en un modelo de dos capas. Esta computación también se puede aplicar a la definición de superficie de ruptura en deslizamientos de tierra como en: Delgado *et al.* (2015), Hussain *et al.* (2019a), Hussain *et al.* (2020), Delgado *et al.* (2021), y Alonso-Pandavenes *et al.* (2023 a).

A diferencia de estos estudios propuestos, la masa móvil y fija en esta área de estudio están constituidas por el mismo material estratigráfico. Por lo tanto, esta separación debe basarse en los cambios de impedancia observados, los cuales son debidos a los procesos de meteorización y alteración sobre la masa de cangahua cementada. De lo contrario, esta separación podría ser poco fiable (Delgado *et al.*, 2000 a; Delgado *et al.*, 2021).

El análisis de la superficie de ruptura a partir de los resultados obtenidos en la inversión de la curva de elipticidad de los datos HVSR se implementó considerando un modelo restringido de análisis de partida (Delgado *et al.*, 2000 b; Delgado *et al.*, 2021). Ese modelo inicial propuesto se basó en los datos obtenidos de la refracción sísmica y los resultados del estudio MASW donde se definieron el espesor y la distribución de la velocidad V_s . Las curvas de elipticidad fueron invertidas a partir de un modelo base de cinco capas hasta alcanzar el mejor ajuste entre la curva de campo (elipticidad) y la curva teórica (modelo de interpretación) aplicado solamente a los ensayos HVSR situados sobre la masa deslizante activa (SESAME, 2004).

Los resultados de esta inversión se estandarizaron en un modelo de tres capas: una capa de material superficial (que contiene las dos primeras capas de sedimentos blandos menos profundas, incluidos suelos superficiales), con un valor de V_s bajo; una capa intermedia relacionada con un material más compacto (materiales alterados tipo cangahua); y un basamento firme y compacto de cangahua (probablemente cementado). Se calculó el valor promedio de la velocidad ($V_{s\ sed}$) para el material superficial, presentando un resultado de 317 m/s, el cual se correspondería para los materiales blandos y alterados del deslizamiento que se encuentran movilizándose sobre la cangahua compacta. Ese valor difiere en 27 m/s del obtenido en el ensayo MASW ($V_{s\ sed}$ de 290 m/s). Introduciendo este nuevo valor promedio de $V_{s\ sed}$ en la Ecuación (5.1), se logró una nueva definición de la superficie de ruptura para cada punto HVSR estableciéndose su profundidad. Esto aportó una diferencia promedio de 2,46 m (rango de menos de 1,0 m a 7,0 m) con respecto a la profundidad de ruptura de la superficie obtenida mediante la velocidad $V_{s\ sed}$ procedente del ensayo MASW.

Estos resultados se utilizaron para analizar la morfología del área de deslizamiento y su superficie de ruptura. Para ello se definieron dos secciones de interpretación en el deslizamiento (ver **Figura 5-1** para su ubicación): una sección transversal (presentada en la **Figura 5-12**) y una sección longitudinal (en la **Figura 5-13**). En ambas secciones se dibujaron las tres superficies de ruptura obtenidas al aplicar los diferentes enfoques propuestos en esta

investigación. Los valores obtenidos del espesor del sedimento movilizado (resumidos en la **Tabla 5-4**) se colocaron bajo cada punto HVSR, obteniendo la posición y geometría de la superficie de ruptura (E-1 en línea discontinua azul y E-2 en línea discontinua roja, según los valores de la **Tabla 5-4**). Además, el análisis de tipo estratigráfico para la distribución de los materiales empleando los resultados de la inversión en los ensayos HVSR (considerando un modelo simplificado de tres capas y mostrado como columnas coloreadas en las secciones de interpretación) también ha permitido definir otra superficie de ruptura, representada en estas secciones con una línea negra continua.

La sección transversal que atraviesa el trazado vial en tres puntos muestra una geometría ancha en forma de U donde el máximo espesor de sedimento aparece cerca del flanco NW (**Figura 5-12**). Esta zona se trata de un área activa del deslizamiento y donde la ruptura del flanco es más evidente, presentándose un hundimiento de diez metros (ver la imagen del centro y la derecha en la **Figura 5-3b**). La sección longitudinal (**Figura 5-13**) muestra una forma que puede confirmar la idea inicial de que se trate de un tipo de deslizamiento traslacional de esta área, la misma geomorfología que se observa en el deslizamiento antiguo (ver **Figura 5-3a**; Burga, 2019).

Las superficies de ruptura obtenidas a partir del modelo de inversión de elipticidad HVSR, y su media asociada de $V_{s\ sed}$, son casi coincidentes, lo cual es más evidente en la sección longitudinal. Sin embargo, en la sección transversal parece presentar una diferencia mayor (ver **Figura 5-12** bajo los puntos HVSR: P-30, P-7-2 y P-6-4). Esta diferencia máxima fue de 7,0 m entre las superficies definidas por las velocidades V_s , partiendo del ensayo MASW, y las relacionadas con la inversión de la curva de elipticidad; siendo esta diferencia inferior a 3,0 m (exactamente 2,46 m) entre las superficies definidas a partir de las dos velocidades de onda de corte obtenidas.

Se debe considerar que la superficie obtenida a partir la inversión de la curva de elipticidad es una aproximación que podría considerarse de menor precisión que la obtenida de la aplicación de la Ecuación (5.1). Esto es debido a que los resultados, en ese caso, dependen de la precisión de los modelos invertidos y de la relación de impedancia entre materiales en movimiento y los fijos. Por otra parte, a partir de los dos cálculos de velocidad V_s basados en la Ecuación (5.1), aunque la diferencia muestre un valor de orden bajo, se puede considerar que la superficie obtenida a partir de un promedio V_s en puntos seleccionados dentro del deslizamiento sería más precisa que la calculada a partir de un valor general (obtenido, por ejemplo, del valor procedente de un perfil sísmico MASW único).

Empleando una correlación de todos los puntos HVSR ejecutados dentro del deslizamiento se podría realizar una definición tridimensional completa de la masa deslizante. Sin embargo, en este estudio, solo se pudieron usar datos topográficos genéricos, necesitándose un modelo digital de elevación del área completa (DEM) con mayor precisión.

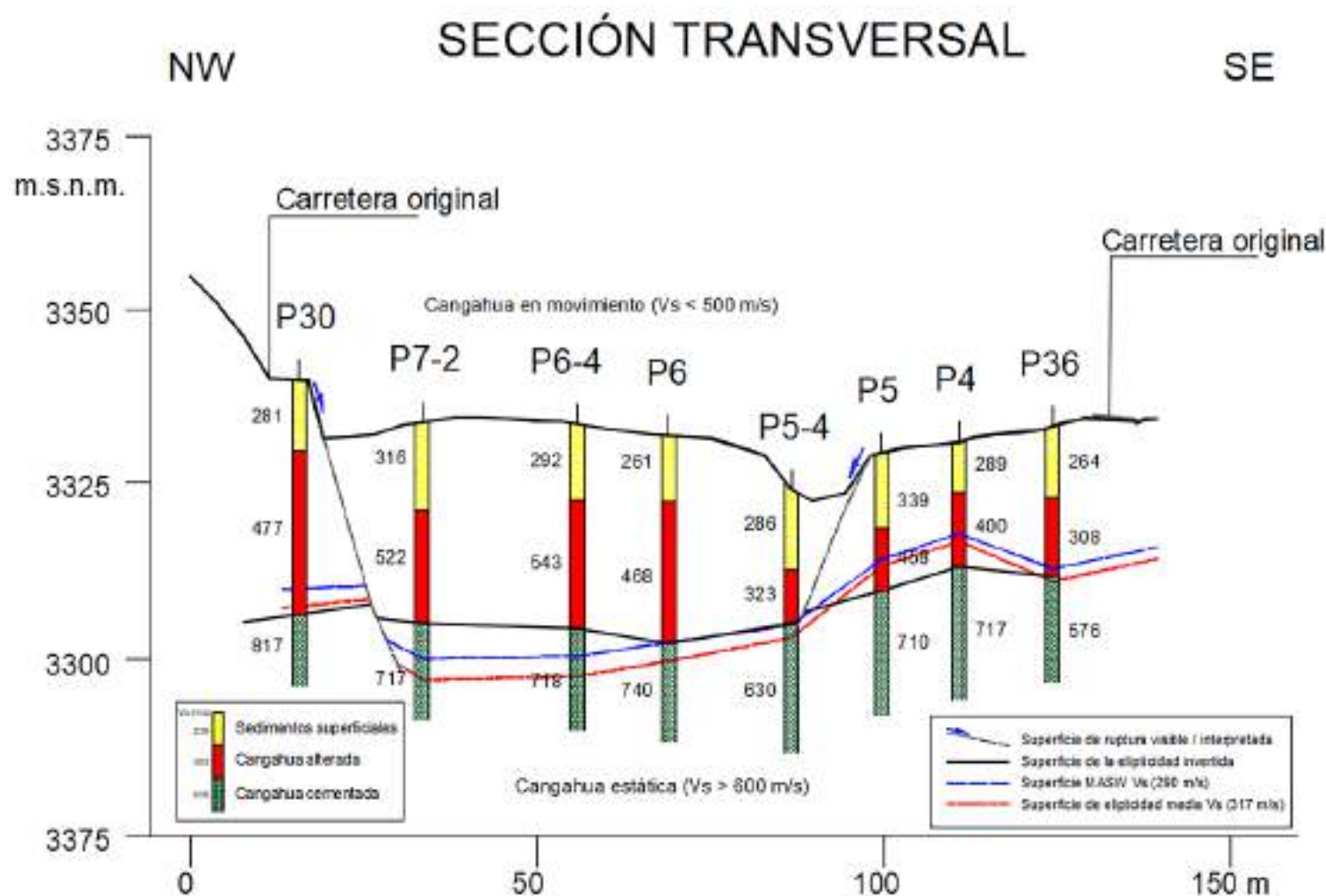


Figura 5-12 Sección transversal con indicación de las superficies de ruptura observadas (flancos) y calculadas. Las columnas de color representan la distribución de materiales obtenida en la inversión de la curva de elipticidad HVSr. Las tres superficies se presentan para su comparación: la obtenida en la inversión de elipticidad, en línea negra continua, la definida por el valor V_s del ensayo MASW (290 m/s) en azul y la del valor de elipticidad promedio $V_{s\text{ media}}$ (317 m/s) en color rojo. Las superficies de falla laterales observadas se muestran en líneas grises señalando la delimitación del área del deslizamiento, con una flecha indicando su movimiento.

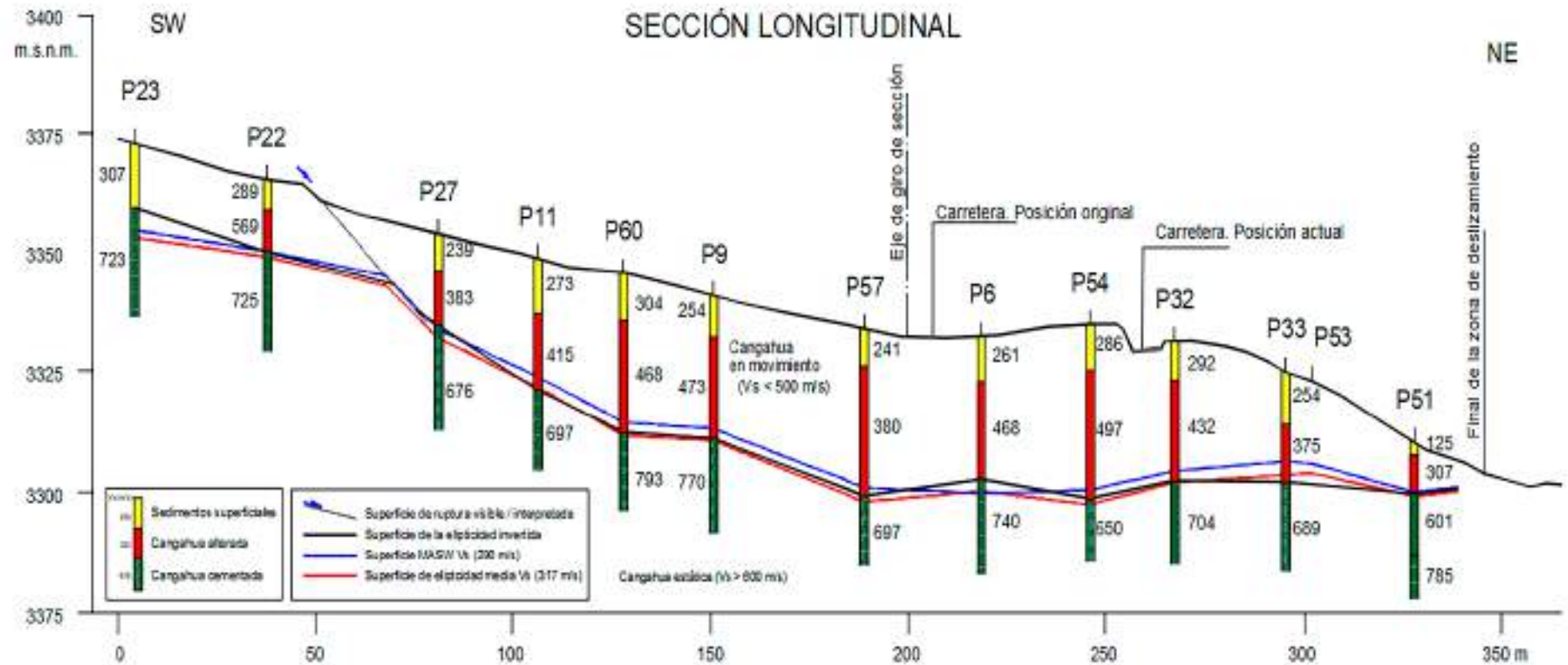


Figura 5-13 Sección longitudinal con indicación de las superficies de ruptura. Las columnas de color representan la distribución de materiales obtenidas de la inversión de la curva de elipticidad. Las tres superficies de ruptura se presentan para su comparación: la obtenida en la inversión de las curvas de elipticidad, en negro, la calculada desde el V_s obtenido en el ensayo MASW (290 m/s), en azul y la procedente del valor medio $V_{s\text{ sed}}$ (317 m/s) de la inversión de la elipticidad, en rojo. La superficie de falla observada en superficie se muestra como una línea gris discontinua, indicando la delimitación de la parte superior del área del deslizamiento (una flecha indica la dirección del movimiento).

La superficie de ruptura obtenida, los resultados de directividad y el valor del índice K_g (reflejados en las imágenes de la **Figura 5-10** a la **Figura 5-13**) permitieron identificar claramente el proceso de deslizamiento. El primer dato podría ser utilizado en el cálculo del volumen de masa deslizante involucrado en el deslizamiento, mientras que el índice K_g mostraría donde se ubica el mayor potencial o susceptibilidad de movimiento (ver **Figura 5-11**). Los análisis de directividad han permitido identificar estructuras internas y superficiales en el caso de este tipo de materiales rígidos (cementados o muy compactados, como son las tobas volcánicas y cangahuas). Eso se puede usar como patrón identificador de particiones internas o presencia de bloques en movimiento que pueden relacionarse con diferentes condiciones cinemáticas.

La metodología propuesta de ensayos HVSR puede ser utilizada como una referencia de investigación inicial o previa en la definición y programación de otras investigaciones como las directas (sondeos), de manera que se puedan establecer su profundidad o ubicar las mejores posiciones para instalar inclinómetros de monitoreo.

Al adquirir los datos HVSR, un problema habitual es la posibilidad de incluir el ruido ambiental antrópico en el registro (por ejemplo, la procedente de actividades industriales) lo que tendería a proporcionar una vibración direccional condicionada (caso de investigaciones en zonas urbanas). Este ruido antrópico se muestra generalmente mediante un pico nítido y de alto valor de cociente H/V en la curva de elipticidad. Esto puede dar lugar a una interpretación de valores de frecuencia falsos, los cuales pueden enmascarar la frecuencia fundamental principal o confundir en su definición. En el área de trabajo de este estudio no ha habido actividad antrópica u otra vibración ambiente más que la natural durante la recolección de datos.

6. Capítulo 6

Discusión de resultados

La garantía en la estabilidad de un talud o un deslizamiento es directamente proporcional al dinero invertido en su investigación e inversamente proporcional a la ineptitud del jefe del redactor del presupuesto.

Un pensamiento propio del autor

6.1. Discusión general

Las técnicas de investigación geofísica, consideradas como indirectas al no disponer de medidas de los parámetros intrínsecos de los materiales, si no valorados éstos desde los parámetros físicos medidos, permiten obtener información de un área amplia mediante aplicaciones relativamente sencillas. Partiendo desde este punto de vista, el empleo de un método o una técnica, por sí solo y aisladamente, ofrece la posibilidad de un análisis o valoración de un parámetro que, por asociación, puede proponer un modelo de distribución del mismo relacionado en el espacio y el tiempo. No obstante, esto puede ser insuficiente para obtener valores de los parámetros precisos o cuando no se disponga de información complementaria (Lachel y Bard, 1994; Larose *et al.*, 2015; La Rocca *et al.*, 2020).

Por otra parte, la investigación geofísica es una herramienta que, una vez tomados los datos de campo, las medidas quedan en manos del interpretador para su procesamiento. Los datos se deben registrar, medir u obtener de la forma más precisa y repetible que la técnica permita, pero el resultado final depende siempre de la experiencia y el conocimiento del interpretador.

En los años de experiencia ganada, este investigador ha podido comprobar como la superposición de técnicas en la misma zona y para el mismo objetivo (a ser mejor de diferentes métodos) reduce los errores de precisión en los modelos geofísicos finales obtenidos. Estos, pueden ser corroborados mediante ensayos directos (por ejemplo, sondeos o ensayos *in situ* o de laboratorio) que hayan sido realizados antes, durante o después de la aplicación de la investigación geofísica. No obstante, también es verdad que, en casos puntuales o concretos donde el contraste de los parámetros es suficientemente elevado y los modelos geológicos del

terreno sean sencillos, se ha podido constatar que la modelización puede llegar a alcanzar una alta precisión.

La investigación que abarca este trabajo de Tesis Doctoral ha sido enfocada a refrendar esta experiencia en el empleo de ensayos geofísicos como única fuente de datos para la el estudio y la interpretación de modelos de la superficie de ruptura en deslizamientos. En cada uno de los artículos que la componen ya han sido discutidos los resultados relacionados a los mismos, mientras que aquí se abordará una discusión general de la aplicabilidad (considerada como la capacidad de aplicar una técnica geofísica con resultados óptimos) de la técnica HVSR al estudio de los deslizamientos.

En este capítulo se analizan y discuten las limitaciones que las técnicas geofísicas y, en concreto la técnica HVSR, presentan en la ejecución de estudios aplicados a zonas de deslizamiento, siendo éstas aplicadas de forma única o conjunta con otros datos geofísicos, sobre todo. Por otra parte, es también conocido el rechazo que suele presentar una investigación geofísica cuando ésta no dispone de una correlación o parametrización con ensayos directos (como sondeos o perforaciones), bien porque no se disponga de dichos datos o porque sea aplicada en una fase inicial con información limitada o escasa.

También se aborda brevemente la problemática que suscitan los modelos geofísicos de interpretación y su correlación con modelos geológicos, siendo estos (las secciones o la definición de la geología a partir del modelo geofísico) el proceso de finalización de una investigación/interpretación geofísica.

6.2.Limitaciones de las técnicas geofísicas de sismica pasiva HVSR en la investigación de deslizamientos

Las técnicas de sismica pasiva HVSR se considera que han sido validadas en aplicaciones relacionadas con la investigación de la frecuencia fundamental del terreno en estudios de microzonificación, sobre todo, y desde el punto de vista de la definición de un sistema de dos capas en el que se presente una cobertera de sedimentos poco compactos depositados sobre un basamento rocoso o un material cementado (Nakamura, 1989; Del Gaudio *et al.*, 2013; Maghami *et al.*, 2021).

El empleo de esta técnica pasiva también ha sido considerado útil en el caso de la investigación de cuencas sedimentarias someras o profundas, en las que el modelo bicapa citado se encuentre claramente definido, partiendo de un cambio o contraste de impedancia importante entre los dos materiales que lo componen (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999; García-Jerez, 2010; Chang *et al.* 2015; Gosart y Lenart, 2010).

En el caso del estudio de zonas de deslizamiento, también se ha podido comprobar, a través de las publicaciones de diversos autores, que es posible la definición de estructuras de falla y superficies de ruptura bajo el criterio de un modelo de dos capas claramente definidas en relación con el contraste de valores de impedancia, pero con ciertas limitaciones y en el caso

de modelos sencillos o de baja complejidad (Farid, 2016; Hussain *et al.*, 2019 a; Ibragimov, 2010; Rahimi *et al.*, 2021; Alonso-Pandavenes *et al.*, 2023 a y b).

La aplicación de estos ensayos HVSR en los deslizamientos presenta algunas limitaciones que han sido analizadas a lo largo de esta Tesis doctoral, siendo los puntos más relevantes los siguientes:

1. La necesidad de que exista una superficie de ruptura que delimite las capas en movimiento (material deslizante) frente a las estáticas (material fijo o estático), la cual puede estar en relación con su composición (variación del tipo de material, la densidad o el grado de alteración) y/o su estructura.
2. La posibilidad de que las propiedades de los materiales deslizantes presenten variaciones netas en compacidad, lo cual estaría en relación con la velocidad sísmica de las ondas de cuerpo, sobre todo las compresionales o P y/o las de corte o S . Esto también estaría relacionado, en cierta medida, con cambios en la densidad.
3. La ausencia de un entorno “ruidoso” que genere vibraciones del terreno focalizadas y que puedan enmascarar o alterar la definición de los picos asociados a la frecuencia fundamental.
4. La posible existencia de información complementaria obtenida desde otras disciplinas o ensayos que sirva como contraste de los resultados geofísicos obtenidos.

Sobre el Punto 1, comentar que es importante que los materiales movilizados, al producirse el deslizamiento, presenten características en sus parámetros geotécnicos diferentes a los de la masa estática, de manera que los resultados obtenidos en la investigación geofísica (para la definición de la frecuencia f_0) puedan correlacionarse con esa la separación de la masa en movimiento y su superficie de ruptura. En esta Tesis, los casos analizados han sido de dos tipos; por una parte, la presencia de materiales sedimentarios recientes de tipo coluvión y los niveles más alterados de la roca frente a un material metamórfico compacto y estático, y donde la superficie de ruptura se encuentra en relación con esta interface sedimento-roca. Sin embargo, en el segundo caso presentado, los materiales alterados y meteorizados que se encuentran deslizando se contraponen a un estrato fijo compacto, y potencialmente cementado, pero de la misma naturaleza y composición, estando la superficie de ruptura localizada en la separación de ambas tipologías: materiales alterados/materiales sin alteración.

La aplicación de la metodología, apoyada o basada en el ensayo HVSR, estará limitada en su aplicación para aquellas situaciones donde la superficie de ruptura no pueda ser definida netamente entre los materiales deslizantes y estáticos, bien por la existencia de cambios graduales en la composición o por producirse dentro de un mismo material sin otros cambios geológicos importantes.

La técnica HVSR también podría estar limitada en su aplicación en estudios previos a la generación de una superficie de ruptura (por ejemplo, en deslizamientos incipientes o estadios iniciales), y, sobre todo, en lugares donde la misma no se pueda definir según parámetros geotécnicos claros (paleodeslizamientos o zonas de reptación).

En cuanto al Punto 2, ya ha sido indicada en los capítulos que anteceden la necesidad de la existencia de un contraste de impedancias superior a 2 entre los materiales que definen el modelo de dos capas para que las medidas del ensayo HVSR puedan ser concluyentes. En este sentido, variaciones de este orden en las velocidades sísmicas o de la densidad (o ambas a la vez), como componentes de la impedancia sísmica, pueden ser valores suficientes que permitan diferenciar un modelo de dos capas en un deslizamiento, estando también relacionado con el anterior comentario al Punto 1.

La medida que se aplica en el ensayo HVSR es la del ruido ambiental o vibración natural considerado éste que se genera o es procedente desde fuentes lejanas (naturales y/o artificiales) y donde el foco y la distancia son factores fundamentales. La medida contaminada, indicada con relación al Punto 3, desde un foco cercano y/o potente (el cual suele ser de origen antrópico) puede desviar los resultados de la interpretación de la medida de la señal, ofreciendo picos de frecuencia en valores no relacionados con la vibración natural del terreno. El paso de vehículos (sobre todo pesados) en una zona cercana, la misma circulación de vehículos en una sola dirección y el ruido cultural (de actividades humanas) e industrial producirán picos de gran amplitud en frecuencias relacionadas con esa vibración que pueden ser difíciles de filtrar o eliminar en la determinación el valor verdadero de la frecuencia f_0 asociada al lugar ensayado.

Por último, y en relación al Punto 4, el uso de la metodología propuesta para estudios iniciales o preliminares en deslizamientos sin referencias claras, bien desde datos aportados por la geología y estructura de los materiales (Punto 1) o bien por la presencia de un alto contraste de impedancias (Punto 2), implicará la necesidad de disponer de otras investigaciones complementarias (directas o indirectas). Si bien la información desde perforaciones o sondeos son las más precisas, se ha podido comprobar que el uso de técnicas geofísicas combinadas puede aportar modelos de partida o análisis geofísicos y geológicos que permitan el respaldo de los análisis realizados en los ensayos HVSR.

6.3.Limitaciones de los modelos geofísicos a partir de ensayos HVSR y su aplicación en la investigación de deslizamientos

La frecuencia fundamental f_0 es un parámetro robusto que está asociado a la distribución vertical de materiales sedimentarios o poco compactos depositados sobre un material compacto o cementado. La determinación de este parámetro, en el caso de cumplirse las condiciones necesarias de contraste de impedancia, permite definir los espesores de estos materiales con un cierto grado de precisión.

Aplicado esto a un deslizamiento, cuando éste se produzca en condiciones del entorno geológico favorables, se puede llegar a determinar la posición de la superficie de ruptura (ver

apartado anterior) considerando ésta según la separación de materiales alterados o modificados por la acción del deslizamiento frente a los estáticos.

Ahora bien, la inversión de la curva de elipticidad, con el fin de establecer una distribución de niveles geofísicos bajo un punto de estación HVSR (velocidades de la onda S y espesores) para un modelo multicapa del terreno, carece de la precisión que se puede obtener desde otras técnicas como las técnicas de sísmica MASW o ReMi. La medida de una estación única y aislada, con un dispositivo agrupado y considerado como puntual, no permite determinar con la suficiente precisión la función de Green (o función núcleo de un operador lineal integral que se aplica en la solución de ecuaciones diferenciales homogéneas con condiciones de contorno especificadas y empleada en los algoritmos de inversión de las curvas de elipticidad) como resultado de la multiplicidad de soluciones de que se dispone (Sánchez-Sesma, 2006).

El empleo de modelos de restricción que limiten el número de resultados que se pueden obtener en una inversión de la curva de dispersión (elipticidad) obtenida en un ensayo HVSR puede mejorar esta interpretación y conseguir modelos más ajustados a una realidad geofísica (que posteriormente deberá de ser geológica). No obstante, para la correcta aplicación de estos modelos de partida es necesario disponer de un conocimiento previo del terreno que permita no solo definir ese modelo inicial para aplicar en la inversión, si no también que permita valorar los modelos de salida en la interpretación.

En este sentido, el interpretador o procesador de los datos debe de manejar o tener un conocimiento suficiente en materia de geología y procesos geológicos que le permita valorar los modelos obtenidos y descartar aquellos que no respondan a la situación o ubicación investigada. Sin estas premisas, el modelo final obtenido puede ser matemáticamente correcto y ajustado, pero carecer de veracidad, precisión y capacidad de reflejar el proceso investigado.

En un deslizamiento, las condiciones en las que se encuentren los materiales involucrados en el mismo van a jugar un papel importante en la definición de un modelo geofísico simplificado (el que se puede obtener en una inversión matemática de una curva de campo), obteniéndose los mejores resultados en situaciones de distribución sencillas: materiales sedimentarios homogéneos o uniformes que se encuentren depositados sobre roca o bien materiales muy alterados sobre otros compactos y de bajo nivel de alteración.

7. Capítulo 7

CONCLUSIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURA

La capacidad de “acertar” en la interpretación mediante una investigación geofísica se ha basado casi siempre solo y exclusivamente en la experiencia: saber cómo engañar al cliente que no sabe lo suficiente de geofísica.

(pensamiento propio, producto de mi experiencia en geofísica
y demasiado real, por desgracia).

Las conclusiones a las que se ha llegado en esta Tesis se obtienen a partir de los resultados de las investigaciones realizadas y en relación a los objetivos planteados en el Capítulo 1, las cuales están basadas en los planteamientos teóricos y el desarrollo actual de la técnica aplicada (HVSr) que se indican en el Capítulo 2.

El contexto de la aplicación de la investigación doctoral presentada está focalizada a los fenómenos de remoción en masa o deslizamientos como eventos de desastre que afectan de forma catastrófica, a veces, a una parte importante del territorio ecuatoriano, en particular, pero que se puede extender a amplias áreas de cualquier otro territorio. En la caracterización y estudio de estos fenómenos naturales o socio-naturales es importante el establecimiento de una metodología sencilla y de rápida aplicación que permita una investigación previa (o avanzada, siendo complementaria) la cual permita disponer de información válida en la toma de decisiones, bien para su mitigación, reducción o eliminación de las posibles afectaciones.

La técnica pasiva del método sísmico HVSr está ampliamente reconocida en los estudios de microzonificación sísmica y en la definición del periodo fundamental del terreno, el cual es primordial en los análisis estructurales de la interacción suelo-estructura. Sin embargo, se presenta en esta Tesis un análisis de aplicación que, sin pretender ser completamente precisa en su definición de las características del terreno, permita la delineación de superficies de separación (interfaces) entre materiales compactos (basamento o material estático, de forma general) y materiales sueltos (suelos y/o materiales movilizados).

Esta aplicación se basa en los estudios precedentes de diferentes autores aplicados en zonas de cuencas sedimentarias amplias y en algunos deslizamientos, así como en la misma definición de la técnica, llegando a establecerse las superficies de ruptura en el caso de dos tipologías de deslizamiento, muy comunes dentro del territorio de Ecuador.

Complementariamente, otras características que se pueden obtener de los registros y medidas HVSR han sido aprovechadas en el establecimiento de zonas de potencial actividad y movilización de los materiales (a partir del índice de vulnerabilidad K_g) y en el estudio de la compartimentación interna y estructura de la masa deslizante (empleando los análisis de directividad de la señal de las ondas superficiales).

Por último, se ha comprobado que el empleo de otras técnicas geofísicas puede ser usado como un complemento y ajuste de los modelos geofísicos obtenidos, así como una referencia en la aplicación de la técnica HVSR.

Este capítulo se articula en la presentación de las conclusiones obtenidas en cada uno de los artículos que componen la Tesis (Capítulos 3 a 5), las cuales han permitido alcanzar los objetivos propuestos, incorporando unas conclusiones finales que aúnan las parciales de cada artículo individual.

7.1. Conclusiones del Capítulo 3

En el entorno de la Presa de San Marcos (Valle del Azuela, Cayambe, Ecuador) han sido ejecutados un total de 20 ensayos puntuales utilizando la técnica HVSR de manera que se pudo establecer la relación entre la frecuencia de vibración natural del suelo (f_0) y el espesor de los sedimentos (considerados estos como una sola capa de materiales no consolidados depositados sobre el basamento rocoso). Para ello, han sido empleados cuatro puntos de control o referencia que fueron correlacionados con los resultados obtenidos en perforaciones ejecutadas en el proceso de estudio previo a la construcción de la presa y que llegaron a cortar el basamento rocoso presente en la zona. Se ha seguido el modelo de ecuación propuesto por Budny (1984) y desarrollada por otros autores (Nakamura, 1989), de manera que se pudo establecer una relación o ley de potencia con dos parámetros cuyos valores fueron 58.746 para el término a (o de factor multiplicador de escala) y -0.247 para el término b (de potencia). El coeficiente de determinación logrado en el ajuste (R^2) ha sido de 0,98.

En la aplicación de esta relación a los datos obtenidos para el total de los puntos ensayados mediante la técnica HVSR, la formulación propuesta demostró ser capaz de definir la interfaz superior del basamento rocoso a lo largo de un perfil longitudinal trazado al pie del dique de la presa San Marcos. Los resultados fueron consistentes con la interpretación geológica original de la cuenca (GADPP, 2009), donde se establecía una supuesta profundidad esperada entre 95,5 a 110,0 metros, en su parte central, más profunda.

Los resultados obtenidos, aplicando la nueva relación, han sido comparados con las formulaciones disponibles en la literatura y obtenidas por otros autores con presencia de materiales diferentes y secuencias estratigráficas de cuenca sedimentaria. Como era de esperar,

los valores pronosticados por las ecuaciones de la mayoría de estos autores en la zona investigada, arrojaron resultados fuera de rango en todos los casos, obteniéndose espesores de sedimentos de más de 1000 y 2000 m y menores de 1 m para las zonas poco profundas. En el caso de los estudios realizados por Khan y Khan (2016) los resultados fueron más cercanos a los obtenidos con la nueva relación propuesta, pero solo para una estrecha franja de valores de frecuencia f_0 (entre 0.9 y 3.4 Hz), lo que indica una alta relación entre la formulación obtenida en una zona y su entorno geológico.

El trazado de una sección transversal completa y más precisa del basamento rocoso del valle del Azuela, aplicada a la zona investigada del pie de la presa, ha permitido también definir e identificar sus características estructurales, tanto la posición de fallas como los saltos de las mismas. Esta definición ha sido contrastada con los resultados de la zona investigada mediante sondeos (mejorando la definición existente) y extendida hacia la zona de mayor profundidad, donde la sección geológica original carecía de datos. Se ha podido concluir también que la inclinación de los taludes del basamento, a ambos lados de la falla principal relacionada con el fondo del valle, mantenía el ángulo observado en la zona superior emergida (márgenes y laderas sobre la coronación de la presa), presentando valores de $15,4^\circ$ para el margen occidental y siendo la pendiente era más pronunciada en el lado Este que en el occidental, de acuerdo con la geomorfología general del entorno. Esto corrobora la posición de la falla que genera la mayor profundidad en el centro del valle del río Azuela.

La realización de investigaciones geológicas y geotécnicas para la determinación de la posición del substrato rocoso, manteniendo esta metodología y aplicando tan solo mediciones de microtemblores (junto con el respaldo de las perforaciones), puede ser empleada en el conocimiento de más zonas del entorno investigado o, incluso, ser traspuesta a otras zonas cercanas donde las condiciones geológicas se repitan. En la zona investigada, y empleando la formulación obtenida, se pueden calcular los espesores del recubrimiento (sedimentos) con una precisión del orden de un 4,5% de error (valor establecido en el ajuste de la curva con relación a los sondeos y los puntos HVSR).

La metodología aplicada puede ser aplicada a espacios mayores con el consiguiente ahorro económico y puede ser utilizada en investigaciones posteriores y más profundas o incluso correlacionarse con parámetros geotécnicos y el análisis de respuesta de sitio (amplificación de los perfiles de terreno con fines de análisis de sismo resistencia), los cuales quedan fuera de los límites de alcance de este trabajo (Ferraro *et al.* 2015; Kanli *et al.* 2006; Kanli *et al.* 2008).

7.2. Conclusiones del Capítulo 4

En este caso ha sido analizado un deslizamiento de materiales de tipo coluvial que se encuentran depositados sobre un basamento compacto de tipo metamórfico. La zona presenta una superficie aproximada de 65000 m^2 ubicada en la zona de Guarumales (provincia de Azuay, Ecuador). Para su implementación han sido realizados conjuntamente ensayos geofísicos de tipo unidimensional (SEV y MASW) y bidimensional del método sísmico (refracción). Los ensayos empleados como puntos de control fueron los cinco SEV y donde se realizaron, en la misma posición, otras cinco medidas de estación única HVSR. Complementariamente, se

realizaron tres perfiles sísmicos (refracción y MASW) a diferentes elevaciones (cotas) en el área del deslizamiento. Estas técnicas complementarias se utilizaron para realizar y ajustar el modelo de análisis final (identificando un modelo geofísico de partida) a aplicar en el procesamiento de un total de 22 medidas de puntos HVSR.

En los puntos de control, empleados como referencia paramétrica, se definieron los espesores de los materiales en movimiento, considerados como aquellos que presentan valores bajos de resistividad y velocidad sísmica (los cuales presentan un contraste de valores importante con el basamento) frente a los del sustrato compacto (considerado como fijo). La relación empírica obtenida entre el espesor de estos sedimentos y su correlación con los valores de las frecuencias naturales del terreno f_0 (obtenido a partir de los ensayos HVSR ejecutados en los puntos de control) ha presentado un factor multiplicador, a , de 31.039 y un factor de potencia b de -0.351 (Ibs von Seth y Wohlenberg, 1999). Y se ha obtenido un error de ajuste R^2 de 0.932, el cual se considera un buen valor de correlación.

A partir de esta ecuación potencial definida se ha procedido al cálculo de los espesores de sedimentos, siendo representados en un mapa de isopacas a partir de los valores obtenidos bajo los diferentes puntos de las estaciones HVSR. Sobre el mapa conseguido se han trazado varias secciones del terreno (longitudinales, oblicuas y transversales, consideradas según la dirección del deslizamiento del material) para su análisis, evidenciando la superficie de contacto y ruptura del deslizamiento investigado. Los resultados han puesto de manifiesto también la existencia de una zona más profunda en forma de V de flancos escarpados, la cual podría estar relacionada con una posible estructura de falla que afecte al basamento metamórfico.

La superficie de ruptura del deslizamiento presenta una tipología asociada a un modelo traslacional o roto-traslacional, la cual ha sido evidenciada en relación con la separación entre materiales blandos (sedimentos superficiales) estratificados sobre el basamento (considerado como material fijo), típica de esta zona (Urgilez Vinueza, 2020).

Complementariamente, el análisis del valor del índice de vulnerabilidad, K_g , relacionado con la deformación por cizalla del suelo, muestra la existencia de dos áreas propensas o con susceptibilidad a continuar su movimiento. Estas áreas coinciden con el lugar donde se han tenido que realizar obras de emergencia para mantener la integridad de la vía afectada por el deslizamiento.

Se ha verificado el empleo de una metodología novedosa de combinación de ensayos tipo SEV y HVSR para la investigación de sedimentos superficiales que muestran un elevado contraste de impedancia (en este caso, superior a 2,2) para definir un material sedimentario en movimiento que recubre el basamento estático. Esta metodología es sencilla, fácil y rápida de aplicar e interpretar y presenta bajos costos económicos, pudiendo aplicarse en casi cualquier tipo de deslizamiento de características similares a las de esta zona de estudio. También sería trasladable a otras áreas cercanas donde el acceso de la maquinaria de perforación sea complicado y como herramienta previa y económica para estudios más elaborados o costosos, así como en toma de decisiones en el monitoreo e instrumentación debido a la rapidez de ejecución e interpretación de los ensayos involucrados.

7.3. Conclusiones del Capítulo 5

En un deslizamiento de tierra activo de 19000 m² de superficie situado en el entorno de la población de Cachi Alto (Pujilí, provincia de Cotopaxi, Ecuador) se realizó la investigación de un deslizamiento activo mediante la aplicación y medida de 70 puntos de estación única HVSR con el fin de definir su superficie de ruptura.

Como referencia complementaria se realizaron perfiles sísmicos activos (técnicas de refracción y MASW), los cuales definieron los modelos de distribución de velocidad de las ondas P y S , así como la forma geométrica de las capas identificadas. Ambos modelos, empleados conjuntamente, permitieron establecer un modelo inicial de cinco capas el cual será aplicado al procesamiento de inversión limitado de la curva de elipticidad.

El valor de V_{sed} para los materiales en movimiento fue de 290 m/s, obtenido a partir del ensayo MASW. Este valor es del mismo orden, y con una diferencia de tan solo 27 m/s, al conseguido a partir de los modelos de inversión de las curvas de elipticidad (317 m/s). El contraste de impedancias sísmicas promedio de los materiales fijos y en movilidad fue de 2,87, lo que confiere mayor precisión a la separación de sedimentos blandos y alterados del material compacto. Por lo tanto, ambos procedimientos de cálculo de la V_s pueden considerarse en el mismo rango de precisión.

Las tres superficies de ruptura definidas en la investigación difieren en la posición de definición de 1.0 a 7.0 m (para sus valores extremos), siendo su promedio de 2.46 m. Eso significa que los tres procedimientos aplicados presentan una definición de precisión bastante similar y que los tres son parecidos en su cálculo. De forma general, podría considerarse que la superficie de ruptura obtenida mediante la relación de Nakamura (1989) sería la más útil debido a las dificultades y análisis complementarios que entraña el realizar la inversión de las curvas de elipticidad (ya que podrían presentar un error más significativo) y la rapidez de interpretación y procesamiento de los datos.

Se ha podido constatar la utilidad del análisis de directividad de las medidas HVSR para este deslizamiento donde solo existe un material involucrado en el movimiento y de tipo endurecido, como la cangahua (sedimentos volcánicos rígidos a cementados), que conforman todo el terreno superficial. El valor de la dirección obtenida (ortogonal al ángulo azimutal del ensayo HVSR) ha permitido también identificar las discontinuidades de la estructura interna que se presentan dentro del material deslizante. Estas fracturas estarían relacionadas con las que pueden ser observadas en la superficie de la masa movilizadora y pueden definir bloques de materiales individualizados dentro de la masa total del deslizamiento.

El análisis del índice de vulnerabilidad K_g ha permitido delimitar áreas con potencial susceptibilidad o capacidad de movimiento en la zona investigada (valores del parámetro por encima del límite considerado de 10). Estas áreas están relacionadas con la parte superior, central y noroeste, donde el movimiento continúa con tasas lentas (entorno de los puntos PUJ-27, PUJ-8 y PUJ-54). Además, el área circundante de PUJ-43 también muestra un valor de K_g elevado, lo que indica una nueva área con propensión a deslizarse (estaría fuera de la zona

actualmente en movimiento) de la parte sureste donde se observaron algunas grietas incipientes atravesando la zona.

Ambas metodologías analizadas muestran una forma fácil, rápida y económica de estudiar un área de deslizamiento y definir una ruptura superficial preliminar en una fase inicial de estudio en comparación con la investigación configurada por sondeos y monitoreo. Se ha demostrado la utilidad como herramienta de exploración previa en la definición de una campaña de investigaciones (definición de la profundidad de ejecución de sondeos y la instalación de inclinómetros).

7.4. Conclusiones finales

La aplicación de la técnica pasiva de investigación sísmica HVSR respaldada por perforaciones o investigaciones y ensayos directos, como se comprobó en el Capítulo 3, es una herramienta importante en el caso de la definición de un substrato competente o el basamento rocoso.

El contraste de impedancia sísmica es un factor importante y cuando ésta supera el valor de 2 los resultados son excelentes, obteniéndose precisiones importantes. En este sentido, el ajuste de la relación entre el espesor de los materiales poco compactos (sedimentos y suelos superficiales) y la frecuencia fundamental de vibración del terreno (f_0) tiene una importancia fundamental. Incluso empleando un número de puntos limitado, pero que cubran una variedad amplia de espesores, el resultado obtenido es bueno.

Esta forma y metodología de aplicación permite no solo disponer de valores en un entorno cercano a la posición de los puntos de control empleados en la definición de la fórmula de ajuste, sino ser aplicado en un área de condiciones similares o potencialmente constantes u homogéneas. Por lo tanto, como metodología de investigación en el ámbito geológico puede ser extendida a la investigación geotécnica como apoyo de análisis del terreno.

El uso combinado de la técnica HVSR junto con otros ensayos y técnicas del método sísmico y eléctrico, como los SEV, permite diferenciar los materiales en movimiento (deslizantes) frente a los estáticos (inmóviles) en zonas de deslizamiento, como se ha constatado en el Capítulo 4.

En la metodología seguida en este capítulo se empleó como referencia, en el establecimiento de la correlación espesor – frecuencia, una técnica geofísica con una amplia trayectoria en la investigación geológico-geotécnica. Esta correlación permitió, en la misma forma que en el caso anterior, definir la superficie de rotura o deslizamiento y separar de forma eficiente el espesor de materiales implicados en el evento de amenaza.

La inversión de la curva de elipticidad, obtenida del procesamiento de los registros de ensayos HVSR aplicando un modelo de restricción inicial, ofrece resultados de distribución de la estratigrafía del terreno en función de la velocidad de la onda de corte (V_s) que puede complementar los datos geológicos y geotécnicos de una zona. Las conclusiones obtenidas en el Capítulo 5 confirman que estos modelos pueden incluso, substituir el procesamiento mediante la fórmula general de relación entre el espesor del terreno y la frecuencia fundamental definida por Nakamura donde se debe incluir el valor de la V_s para la zona de ensayo HVSR.

Los análisis de la directividad de los materiales superficiales permiten obtener condiciones y relaciones de la estructura interna de los materiales en movimiento, sobre todo cuando estos disponen de características cercanas a la rigidez (en este caso, aplicado sobre cangahua).

La inestabilidad del terreno puede ser evaluada mediante la valoración de la susceptibilidad que proporciona el Índice de Vulnerabilidad (K_g) el cual evidencia zonas con potencial a deslizar, como se ha comprobado en los capítulos 4 y 5.

La medida de datos y aplicación de la técnica HVSR, y de las complementarias empeladas en esta Tesis, es un proceso sencillo que no precisa más interacción con el terreno que la de la instalación del equipo. En este sentido, la operatividad de los equipos es elevada y solo precisa de un operador y el acceso a la zona de investigación.

El procesamiento de los datos y la obtención de los resultados es una tarea rápida, en comparación con otras técnicas, lo que hace de dicha exploración una herramienta económica y de solución breve.

7.5. Líneas de investigación a seguir

La técnica de sismica pasiva HVSR tiene por delante un desarrollo limitado en su empleo como técnica de estación simple o única ya que está condicionada por la adquisición de un solo conjunto de sensores y su cercanía entre sí (en un elemento compacto). Sin embargo, se puede considerar que se trata de una técnica que aporta muchas facilidades y capacidades de análisis y que puede llegar a tener diferentes posibilidades de aplicación.

A partir de los resultados y conclusiones obtenidos aquí se debería analizar la capacidad de la técnica, en combinación con otras como las empleadas en esta investigación o en solitario, de análisis estacionales y temporales (4D) y verificar la posible relación con los cambios en la susceptibilidad y velocidad del deslizamiento. Uno de los parámetros que puede variar en este tipo de investigación es tanto el valor de la amplificación (A_o) como su relación en el Índice de Vulnerabilidad (K_g). En este sentido, se inició un análisis de tipo temporal en un talud cercano a la ciudad de Quito (Ecuador), pero por circunstancias particulares (inicio y desarrollo de la pandemia del CoVid-19) tuvo que ser suspendido y el talud en ese tiempo deslizó antes de poder ampliar el número de medidas ya realizadas.

Otra de las posibles líneas de investigación a futuro sería, bien con carácter temporal o puntual, el análisis de las tensiones suscitadas dentro del terreno con la valoración de la interpretación de los modelos de inversión de las curvas de elipticidad y comparación con instrumentación (celdas de asentamiento o medidas de inclinómetro). Estos análisis se pueden implementar en presas de tierra (como la de la laguna de San Marcos o las que se están construyendo en el país para los relaves de minería).

Una tercera línea de investigación, con relación a los deslizamientos también, estaría en la valoración, sobre todo en terreno compactos (como deslizamientos traslacionales o de rotura traslacional), de los análisis de directividad y su relación con las estructuras internas del evento.

Esta línea está ya comenzada con el artículo del Capítulo 5, pero necesita ser ampliada y profundizarse en esa dirección.

En otros apartados de investigación geotécnica, una línea también comenzada y aplazada (por las mismas consideraciones antes expresadas) es la variación de los periodos fundamentales del terreno en entornos urbanos o urbanizados, que pueden estar en relación con la modificación de los perfiles tipo del terreno empleados en la normativa, en este caso la ecuatoriana NEC-SEDS (2015). Se han medido más de 150 estaciones HVSR en el entorno del parque de La Carolina, una zona del centro de Quito por donde el metro circulará en un próximo (o lejano) futuro. La idea de la investigación aplazada estaría en relación con las vibraciones que esta infraestructura puede generar en el entorno cercano, donde se encuentran las edificaciones más altas.

Por último, también se han comenzado actualmente, estudios y análisis y delimitación de cuencas sedimentarias (caldera volcánica de Rayocucho, al norte de Quito, Ecuador), donde se ha realizado una Tesis de grado (dirigida por el autor de esta Tesis en sus labores de profesor de la Universidad Central del Ecuador) y estudios de microzonificación y licuación del terreno (artículo pendiente de publicación y presentado previamente en el congreso de Geofísica y Geodesia de Toledo (2022), así como el análisis comparativo entre equipos diferentes.

En el transcurso de la ejecución de esta Tesis por compendio y la presentación de los artículos a las revistas científicas se han publicado algunos estudios de índole similar con aplicación de técnicas pasivas como la SPAC, similar a la HVSR, también a deslizamientos.

BIBLIOGRAFÍA DE LA TESIS

- Abate, G., Corsico, S., Grasso, S. y Massimino, M. R. (2022). An Early-Warning System to Validate the Soil Profile during TBM Tunnelling. *Geosciences*, 12(3), 113. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030113>
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.
- Albarello, D., Cakir, R. y Walsh, T. J. (2011a). Single station ambient vibration measurements in the Puget lowland and coastal area, Washington (Internal Report DNR-DGER). DNR.
- Albarello, D., Cakir, R. y Walsh, T. J. (2011b). Testing joint application of HVSR ambient vibration measurements and MASW seismic survey in the Puget Lowland and Coastal Area, Washington. *Seismological Research Letters*, 82(2), 300.
- Albarello, D. y Lunedei, E. (2010). Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: new insights from theoretical modeling. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(3), 519-534. <https://doi.org/10.1007/s10518-009-9110-0>
- Albert, D. G. y Decato, S. N. (2017). Acoustic and seismic ambient noise measurements in urban and rural areas. *Applied Acoustics*, 119, 135-143. <https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2016.12.015>
- Alonso-Pandavenes, O., Torres, G., Torrijo, F. J. y Garzón-Roca, J. (2022). Basement tectonic structure and sediment thickness of a valley defined using HVSR geophysical investigation, Azuela valley, Ecuador. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 81(5), 210. <https://doi.org/10.1007/s10064-022-02679-y>
- Alonso-Pandavenes, O., Torrijo, F. J., Garzón-Roca, J. y Gracia, A. (2023a). Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined, a Case Study in Guarumales (Ecuador). *Applied Sciences*, 13(2), 1023. <https://doi.org/10.3390/app13021023>
- Alonso-Pandavenes, O., Bernal, D., Torrijo, F. J. y Garzón-Roca, J. (2023b). A Comparative Analysis for Defining the Sliding Surface and Internal Structure in an Active Landslide Using the HVSR Passive Geophysical Technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador. *Land*, 12(5), 961. <https://doi.org/10.3390/land12050961>
- Alvarado, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur [Tesis doctoral]. L'Université de Grenoble.
- Analuisa, E. E. (2019). Estabilización de laderas en la zona del deslizamiento de Cachi, ubicado en la parroquia y cantón Pujilí, provincia de Cotopaxi [Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador]. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/18532>

Anderson, N., Croxton, N., Hoover, R., & Sirles, P. (2008). Geophysical Methods Commonly Employed for Geotechnical Site Characterization. Transportation Research Circular E-C130. <https://onlinepubs.trb.org/onlinepubs/circulars/ec130.pdf>

Asten, M. W. (2004). Comment on “Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee” by Paul Bodin, Kevin Smith, Steve Horton and Howard Hwang. Engineering Geology, 72(3-4), 343-349. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2003.09.001>

Bačić, M., Librić, L., Kačunić, D. J., & Kovačević, M. S. (2020). The Usefulness of Seismic Surveys for Geotechnical Engineering in Karst: Some Practical Examples. Geosciences, 10(10), 406. <https://doi.org/10.3390/geosciences10100406>

Bard, P.-Y. (1998). Microtremor measurement: A tool for site effect estimation? En The Effect of Surface Geology on Seismic Motion (Irikura, K. (Ed.), Vol. 1, pp. 1251-1279). CRC Press.

Bard, P.-Y. (2008). Foreword: The H/V technique: capabilities and limitations based on the results of the SESAME project. Bulletin of Earthquake Engineering, 6(1), 1-2. <https://doi.org/10.1007/s10518-008-9059-4>

Bard, P.-Y. y SESAME Team. (2004). The SESAME Project: An overview and main results. Paper No. 2207, Paper No. 2207.

Benjumea, B., Macau, A., Gabàs, A., Bellmunt, F., Figueras, S. y Cirés, J. (2011). Integrated geophysical profiles and H/V microtremor measurements for subsoil characterization. Near Surface Geophysics, 9(5), 413-425. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2011021>

Bernal, C. D. (2021). Caracterización mediante métodos de sismica pasiva (HVSr) de un deslizamiento activo de mediana magnitud ubicado al Este del sector de Cachi Alto, cantón Pujilí, provincia de Cotopaxi [Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador]. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/25532>

Bing Maps. (2022). Amaluza [Mapa]. <https://www.bing.com/maps>

Birgören, G., Özel, O. y Siyahi, B. (2009). Bedrock Depth Mapping of the Coast South of İstanbul: Comparison of Analytical and Experimental Analyses. Turkish Journal of Earth Sciences, 18(2), 315-329. <https://doi.org/10.3906/yer-0712-3>

Bogoslovsky, V. A. y Ogilvy, A. A. (1977). Geophysical Methods for The Investigation of Landslides. Geophysics, 42(3), 562-571. <https://doi.org/10.1190/1.1440727>

Bonamassa, O. y Vidale, J. E. (1991). Directional site resonances observed from aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 1945-1957.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J. y 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. y Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), 205-227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.07.004>

Bonnefoy-Claudet, S., Kohler, A., Cornou, C., Wathelet, M. y Bard, P.-Y. (2008). Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 288-300. <https://doi.org/10.1785/0120070063>

Boore, D. M. (2004). Estimating $V_{s(30)}$ (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depths < 30 m). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 591-597. <https://doi.org/10.1785/0120030105>

Bottelin, P., Baillet, L., Carrier, A., Larose, E., Jongmans, D., Brenguier, O. y Cadet, H. (2021). Toward Workable and Cost-Efficient Monitoring of Unstable Rock Compartments with Ambient Noise. *Geosciences*, 11(6), 242. <https://doi.org/10.3390/geosciences11060242>

Bouchelouh, A., Bensalem, R., Zaourar, N., Machane, D., Moulouel, H. y Oubaiche, E. H. (2018). The Miocene Roof Mapping Using Microtremor Recording and Electrical Survey Method in Blida City, Algeria. *Pure and Applied Geophysics*, 175(1), 287-301. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1684-x>

Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P. y Martin, C. (1998). On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17(7-8), 465-474. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(98\)00014-1](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(98)00014-1)

Bristow, C. R., Guevara, S. y Almeida, C. (1980). Hoja Geológica de Azogues No 73 [Unidad de Geología]. IIGE Instituto de Investigación Geológico y Energético, Ed. <https://www.geoenergia.gob.ec/mapas-tematicos-1-100-000/>

Budi, A. P., Ginting, R. A., Sunardi, B. y Sukanta, I. N. (2021). Combination of Passive Seismic (HVSr) and Active Seismic (MASW) Methods to Obtain Shear Wave Velocity Model of Subsurface in Majalengka. *Journal of Physics: Conference Series*, 1805(1), 012002. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1805/1/012002>

Budny, M. (1984). Seismische Bestimmung der Bodendynamischen Kennwerte von oberflächennahen Schichten in Erdbebengebieten der niederheinischen Bucht und ihre ingenieurseismologische Anwendung [Tesis doctoral]. Geol. Inst. University of Cologne.

Burga, S. (2019). Caracterización litológica – estructural y evaluación de los deslizamientos en la zona de Cachi, Pujilí, provincia de Cotopaxi [Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador]. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/19426>

- Burjáněk, J., Gassner-Stamm, G., Poggi, V., Moore, J. R. y Fäh, D. (2010). Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophysical Journal International*, 180(2), 820-828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x>
- Cantos Figuerola, J. (1987). *Tratado de Geofísica Aplicada* (3a). IGME.
- Capizzi, P. y Martorana, R. (2014). Integration of constrained electrical and seismic tomographies to study the landslide affecting the cathedral of Agrigento. *Journal of Geophysics and Engineering*, 11(4). <https://doi.org/10.1088/1742-2132/11/4/045009>
- Castellaro, S. (2016). The complementarity of H/V and dispersion curves. *GEOPHYSICS*, 81(6), T323-T338. <https://doi.org/10.1190/geo2015-0399.1>
- Castellaro, S. y Mulargia, F. (2009a). The Effect of Velocity Inversions on H/V. *Pure and Applied Geophysics*, 166(4), 567-592. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0474-5>
- Castellaro, S. y Mulargia, F. (2009b). Vs30 Estimates Using Constrained H/V Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A), 761-773. <https://doi.org/10.1785/0120080179>
- Cercato, M. (2018). Sensitivity of Rayleigh wave ellipticity and implications for surface wave inversion. *Geophysical Journal International*, 213(1), 489-510. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx558>
- Chang, Y.-W., Van Bang, P. y Loh, C.-H. (2015). Identification of Basin Topography Characteristic Using Multivariate Singular Spectrum Analysis: Case Study of the Taipei Basin. *Engineering Geology*, 197, 240-252. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.08.027>
- Cheng, T., Cox, B. R., Vantassel, J. P. y Manuel, L. (2020). A statistical approach to account for azimuthal variability in single-station HVSR measurements. *Geophysical Journal International*, 223(2), 1040-1053. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa342>
- Clavero, D., Rosa-Cintas, S., López-Casado, C., Delgado, J. y Galiana-Merino, J. J. (2014). Shear wave velocity estimation in the metropolitan area of Málaga (S Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 109, 175-185. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.07.025>
- Clement, W. P. (2021). Geophysical Site Characterization. En D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (Second Edition) (Second Edition, pp. 805-814). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11993-1>
- Colombero, C., Comina, C., De Toma, E., Franco, D. y Godio, A. (2019). Ice Thickness Estimation from Geophysical Investigations on the Terminal Lobes of Belvedere Glacier (NW Italian Alps). *Remote Sensing*, 11(7), 805. <https://doi.org/10.3390/rs11070805>
- Cruden, D. M. y Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. En *Landslides: Investigation and Mitigation* (Turner, A.K. and Shuster, R.L., Eds., Vol. 247, pp. 36-75). Turner, A.K. and Shuster, R.L., Eds.

- Del Gaudio, V., Muscillo, S. y Wasowski, J. (2014). What we can learn about slope response to earthquakes from ambient noise analysis: An overview. *Engineering Geology*, 182, 182-200. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.05.010>
- Del Gaudio, V. y Wasowski, J. (2007). Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophysical Research Letters*, 34(12), L12301. <https://doi.org/10.1029/2007GL029842>
- Del Gaudio, V., Wasowski, J. y Muscillo, S. (2013). New developments in ambient noise analysis to characterise the seismic response of landslide-prone slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(8), 2075-2087. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2075-2013>
- Delgado, J., Garrido, J., Lenti, L., Lopez-Casado, C., Martino, S. y Sierra, F. J. (2015). Unconventional pseudostatic stability analysis of the Diezma landslide (Granada, Spain) based on a high-resolution engineering-geological model. *Engineering Geology*, 184, 81-95. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.11.002>
- Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A. y Molina, S. (2000a). Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Applications and Limitations: Pure and Applied Geophysics, 157(9), 1445-1462. <https://doi.org/10.1007/PL00001128>
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A. y Molina, S. (2000b). Mapping soft soils in the Segura River valley (SE Spain): A case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19-32. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(00\)00016-1](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00016-1)
- Delgado, J., Galiana-Merino, J. J., García-Tortosa, F. J., Garrido, J., Lenti, L., Martino, S., Peláez, J. A., Rodríguez-Peces, M. J., de Galdeano, C. S. y Soler-Llorens, J. L. (2021). Ambient Noise Measurements to Constrain the Geological Structure of the Güevéjar Landslide (S Spain). *Applied Sciences*, 11(4), 1454. <https://doi.org/10.3390/app11041454>
- D'Ercole, R. y Trujillo, M. (2003). Amenazas, vulnerabilidad, capacidades y riesgos en el Ecuador. Los desastres, un reto para el desarrollo. (COOPI, IRD y Oxfam).
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. e Ibsen, L. (1996). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons Ltd.
- Egüez, A. y Aspden, J. (1993). The Meso-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. *Memory, Ext. Abstract* 78-181.
- Fäh, D., Kind, F. y Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145(2), 535-549. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01406.x>

Farid, M. (2016). Microseismic Wave Measurements to Detect Landslides in Bengkulu Shore with Attenuation Coefficient and Shear Strain Indicator. *KnE Engineering*, 1. <https://doi.org/10.18502/keg.v1i1.477>

Fell, R., Hungr, O., Leroueil, S. y Riemer, W. (2000). Geotechnical engineering of the stability of natural slopes and cuts and fills in soil. *Proc. GeoEng*, 2000, 1, 21-120.

Ferraro, A., Grasso, S., Massimino, M. R. y Maugeri, M. (2015). Influence of geotechnical parameters and numerical modelling on local seismic response analysis. En *Geotechnical Engineering for Infrastructure and Development* (pp. 2183-2188). <https://doi.org/10.1680/ecsmge.60678.vol4.332>

Field, E. y Jacob, K. (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 20(24), 2925-2928. <https://doi.org/10.1029/93GL03054>

Field, E. y Jacob, K. (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4), 1127-1143.

GAD Provincia de Pichincha. GADPP (2009). Estudios de geología y geotecnia dentro del Proyecto de Riego Cayambe Tabacundo y agua potable Pesillo-Imbabura, cantón Cayambe, provincia de Pichincha (p. 250) [Informe Definitivo]. GAD Provincia de Pichincha.

Gallipoli, M., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli, M., Perrone, A., Piscitelli, S. y Sdao, F. (2000). Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4(2), 117-128.

Garcia-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M. y Pérez-Ruiz, J. A. (2006). Characterization of the Sedimentary Cover of the Zafarraya Basin, Southern Spain, by Means of Ambient Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 957-967. <https://doi.org/10.1785/0120050061>

Garcia-Jerez, A. (2010). Desarrollo y Evaluación de Métodos avanzados de exploración sísmica pasiva. Aplicación a estructuras geológicas locales del Sur de España [Tesis doctoral]. Universidad de Almería.

García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F. J., Luzón, F. y Perton, M. (2016). A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. *Computers & Geosciences*, 97, 67-78. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.016>

Garré, S., Blanchy, G., Caterina, D., De Smedt, P., Romero-Ruiz, A. y Simon, N. (2022). Geophysical methods for soil applications. En *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (p. B978012822974300152X). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822974-3.00152-X>

Giocoli, A., Stabile, T. A., Adurno, I., Perrone, A., Gallipoli, M. R., Gueguen, E., Norelli, E. y Piscitelli, S. (2015). Geological and geophysical characterization of the southeastern side of the High Agri Valley (southern Apennines, Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(2), 315-323. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-315-2015>

González, J. y Schmitz, M. (2008). Caracterización dinámica de perfiles geotécnicos de Cariaco (estado Sucre, Venezuela), partiendo de datos de refracción sísmica. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*, 23, 83-93. http://ve.scielo.org/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0798-40652008000200008&nrm=iso

Google Earth. (2022). Amaluza [Mapa]. <https://www.google.com/intl/es/earth/>

Gosar, A. (2017). Study on the applicability of the microtremor HVSR method to support seismic microzonation in the town of Idrija (W Slovenia). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(6), 925-937. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-925-2017>

Gosar, A. y Lenart, A. (2010). Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(3), 501-518. <https://doi.org/10.1007/s10518-009-9115-8>

Guéguen, P., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Yepes, H. y Egred, J. (1998). Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 March 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17(5), 329-334. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(98\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(98)00019-0)

Guillier, B., Chatelain, J.-L., Bonnefoy-Claudet, S. y Haghshenas, E. (2007). Use of Ambient Noise: From Spectral Amplitude Variability to H/V Stability. *Journal of Earthquake Engineering*, 11(6), 925-942. <https://doi.org/10.1080/13632460701457249>

Gupta, H. K. (Ed.). (2021). *Encyclopedia of solid earth geophysics. Volume 2: M-Z (Second edition)*. Springer.

Hack, R. (2000). Geophysics for slope stability. *Surveys in Geophysics*, 21(4), 423-448. <https://doi.org/10.1023/A:1006797126800>

Haghshenas, E., Bard, P.-Y., Theodulidis, N. y SESAME WP04 Team. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75-108. <https://doi.org/10.1007/s10518-007-9058-x>

Hellel, M., Oubaiche, E. H., Chatelain, J.-L., Bensalem, R., Amarni, N., Boukhrouf, M. y Wathelet, M. (2019). Efficiency of ambient vibration HVSR investigations in soil engineering studies: Backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container terminal. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78(7), 4989-5000. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>

Hinzen, K.-G., Weber, B. y Scherbaum, F. (2004). On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine

Embayment, Germany. *Journal of Earthquake Engineering*, 8(6), 909-926.
<https://doi.org/10.1080/13632460409350514>

Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., Giulio, G. D., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P.-Y., Savvaidis, A., Hailemichael, S., Le, B. N., Ohrnberger, M. y Theodoulidis, N. (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: Sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysical Journal International*, 192(1), 207-229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs005>

Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>

Hussain, Y., Martinez-Carvajal, H., Cárdenas-Soto, M. y Uagoda, R. E. S. (2018a). Analysis of Surface Waves recorded at a mass movement in Brasília, Brazil: An implication in hazard mitigation. *Geosciences = Geociências*, 37(2), 385-391.
<https://doi.org/10.5016/geociencias.v37i2.12539>

Hussain, Y., Martinez-Carvajal, H., Cárdenas-Soto, M., Uagoda, R., Martino, S. y Hussain, M. B. (2018b). Resposta em Microtremor de um Movimento de Massa no Distrito Federal, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 40(3), 212-221.
https://doi.org/10.11137/2017_3_212_221

Hussain, Y., Cardenas-Soto, M., Martino, S., Moreira, C., Borges, W., Hamza, O., Prado, R., Uagoda, R., Rodríguez-Rebolledo, J., Silva, R. y Martinez-Carvajal, H. (2019a). Multiple Geophysical Techniques for Investigation and Monitoring of Sobradinho Landslide, Brazil. *Sustainability*, 11(23), 6672. <https://doi.org/10.3390/su11236672>

Hussain, Y., Martinez-Carvajal, H., Condori, C., Uagoda, R., Cárdenas-Soto, M., Cavalcante, A. L. B., Da Cunha, L. S. y Martino, S. (2019b). Ambient Seismic Noise: A Continuous Source for the Dynamic Monitoring of Landslides. *Terrae Didactica*, 15.
<https://doi.org/10.20396/td.v15i1.8652455>

Hussain, Y., Cardenas-Soto, M., Moreira, C., Rodriguez-Rebolledo, J., Hamza, O., Prado, R., Martinez-Carvajal, H. y Dou, J. (2020). Variation in Rayleigh wave ellipticity as a possible indicator of earthflow mobility: A case study of Sobradinho landslide compared with pile load testing. *Earth Sciences Research Journal*, 24(2), 141-151.
<https://doi.org/10.15446/esrj.v24n2.81974>

Hussain, Y., Schlögel, R., Innocenti, A., Hamza, O., Iannucci, R., Martino, S. y Havenith, H.-B. (2022). Review on the Geophysical and UAV-Based Methods Applied to Landslides. *Remote Sensing*, 14(18), 4564. <https://doi.org/10.3390/rs14184564>

Ibragimov, A. (2010). Use HVSR method at studying structure of landslides. *Geophysical Research Abstracts*, 12(EGU2010-6191), 6191.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2010EGUGA..12.6191I>

- Ibs-von Seht, M. y Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250-259. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010250>
- IIGE Instituto de Investigación Geológico y Energético. (2008). Mapa geológico de Azogues. Escala 1:100.000. Gobierno de la República de Ecuador.
- Imposa, S., Grassi, S., Fazio, F., Rannisi, G. y Cino, P. (2017). Geophysical surveys to study a landslide body (north-eastern Sicily). *Natural Hazards*, 86(S2), 327-343. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2544-1>
- Inazaki, T. (2004). High-resolution seismic reflection surveying at paved areas using an S-wave type Land Streamer. *Exploration Geophysics*, 35(1), 1-6. <https://doi.org/10.1071/EG04001>
- Innocenti, A., Rosi, A., Tofani, V., Pazzi, V., Gargini, E., Masi, E. B., Segoni, S., Bertolo, D., Paganone, M. y Casagli, N. (2023). Geophysical Surveys for Geotechnical Model Reconstruction and Slope Stability Modelling. *Remote Sensing*, 15(8), 2159. <https://doi.org/10.3390/rs15082159>
- Issaadi, A., Saadi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A. y Galiana-Merino, J. J. (2022). Liquefaction Potential and Vs30 Structure in the Middle-Chelif Basin, Northwestern Algeria, by Ambient Vibration Data Inversion. *Applied Sciences*, 12(16), 8069. <https://doi.org/10.3390/app12168069>
- Jirasakjamroonsri, A., Poovarodom, N. y Warnitchai, P. (2019). Seismic site characteristics of shallow sediments in the Bangkok Metropolitan Region, and their inherent relations. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78(3), 1327-1343. <https://doi.org/10.1007/s10064-017-1220-3>
- Jongmans, D. y Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: A review. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 178(2), 101-112. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.101>
- Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(5), 1725-1743.
- Kakhki, M. K., Peters, F. C., Mansur, W. J., SadidKhoii, A. y Rezaei, S. (2020). Deciphering site response directivity in landslide-prone slopes from ambient noise spectral analysis. *Engineering Geology*, 269, 105542.
- Kanai, K. y Tanaka, T. (1961). On microtremors VIII. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 39, 97-115.
- Kanli, A. I. (2010). Integrated approach for surface wave analysis from nearsurface to bedrock. En *Advances in near-surface seismology and ground-penetrating radar* (Miller RD, Bradford JD, Holliger K (eds), pp. 461-476). SEG Reference Publications.

- Kanlı, A. I., Kang, T.-S., Pinar, A., Tildy, P. y Prónay, Z. (2008). A Systematic Geophysical Approach for Site Response of the Dinar Region, Southwestern Turkey. *Journal of Earthquake Engineering*, 12(sup2), 165-174. <https://doi.org/10.1080/13632460802013966>
- Kanlı, A. I., Tildy, P., Prónay, Z., Pinar, A. y Hermann, L. (2006). Vs30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. *Geophysical Journal International*, 165(1), 223-235. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02882.x>
- Khalili, M. y Mirzakardeh, A. V. (2019). Fault detection using microtremor data (HVSR-based approach) and electrical resistivity survey. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 11(2), 400-408. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.12.003>
- Khan, S. y Khan, M. A. (2016). Mapping sediment thickness of Islamabad city using empirical relationships: Implications for seismic hazard assessment. *Journal of Earth System Science*, 125(3), 623-644. <https://doi.org/10.1007/s12040-016-0675-0>
- Konno, K. y 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. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880010228>
- Lachetl, C. y Bard, P.-Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42(5), 377-397. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.42.377>
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E. y Sdao, F. (2005). 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. *GEOPHYSICS*, 70(3), B11-B18. <https://doi.org/10.1190/1.1926571>
- La Rocca, M., Chiappetta, G. D., Gervasi, A. y Festa, R. L. (2020). Non-stability of the noise HVSR at sites near or on topographic heights. *Geophysical Journal International*, 222(3), 2162-2171. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa297>
- Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F., Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F. y Massey, C. (2015). Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics*, 116, 62-74. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>
- Le Breton, M., Bontemps, N., Guillemot, A., Baillet, L. y Larose, É. (2021). Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: Challenges and applications. *Earth-Science Reviews*, 216, 103518. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103518>
- León Gómez, A. M., Tijera Carrión, A. y Ruiz Bravo, R. (2014). Utilización de técnicas geofísicas en la identificación de deslizamientos de ladera. *CEDEX Ingeniería Civil*, 175, 39-51.

Lermo, J. y Chávez García, F. (1992). Site effect evaluation using microtremor measurements: A review in three cities in Mexico and results of a new technique. *Memoria*, 144-155.

Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5), 1574-1594. <https://doi.org/10.1785/BSSA0830051574>

Louie, J. N. (2001). Faster, better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 347-364. <https://doi.org/10.1785/0120000098>

Maghami, S., Sohrabi-Bidar, A., Bignardi, S., Zarean, A. y Kamalian, M. (2021). Extracting the shear wave velocity structure of deep alluviums of “Qom” Basin (Iran) employing HVSR inversion of microtremor recordings. *Journal of Applied Geophysics*, 185, 104246. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104246>

Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C. y Jaboyedoff, M. (2012). Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction: Seismic Noise monitoring of a landslide. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JF002159>

Maresca, R. y Berrino, G. (2016). Investigation of the buried structure of the Volturara Irpina Basin (southern Italy) by microtremor and gravimetric data. *Journal of Applied Geophysics*, 128, 96-109. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.010>

Maresca, R., Guerriero, L., Ruzza, G., Mascellaro, N., Guadagno, F. M. y Revellino, P. (2022). Monitoring ambient vibrations in an active landslide: Insights into seasonal material consolidation and resonance directivity. *Journal of Applied Geophysics*, 203, 104705. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104705>

Martorana, R., Capizzi, P., Avellone, G., D'Alessandro, A., Siragusa, R. y Luzio, D. (2017). Assessment of a geological model by surface wave analyses. *Journal of Geophysics and Engineering*, 14(1), 159-172. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/14/1/159>

Martorana, R., Capizzi, P., D'Alessandro, A., Luzio, D., Di Stefano, P., Renda, P. y Zarcone, G. (2018). Contribution of HVSR measures for seismic Microzonification studies. *Annals of Geophysics*, 61(2), 1-17. <https://doi.org/10.441/ag-7786>

Maurer, H., Spillmann, T., Heincke, B., Hauck, C., Loew, S., Springman, S. M. y Green, A. G. (2010). Geophysical characterization of slope instabilities. *First Break*, 28(8). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.28.8.40746>

McCann, D. M. y Forster, A. (1990). Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology*, 29(1), 59-78. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(90\)90082-C](https://doi.org/10.1016/0013-7952(90)90082-C)

- Méric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathelet, M., Chatelain, J. L. y Vengeon, J. M. (2005). Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(4), 1105-1115. <https://doi.org/10.1139/t05-034>
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Guéguen, P. y Jongmans, D. (2007). Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 178(2), 137-148. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.137>
- Molnar, S., Cassidy, J. F., Castellaro, S., Cornou, C., Crow, H., Hunter, J. A., Matsushima, S., Sánchez-Sesma, F. J. y Yong, A. (2018). Application of Microtremor Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (MHVSR) Analysis for Site Characterization: State of the Art. *Surveys in Geophysics*, 39(4), 613-631. <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9464-4>
- Molnar, S., Sirohey, A., Assaf, J., Bard, P.-Y., Castellaro, S., Cornou, C., Cox, B., Guillier, B., Hassani, B., Kawase, H., Matsushima, S., Sánchez-Sesma, F. J. y Yong, A. (2022). A review of the microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio (MHVSR) method. *Journal of Seismology*, 26(4), 653-685. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10062-9>
- Moore, J. R., Gischig, V., Burjanek, J., Loew, S. y Fäh, D. (2011). Site Effects in Unstable Rock Slopes: Dynamic Behavior of the Randa Instability (Switzerland). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 3110-3116. <https://doi.org/10.1785/0120110127>
- Morelli, S., Pazzi, V. y Fanti, R. (2020). Landslides and Geophysics: A review of the advantages and limitations on the basis of the last twelve years open access international literature [Informe final]. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-5236>
- Morgan, D., Gunn, D., Payo, A. y Raines, M. (2022). Passive Seismic Surveys for Beach Thickness Evaluation at Different England (UK) Sites. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(5), 667. <https://doi.org/10.3390/jmse10050667>
- Moro, G. D. (2015). Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio. En *Surface Wave Analysis for Near Surface Applications* (pp. 65-85). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-800770-9.00004-2>
- Mreyen, A.-S., Cauchie, L., Micu, M., Onaca, A. y Havenith, H.-B. (2021). Multiple geophysical investigations to characterize massive slope failure deposits: Application to the Balta rockslide, Carpathians. *Geophysical Journal International*, 225(2), 1032-1047. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab028>
- Mucciarelli, M. y Gallipoli, M. R. (2001). A critical review of 10 years of microtremor HVSr technique. En *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Volumen 42, Números 3-4, pp. 255-266. <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-0348094973&partnerID=40&md5=4df1c128767bb1a2cb45d3766377597c>

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research, 30, 25-33.

Nakamura, Y. (2000). Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications. The 12th World Conference on Earthquake Engineering.

Nakamura, Y. (2008). On the H/V Spectrum. THE 14TH WORLD CONFERENCE ON EARTHQUAKE ENGINEERING.

Nakamura, Y. (2019). What Is the Nakamura Method? Seismological Research Letters, 90, 1437-1443. <https://doi.org/10.1785/0220180376>

Nakamura, Y. y Saito, A. (1983). Estimations of seismic response characteristics and maximum acceleration of surface ground using strong motion records. Proc. of the 17th JSCE Earthquake Engineering Symposium, 1983, 25-28.

NEC-SE-DS (2015). Peligro Sísmico, diseño sismo resistente. MIDUVI - Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda. Gobierno de la República de Ecuador. <https://www.habitatyvivienda.gob.ec/documentos-normativos-nec-norma-ecuatoriana-de-la-construccion/>

NEHRP (2009). Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures. FEMA P-750. 2009 Edition; NIST: Gaithersburg, MA, USA.

Nogoshi, M. e Igarashi, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd Ser.), 24(1), 26-40. https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1_26

Ohmachi, T., Nakamura, Y. y Toshinawa, T. (1991). Ground motion characteristics in the San Francisco Bay Area detected by microtremor measurements. Paper LP08, 1643-1648.

Okada, H. y Suto, K. (2003). The Microtremor Survey Method. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801740>

Oubaiche, E. H., Chatelain, J.-L., Bouguern, A., Bensalem, R., Machane, D., Hellel, M., Khaldou, F. y Guillier, B. (2012). Experimental Relationship Between Ambient Vibration H/V Peak Amplitude and Shear-wave Velocity Contrast. Seismological Research Letters, 83(6), 1038-1046. <https://doi.org/10.1785/0220120004>

Pamuk, E., Özdağ, Ö. C. y Akgün, M. (2019). Soil characterization of Bornova Plain (Izmir, Turkey) and its surroundings using a combined survey of MASW and ReMi methods and Nakamura's (HVSr) technique. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 78(4), 3023-3035. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1293-7>

Panzer, F., D'Amico, S., Lotteri, A., Galea, P. y Lombardo, G. (2012). Seismic site response of unstable steep slope using noise measurements: The case study of Xemxija Bay area, Malta.

Natural Hazards and Earth System Sciences, 12(11), 3421-3431. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-3421-2012>

Panzerà, F., Lombardo, G., D'Amico, S. y Gale, P. (2013). Speedy Techniques to Evaluate Seismic Site Effects in Particular Geomorphologic Conditions: Faults, Cavities, Landslides and Topographic Irregularities. En S. D'Amico (Ed.), Engineering Seismology, Geotechnical and Structural Earthquake Engineering. InTech. <https://doi.org/10.5772/55439>

Panzerà, F., Tortorici, G., Romagnoli, G., Marletta, G. y Catalano, S. (2020). Empirical evidence of orthogonal relationship between directional site effects and fracture azimuths in an active fault zone: The case of the Mt. Etna lower eastern flank. Engineering Geology, 279, 105900. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105900>

Pappalardo, G., Imposa, S., Barbano, M. S., Grassi, S. y Mineo, S. (2018). Study of landslides at the archaeological site of Abakainon necropolis (NE Sicily) by geomorphological and geophysical investigations. Landslides, 15(7), 1279-1297. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0951-y>

Park, C. B., Miller, R. D. y Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. GEOPHYSICS, 64(3), 800-808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>

Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. y Ivanov, J. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW)—Active and passive methods. The Leading Edge, 26(1), 60-64. <https://doi.org/10.1190/1.2431832>

Parolai, S., Bormann, P. y Milkereit, C. (2002). New Relationships between Vs, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). Bulletin of the Seismological Society of America, 92(6), 2521-2527. <https://doi.org/10.1785/0120010248>

Pazzi, V., Morelli, S. y Fanti, R. (2019). A Review of the Advantages and Limitations of Geophysical Investigations in Landslide Studies. International Journal of Geophysics, 2019, 1-27. <https://doi.org/10.1155/2019/2983087>

Pazzi, V., Tanteri, L., Bicocchi, G., D'Ambrosio, M., Caselli, A. y Fanti, R. (2017). H/V measurements as an effective tool for the reliable detection of landslide slip surfaces: Case studies of Castagnola (La Spezia, Italy) and Roccalbegna (Grosseto, Italy). Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 98, 136-153. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.10.014>

Perrone, A. (2021). Lessons learned by 10 years of geophysical measurements with Civil Protection in Basilicata (Italy) landslide areas. Landslides, 18(4), 1499-1508. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01584-3>

Perrone, A., Lapenna, V. y Piscitelli, S. (2014). Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. Earth-Science Reviews, 135, 65-82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.04.002>

Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise (Technical Report N.o 93-322; pp. 1769-1815). U.S. Geological Survey.

Pilatasig, L., Bustillos, J., Jácome, F. y Mariño, D. (2022). Evaluación de la Actividad de los Movimientos en Masa de Cachi Alto-Pujilí, Ecuador Mediante Monitoreo Instrumental de Bajo Costo. *Revista Politécnica*, 49(1), 19-30. <https://doi.org/10.33333/rp.vol49n1.02>

Pilecki, Z. (2017). Basic principles for the identification of landslides using geophysical methods. *E3S Web of Conferences*, 24, 01001. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172401001>

Piña-Flores, J., Cárdenas-Soto, M., García-Jerez, A., Seivane, H., Luzón, F. y Sánchez-Sesma, F. J. (2020). Use of peaks and troughs in the horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise for Rayleigh-wave dispersion curve picking. *Journal of Applied Geophysics*, 177, 104024. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104024>

Piña-Flores, J., Pertón, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J. C. y Sánchez-Sesma, F. J. (2017). The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophysical Journal International*, 208(1), 577-588. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw416>

Pischiutta, M., Fondriest, M., Demurtas, M., Magnoni, F., Di Toro, G. y Rovelli, A. (2017). Structural control on the directional amplification of seismic noise (Campo Imperatore, central Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 471, 10-18. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.017>

Pischiutta, M., Petrosino, S. y Nappi, R. (2022). Directional amplification and ground motion polarization in Casamicciola area (Ischia volcanic island) after the 21 August 2017 Md 4.0 earthquake. *Frontiers in Earth Science*, 10, 999222. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.999222>

Pischiutta, M., Salvini, F., Fletcher, J., Rovelli, A. y Ben-Zion, Y. (2012). Horizontal polarization of ground motion in the Hayward fault zone at Fremont, California: Dominant fault-high-angle polarization and fault-induced cracks: Horizontal polarization in Hayward fault zone. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1255-1272. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05319.x>

Quinta-Ferreira, M. (2019). Ground Penetration Radar in Geotechnics. Advantages and Limitations. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 221, 012019. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/221/1/012019>

Rahimi, S., Wood, C. M. y Bernhardt-Barry, M. (2021). The MHVSR technique as a rapid, cost-effective, and noninvasive method for landslide investigation: Case studies of Sand Gap and Ozark, AR, USA. *Landslides*, 18(8), 2705-2720. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01677-7>

Reynolds, J. M. (2011). An introduction to Applied and Environmental Geophysics (2.a ed.). John Wiley & Sons. https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-introduction-applied-and-environmental-geophysics_1.pdf

Rigo, A., Sokos, E., Lefils, V. y Briole, P. (2021). Seasonal variations in amplitudes and resonance frequencies of the HVSR amplification peaks linked to groundwater. *Geophysical Journal International*, 226(1), 1-13. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab086>

Rosa Cintas, S. (2013). Estudio y optimización de técnicas basadas en ruido ambiente para la caracterización del terreno: Aplicación en el SE de la Península Ibérica [Tesis doctoral]. Universitat d'Alacant.

Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J. J., Molina-Palacios, S., Rosa-Herranz, J., García-Fernández, M. y Jiménez, M. J. (2011). Soil characterization in urban areas of the Bajo Segura Basin (Southeast Spain) using H/V, F-K and ESAC methods. *Journal of Applied Geophysics*, 75(3), 543-557. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.07.019>

Samaniego, P., Eissen, J.-P., Robin, C., Alvarado, A. y Yepes, H. (2004). Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe (Instituto Geofísico-EPN). Escuela Politecnica Nacional.

Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C. y Hall, M. L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 451-459.

Sanchez-Sesma, F. J. (2006). Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 1182-1191. <https://doi.org/10.1785/0120050181>

Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M. A. y Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium: Theory for microtremor H/V spectral ratio. *Geophysical Journal International*, 186(1), 221-225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>

Scherbaum, F., Hinzen, K.-G. y Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, 152(3), 597-612. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01856.x>

Schrott, L. y Sass, O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93(1-2), 55-73. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.024>

Sebastiano, D., Francesco, P., Salvatore, M., Roberto, I., Antonella, P., Giuseppe, L., Pauline, G. y Daniela, F. (2019). Ambient noise techniques to study near-surface in particular geological conditions: A brief review. En *Innovation in Near-Surface Geophysics* (pp. 419-460). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812429-1.00012-X>

Seivane, H., García-Jerez, A., Navarro, M., Molina, L. y Navarro-Martínez, F. (2022). On the use of the microtremor HVSR for tracking velocity changes: A case study in Campo de Dalías basin (SE Spain). *Geophysical Journal International*, 230(1), 542-564. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac064>

SESAME Project. (2003). Measurement Guidelines (Deliverable D08.02 N.o WP02; Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME, p. 96). European Commission. https://web.archive.org/web/20160428020935/http://sesame.geopsy.org/Delivrables/D08-02_Texte.pdf

SESAME Project. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation (Deliverable D23.12 N.o WP12; p. 62). European Commission. http://sesame.geopsy.org/Papers/HV_User_Guidelines.pdf

Setiawan, B., Jaksa, M., Griffith, M. y Love, D. (2018). Seismic site classification based on constrained modeling of measured HVSR curve in regolith sites. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 110, 244-261. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2017.08.006>

Siggins, A. F. (1990). Ground Penetrating Radar in Geotechnical Applications. *Exploration Geophysics*, 21(3-4), 175-186. <https://doi.org/10.1071/EG990175>

Slaine, D. D., Pehme, P. E., Hunter, J. A., Pullan, S. E. y Greenhouse, J. P. (1990). Mapping Overburden Stratigraphy at a Proposed Hazardous Waste Facility Using Shallow Seismic Reflection Methods. En *Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume I: Review and Tutorial* (Stanley Ward, Ed.). Society of Exploration Geophysicists; DOI: 10.1190/1.9781560802785. <https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560802785>

Spudich, P., Joyner, W. B., Lindh, A. G., Boore, D. M., Margaris, B. M. y Fletcher, J. B. (1999). SEA99: A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1156-1170. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890051156>

Srbulov, M. (2019). *Geotechnical earthquake engineering: Simplified analyses with case studies and examples* (Scholars Portal, Vol. 9). Springer.

Steeple, D. W. y Miller, R. D. (1988). *Seismic Reflection Methods Applied to Engineering, Environmental, And Ground-Water Problems*. 1st EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. 1st EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Golden, Colorado, USA. https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.214.1988_005

Stokoe, K. H. y Santamarina, J. C. (2000). *Seismic-Wave-Based Testing in Geotechnical Engineering*. ISRM-IS-2000-038.

Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.

Thabet, M. (2019). Site-Specific Relationships between Bedrock Depth and HVSR Fundamental Resonance Frequency Using KiK-NET Data from Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 176(11), 4809-4831. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02256-7>

Tibaldi, A., Ferrari, L. y Pasquare, G. (1995). Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: An example from Ecuador. *Geomorphology*, 11(3), 215-226. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)00060-5](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)00060-5)

Torgoev, A., Lamair, L., Torgoev, I. y Havenith, H.-B. (2013). A Review of Recent Case Studies of Landslides Investigated in the Tien Shan Using Microseismic and Other Geophysical Methods. En K. Ugai, H. Yagi, & A. Wakai (Eds.), *Earthquake-Induced Landslides* (pp. 285-294). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-32238-9_29

Torres, G. (2018). La amenaza sísmica y volcánica de la presa de la laguna San Marcos. Cayambe-Pichincha [Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador]. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/16316>

Urgilez Vinueza, A., Robles, J., Bakker, M., Guzman, P. y Bogaard, T. (2020). Characterization and Hydrological Analysis of the Guarumales Deep-Seated Landslide in the Tropical Ecuadorian Andes. *Geosciences*, 10(7), 267. <https://doi.org/10.3390/geosciences10070267>

USACE - US Army Corps of Engineers. (1995). *Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations* (Engineer Manual EM 1110-1-1802; p. 208). Department of the Army. https://www.publications.usace.army.mil/Portals/76/Publications/EngineerManuals/EM_1110-1-1802.pdf

Vantassel, J. P., Stolte, A. C., Wotherspoon, L. M. y Cox, B. R. (2023). AutoHVSr: a machine-learning-supported algorithm for the fully-automated processing of horizontal-to-vertical spectral ratio measurements. Pendiente de publicación a la fecha, Preprint.

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. En *Landslides—Analysis and control*: National Research Council, Washington, D.C. (Schuster, R.L., and Krizek, R.J., eds., Vol. 176, pp. 11-33). Transportation Research Board.

Vella, A., Galea, P. y D'Amico, S. (2013). Site frequency response characterisation of the Maltese islands based on ambient noise H/V ratios. *Engineering Geology*, 163, 89-100. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.006>

Venkateswarlu, B., & Tewari, V. C. (2014). Geotechnical Applications of Ground Penetrating Radar (GPR). *Jour. Ind. Geol. Cong.*, 6(1), 35-46.

Vyzhva, S., Onyshchuk, V., Onyshchuk, I., Reva, M. y Shabatura, O. (2019). Application of geophysical methods in the study of landslides. 18th International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, 1-5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902066>

Wan, M. S. P. Standing, J. R. (2014). Lessons learnt from installation of field instrumentation. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Geotechnical Engineering*, 167(5), 491-506. <https://doi.org/10.1680/geng.13.00054>

- Wang, H., Wang, P., Yu, Y., Xu, S., Guo, H. y Pu, X. (2019). Applicability of HVSR in site effect of loess slope covered on mud rock. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 304(5), 052096. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/304/5/052096>
- Ward, S. H. (Ed.). (1990). Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume I: Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802785>
- Wathelet, M., Chatelain, J.-L., Cornou, C., Giulio, G. D., Guillier, B., Ohrnberger, M. y Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. Seismological Research Letters, 91(3), 1878-1889. <https://doi.org/10.1785/0220190360>
- Wathelet, M., Jongmans, D. y Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. Near Surface Geophysics, 2(4), 211-221. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2004018>
- Whiteley, J. S., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B. y Kendall, J. M. (2019). Geophysical Monitoring of Moisture-Induced Landslides: A Review. Reviews of Geophysics, 57(1), 106-145. <https://doi.org/10.1029/2018RG000603>
- Whiteley, J. S., Watlet, A., Uhlemann, S., Wilkinson, P., Boyd, J. P., Jordan, C., Kendall, J. M. y Chambers, J. E. (2021). Rapid characterisation of landslide heterogeneity using unsupervised classification of electrical resistivity and seismic refraction surveys. Engineering Geology, 290, 106189. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106189>
- Xia, J., Miller, R. D. y Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, 64(3), 691-700. <https://doi.org/10.1190/1.1444578>
- Xu, R. y Wang, L. (2021). The horizontal-to-vertical spectral ratio and its applications. EURASIP Journal on Advances in Signal Processing, 2021(1), 75. <https://doi.org/10.1186/s13634-021-00765-z>
- Yilmaz, Ö. (2015). Engineering Seismology. With Applications to Geotechnical Engineering (D. Miller, Editor). Society of Exploration Geophysicists.
- Yuliyanto, G., Harmoko, U. y Widada, S. (2016). Identification of Potential Ground Motion Using the HVSR Ground Shear Strain Approach in Wirogomo Area, Banyubiru Subdistrict, Semarang Regency. International Journal of Applied Environmental Sciences, 1497-1507.
- Yuliyanto, G., Harmoko, U. y Widada, S. (2017). Identify the slip surface of land slide in Wirogomo Banyubiru Semarang Regency using HVSR method. International Journal of Applied Environmental Sciences, 2069-2078.
- Yuliyanto, G., Harmoko, U. y Widada, S. (2019). Determination of bed rock depth using joint geoelectric and HVSR methods. Journal of Physics: Conference Series, 1217(1), 012039. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1217/1/012039>

Yuliyanto, G. y Nurwidyanto, M. I. (2021). Analysis of landslide in Bungkah, Sepakung, Banyubiru using ground shear strain method and shear wave profile from HVSR method. Journal of Physics: Conference Series, 1943(1), 012027. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1943/1/012027>

Zhu, C., Pilz, M. y Cotton, F. (2020). Evaluation of a novel application of earthquake HVSR in site-specific amplification estimation. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 139, 106301. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2020.106301>

ANEXO 1. Medidas. Datos de campo

En este anexo se presentan los datos de campo obtenidos y empleados en cada uno de los artículos que componen esta Tesis, así como el modelo de ficha que fue empleada en el registro de los datos más relevantes de las medidas de campo.

Ante la imposibilidad de incorporar los datos crudos (tanto por la tipología del fichero SAF como por los tamaños de los mismos) se ha procedido a integrar las láminas de los datos preprocesados o procesados en primera instancia como referencia de los mismos.

Los ficheros con formato SAF y SEG de datos crudos están a disposición de cualquier investigador que lo solicite al autor mediante un correo electrónico o cualquier tipo de comunicación.

Los datos que se incluyen en este anexo son los siguientes:

- Datos procesados de los registros HVSR. Se incluye cada uno de los ficheros que han sido procesados con la representación de la curva de elipticidad y los valores máximos asociados de amplificación (A_o o cociente espectral H/V) asociado a la frecuencia fundamental (f_o).
- Datos de campo de los SEV. Tablas de los datos de campo con indicación de las medidas de la semi-distancia interelectrónica AB y MN (en metros) empleadas en los SEV y su valor de resistividad aparente (en Ohm.m).
- Diagramas de dispersión de la técnica MASW. Gráficos de dispersión de la frecuencia (en Hertzios) frente a la velocidad de la onda de corte (en m/s) con la identificación del modo fundamental y la curva de picado.
- Curvas dromocrónicas de los ensayos de sismica de refracción. Gráficos de espacio (posición de los geófonos en metros) y tiempo de llegada de la primera señal refractada (en segundos) con indicación de las capas definidas en cada caso. Perfiles con cinco puntos de energización.

FICHA DE CAMPO

El registro de los datos de campo ha sido respaldado con la toma de datos relativos al entorno y registro que se ha realizado en cada caso. Las notas de campo son importantes ya que reflejan no solo los datos de las características de los registros (que se suelen guardar automáticamente en los ficheros digitales) si no también las del entorno y la información geológica que pueda ser de utilidad al interpretador.

Un ejemplo de ficha que se puede utilizar, basándose en las recomendaciones de varios autores y en lo indicado en las publicaciones del proyecto SESAME (2004), es la que se presenta a continuación.

FICHA DE CAMPO					
Proyector:					
DATOS DEL PUNTO					
PUNTO	Lugar:	SISTEMA DE COORDENADAS			Croquis:
Nº		Situación			
		X	Y	Z	
Fichero	Fecha				
	Hora				
REGISTRO					
Tiempo reg. (min)	Frecuencia (Hz)	Ganancia	Equipo	Orientación	
CONDICIONES DEL MEDIO					
TERRENO		AMBIENTE			OBSERVACIONES
Suelo	Soporte	Viento	Velocidad	Lluvia	
Vegetación	Influencias	Vibraciones	Ruido	Otros	
OPERADOR					

Además de los datos genéricos del proyecto o estudio, la ubicación (coordenadas y sistema de referencia empleado) y el lugar de aplicación (con croquis y fotografía, recomendable) se debe mantener un sistema de nombre y ficheros ordenado y con códigos o referencias fácilmente identificables y correlativos, al menos para cada zona investigada.

Se debe considerar también la anotación del tiempo de registro, la frecuencia, equipo (estos datos suelen estar almacenados en los ficheros *.SAF de forma automática) y orientación de la implantación (Norte magnético o geográfico si se ha realizado), necesaria en caso de realizar análisis direccionales de la vibración.

Y, por último, se recomienda incluir referencias a la tipología del terreno superficial (suelo, roca, cantos), forma de colocación del equipo (picas, enterrado o mejoramiento del apoyo) y la información relativa al entorno de medida, como la presencia de vegetación, viento, ruido, lluvia u otros elementos que puedan influir (como árboles o edificios).

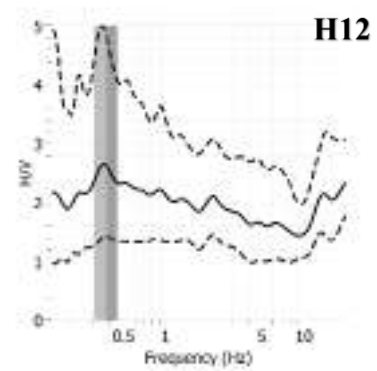
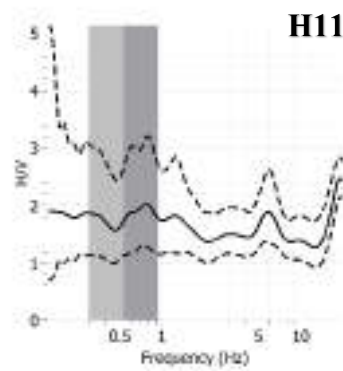
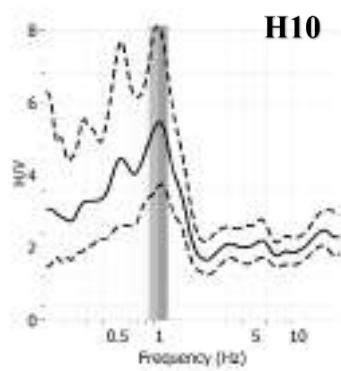
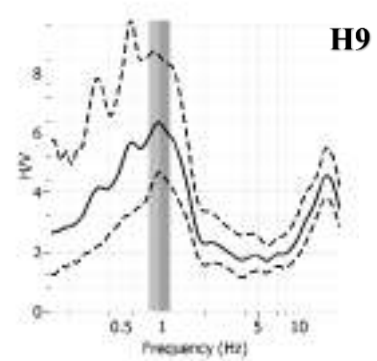
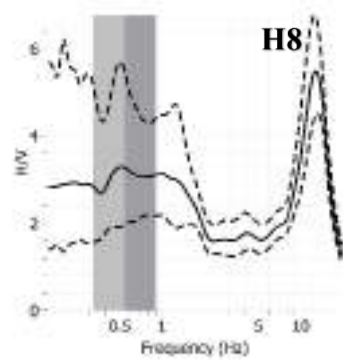
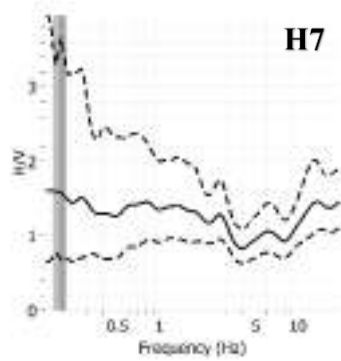
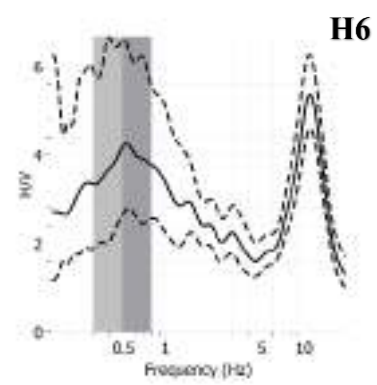
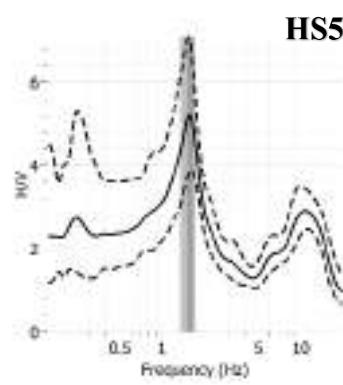
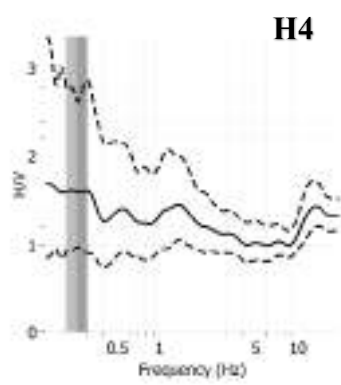
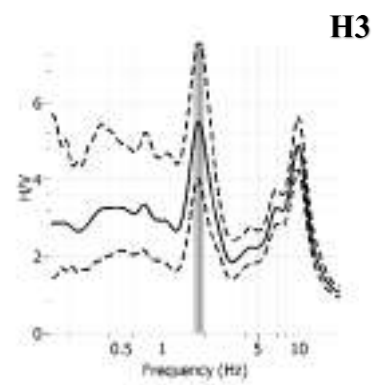
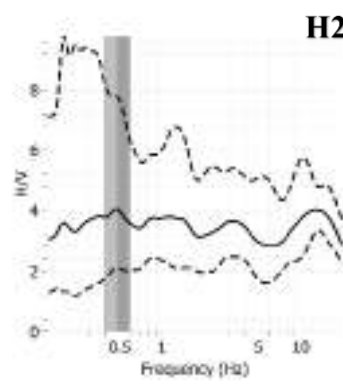
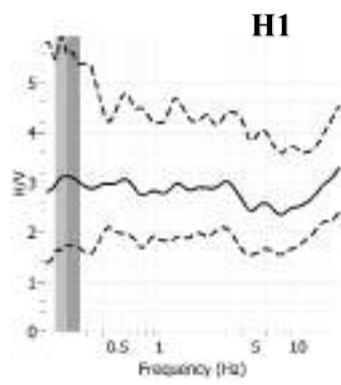
DATOS DE CAMPO

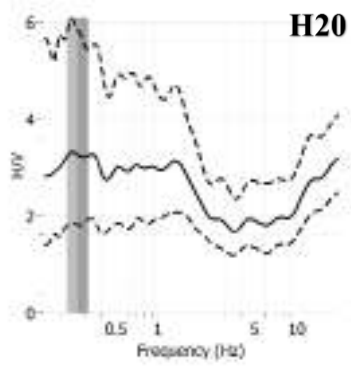
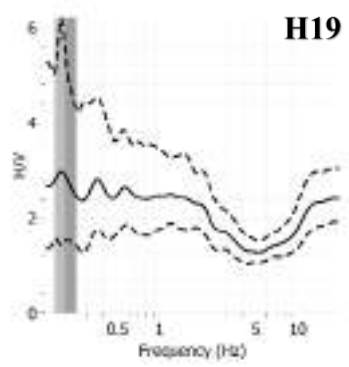
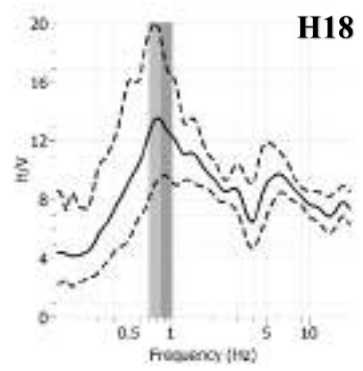
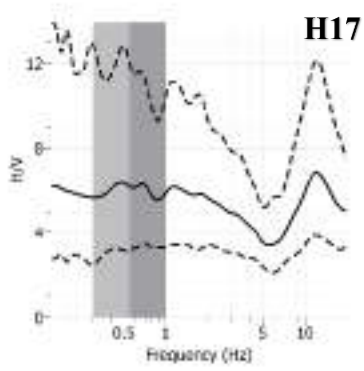
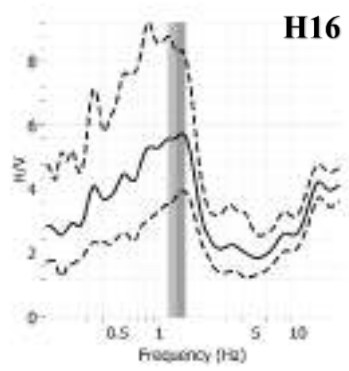
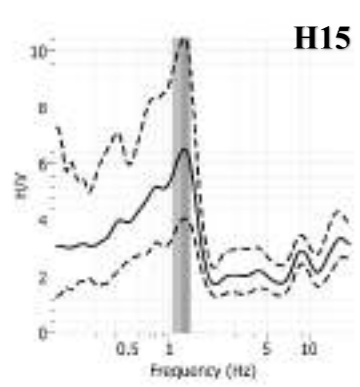
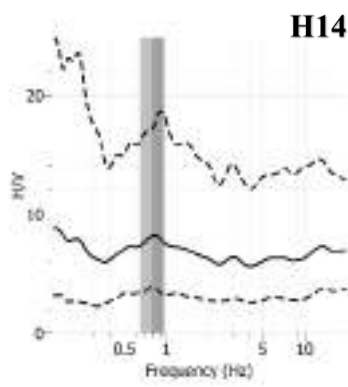
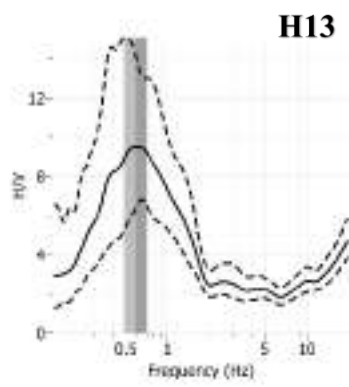
ARTÍCULO 1

ZONA: PRESA DE SAN MARCOS

CAYAMBE. ECUADOR

Datos HVSR procesados





DATOS DE CAMPO

ARTÍCULO 2

ZONA: GUARUMALES

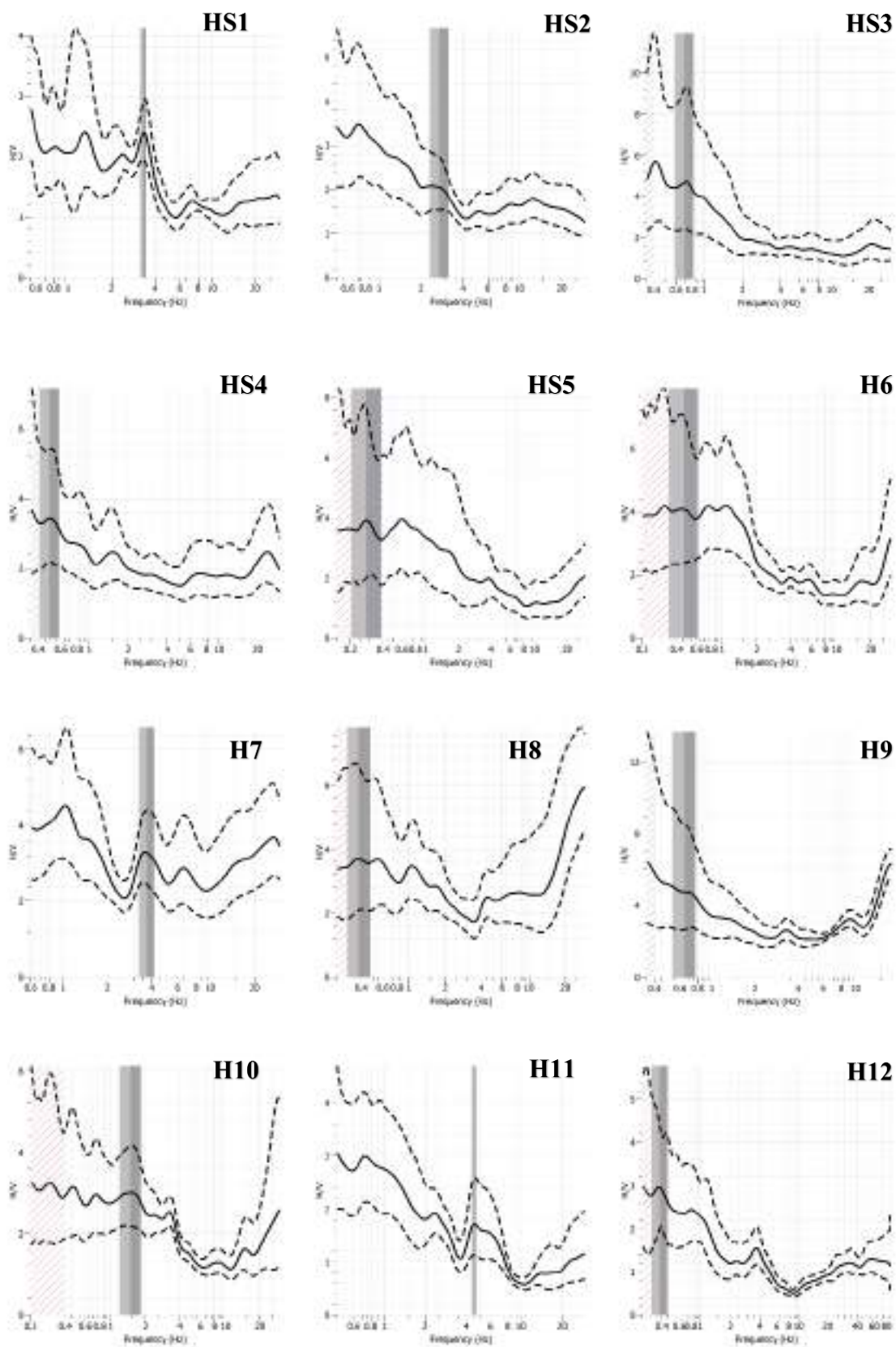
AZUAY. ECUADOR

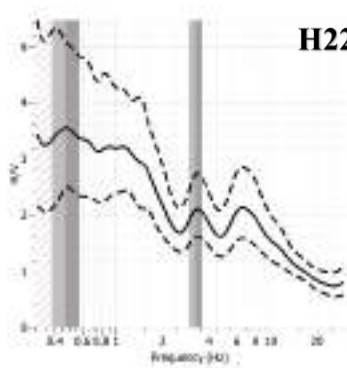
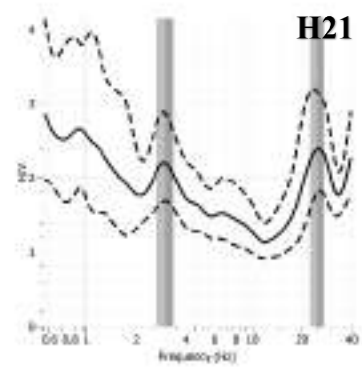
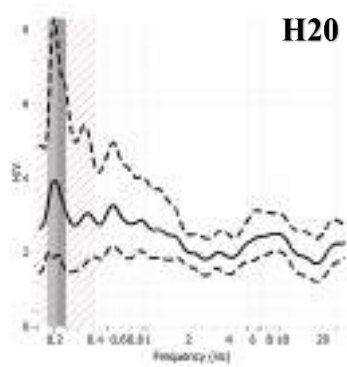
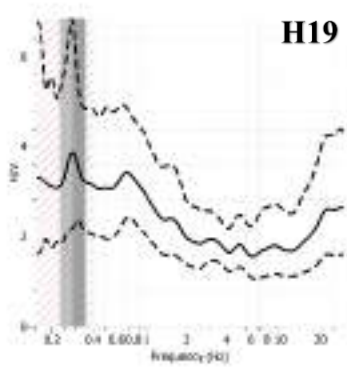
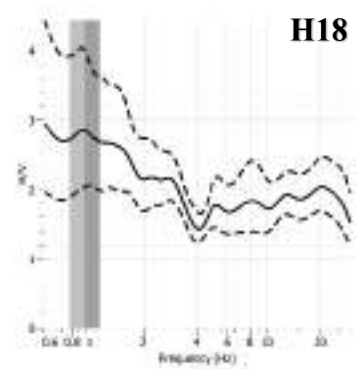
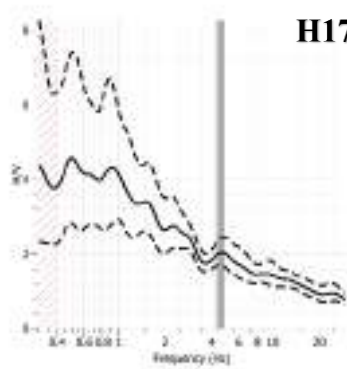
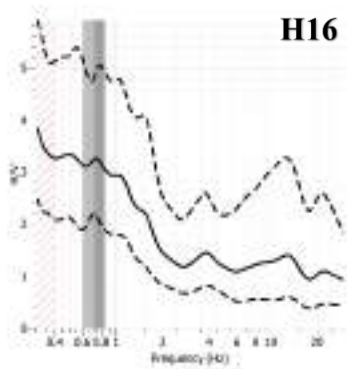
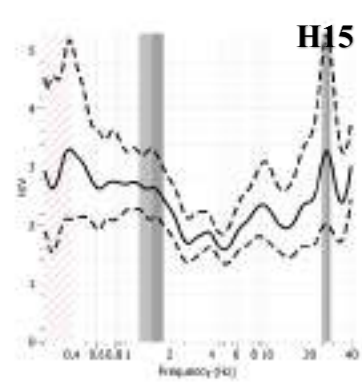
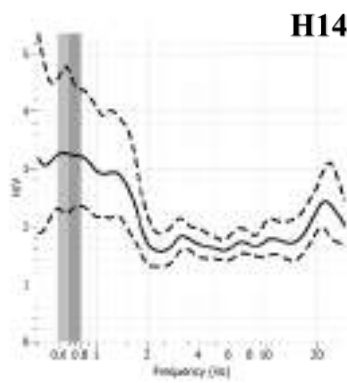
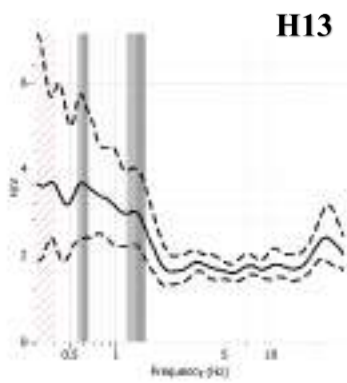
Procesamiento de datos HVSr

Datos de campo SEV

Datos preprocesados de MASW

Datos preprocesados de Sísmica de Refracción

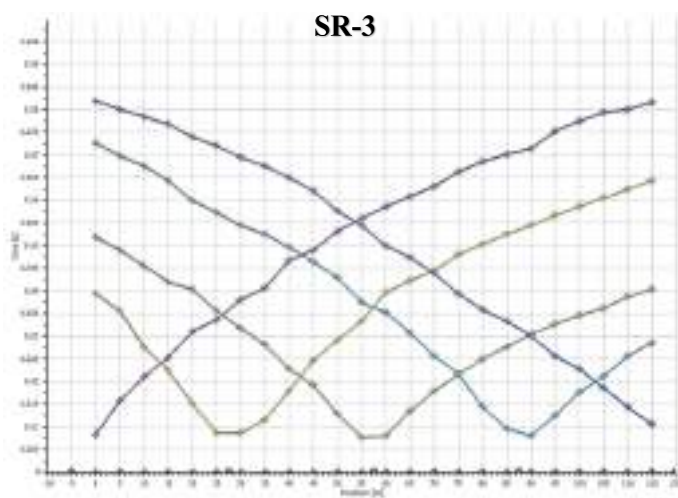
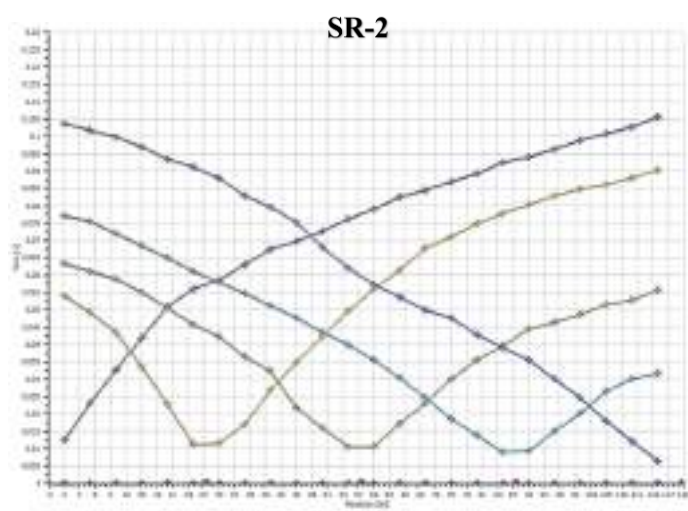
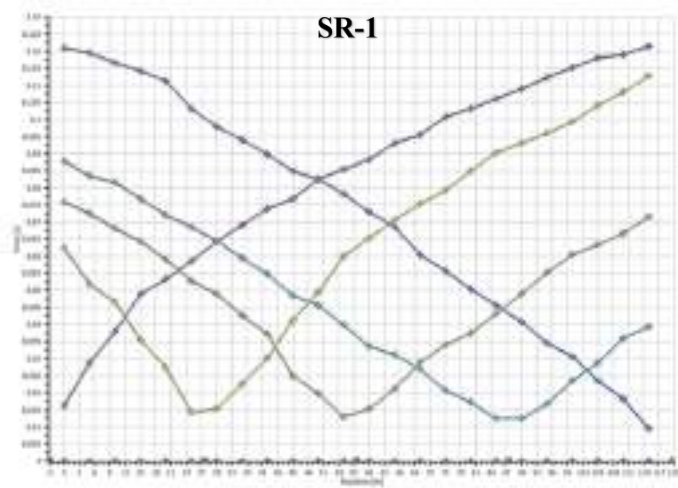




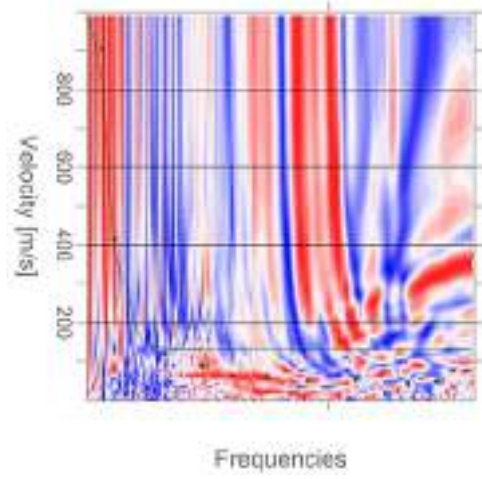
SEV-1			SEV-2		
AB/2	MN	Ro_a	AB/2	MN	Ro_a
1.5	0.5	188.32	1.5	0.5	846.32
2	0.5	198.6	2	0.5	856.7
2.3	0.5	215.7	2.3	0.5	845.6
3	0.5	257.92	3	0.5	821.51
4	0.5	658.9	4	0.5	756.8
6	0.5	1373	6	0.5	694.03
8	0.5	1663	8	0.5	612.14
10	0.5	1086	10	0.5	520.32
12.5	0.5	663.3	12.5	0.5	514.37
15	0.5	772.6	15	0.5	505.03
20	0.5	925.8	20	0.5	527.92
25	0.5	1143	25	0.5	587.2
30	0.5	1182	30	0.5	573.06
45	0.5	940.5	45	0.5	457.64
60	0.5	883.5	60	0.5	468.72
80	0.5	856.9	80	0.5	635.05
100	0.5	894.29	100	0.5	916.99
130	0.5	1124	130	0.5	1053
160	0.5	1589	160	0.5	1269

SEV-3			SEV-4		
AB/2	MN	Ro_a	AB/2	MN	Ro_a
1.5	0.5	487.23	1.5	0.5	487.5
2	0.5	465.8	2	0.5	456.8
2.3	0.5	368.4	2.3	0.5	358.8
3	0.5	275.07	3	0.5	270.4
4	0.5	235.8	4	0.5	289.6
6	0.5	200.48	6	0.5	389.8
8	0.5	210.6	8	0.5	412.7
10	0.5	163.19	10	0.5	432.79
12.5	0.5	130.4	12.5	0.5	458.59
15	0.5	128.9	15	0.5	486.1
20	0.5	183.1	20	0.5	518.2
25	0.5	346.5	25	0.5	541.04
30	0.5	521.63	30	0.5	573.21
45	0.5	945.36	45	0.5	516.59
60	0.5	1131	60	0.5	425.35
80	0.5	2160	80	0.5	468.6
100	0.5	2891	100	0.5	631.64
130	0.5	3025	130	0.5	912.34
160	0.5	3385	160	0.5	1026

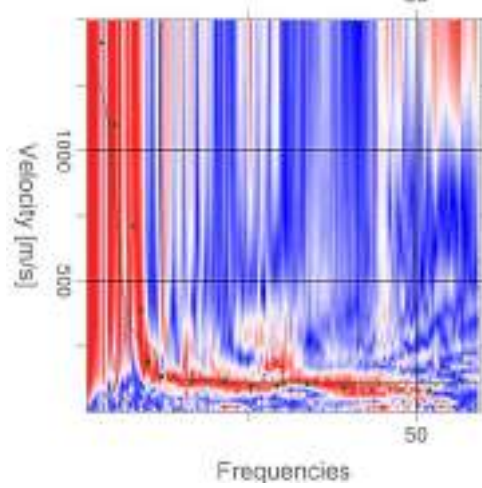
SEV-5		
AB/2	MN	Ro_a
1.5	0.5	103.14
2	0.5	98.7
2.3	0.5	25.8
3	0.5	6.84
4	0.5	7.89
6	0.5	8.45
8	0.5	7.37
10	0.5	4.54
12.5	0.5	3.56
15	0.5	2.14
20	0.5	1.57
25	0.5	1.62
30	0.5	9.48
45	0.5	44.44
60	0.5	87.41
80	0.5	130.62
100	0.5	174.41
130	0.5	186.72
160	0.5	140.51



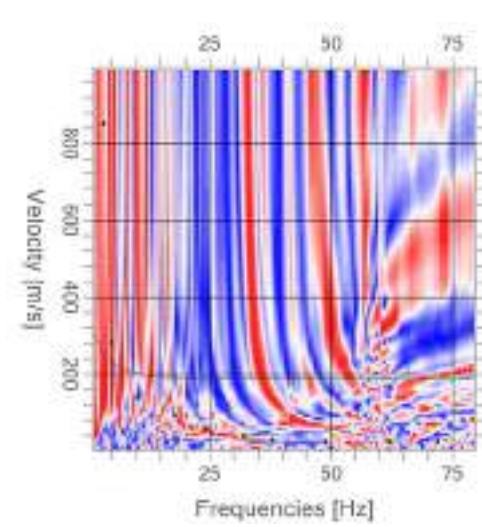
MASW SR-1



MASW SR-2



MASW SR-3



DATOS DE CAMPO

ARTÍCULO 3

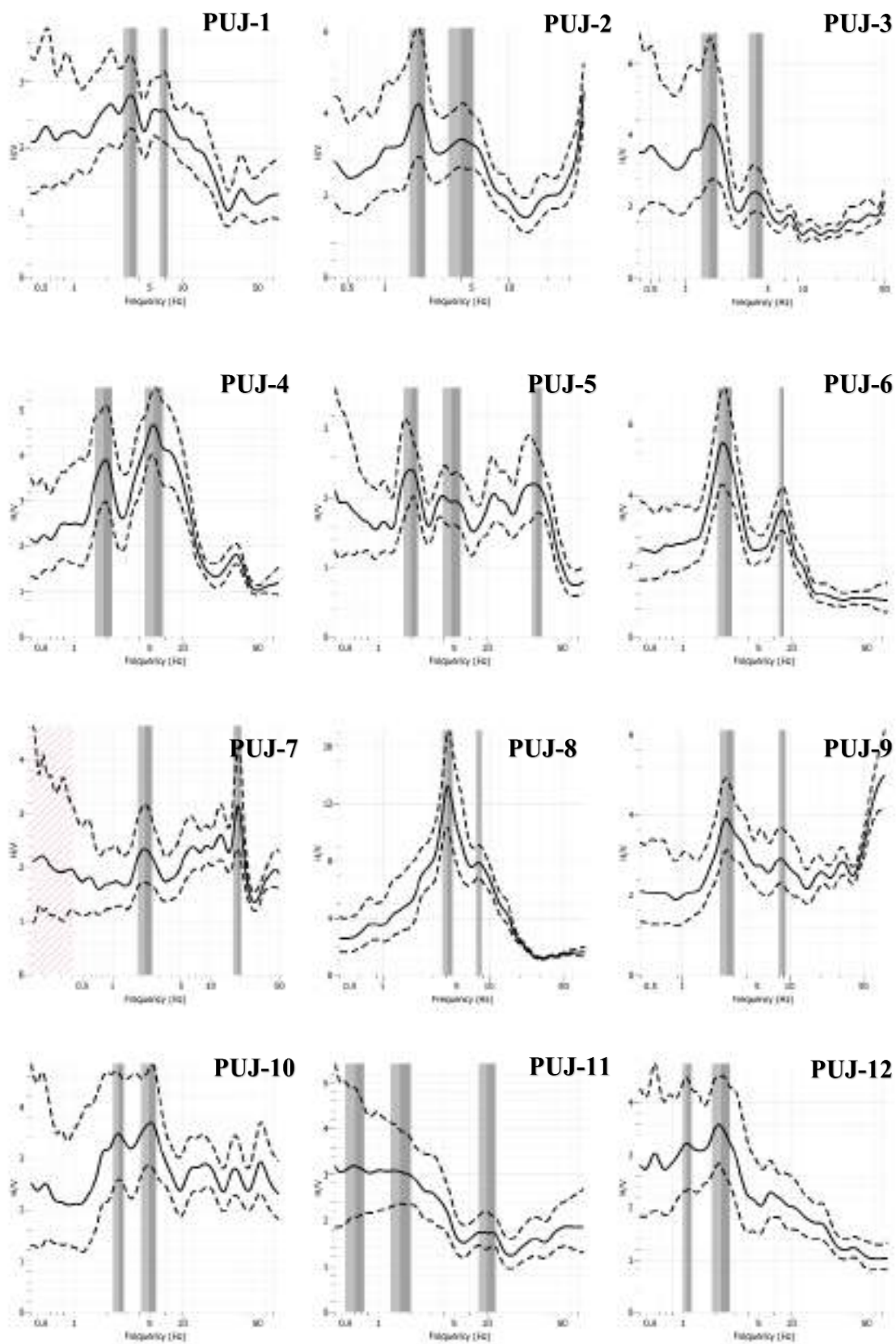
ZONA: PUJILÍ

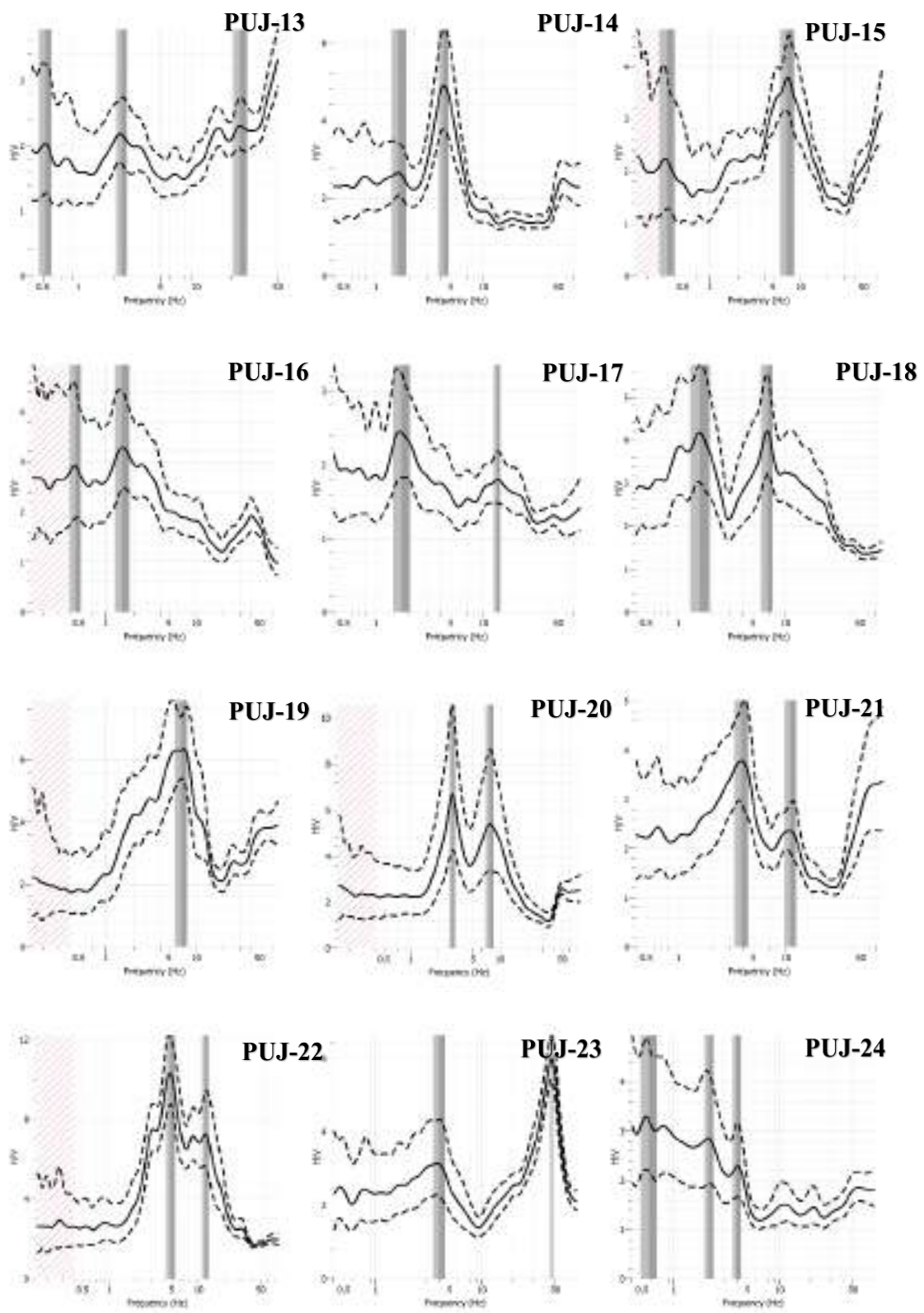
COTOPAXI. ECUADOR

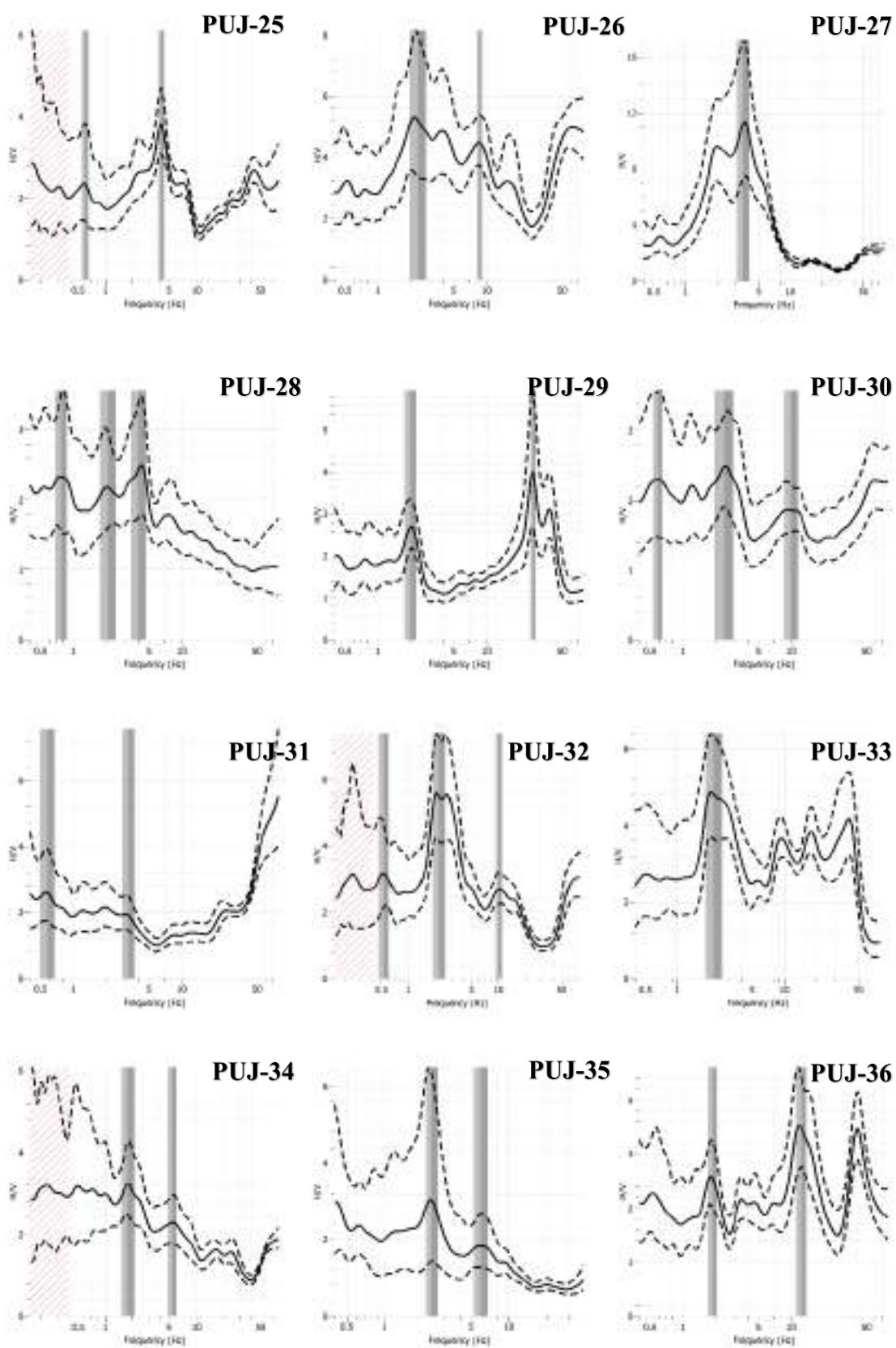
Procesamiento de datos HVSr

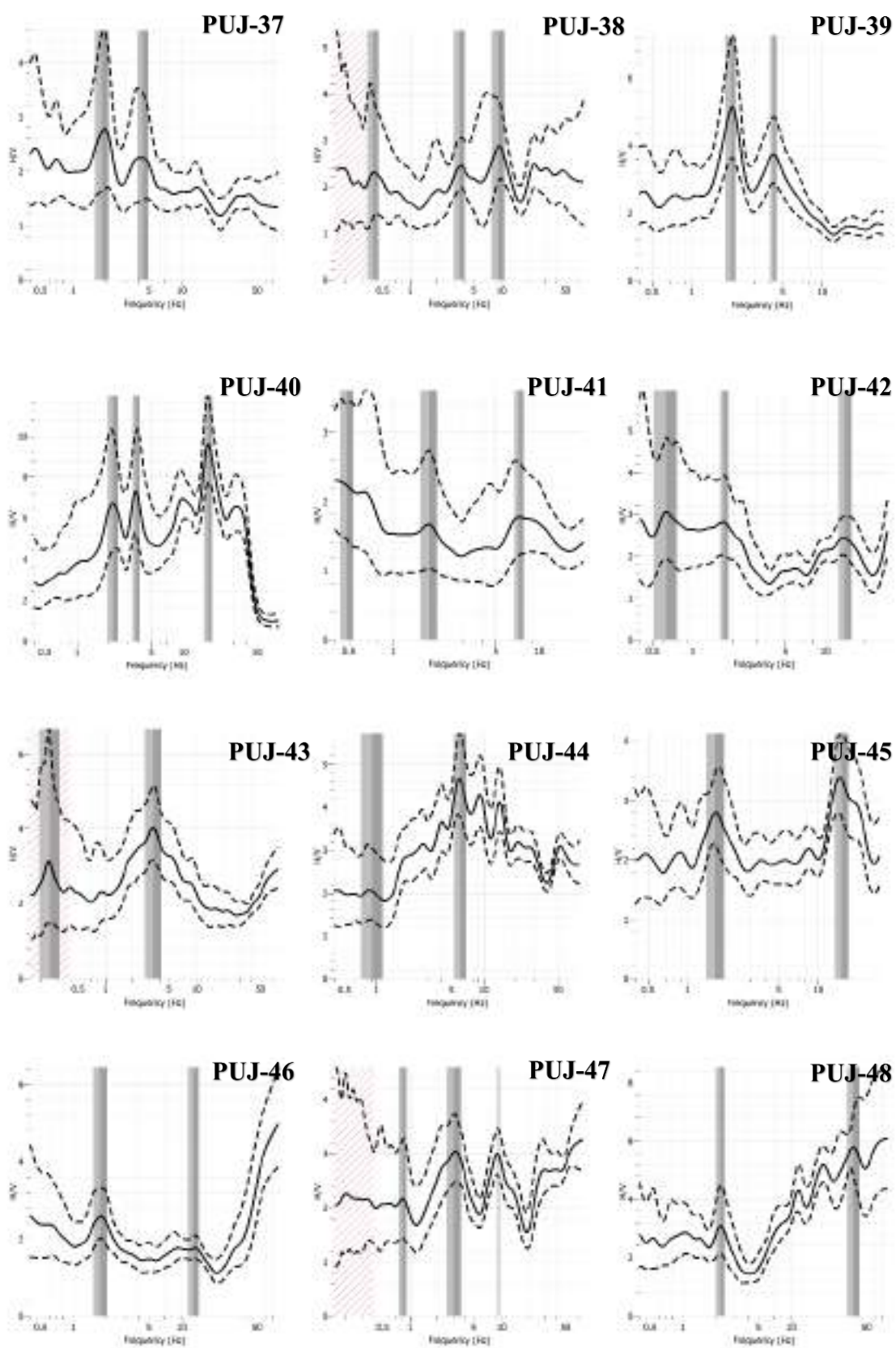
Datos preprocesados de MASW

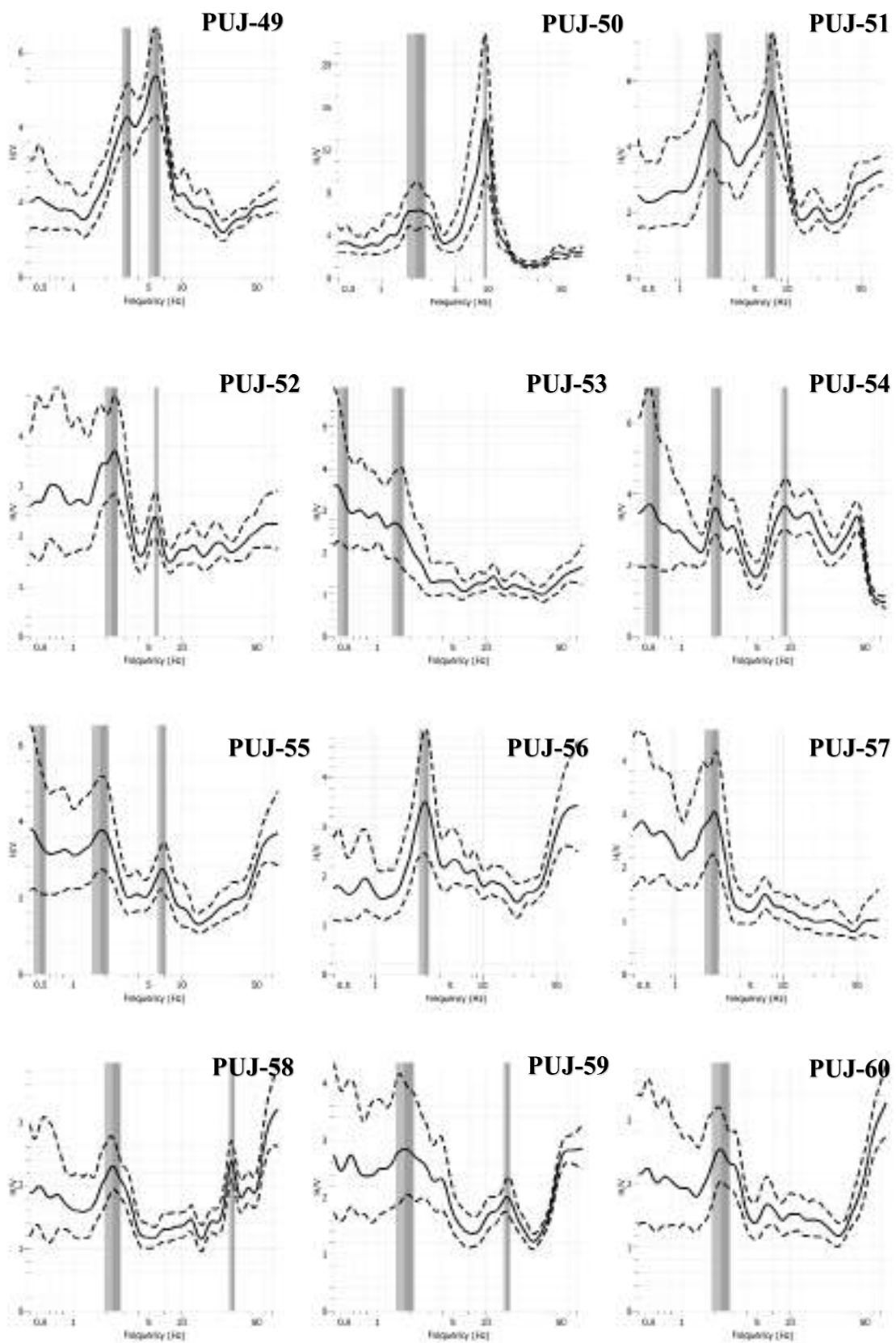
Datos preprocesados de Sísmica de Refracción

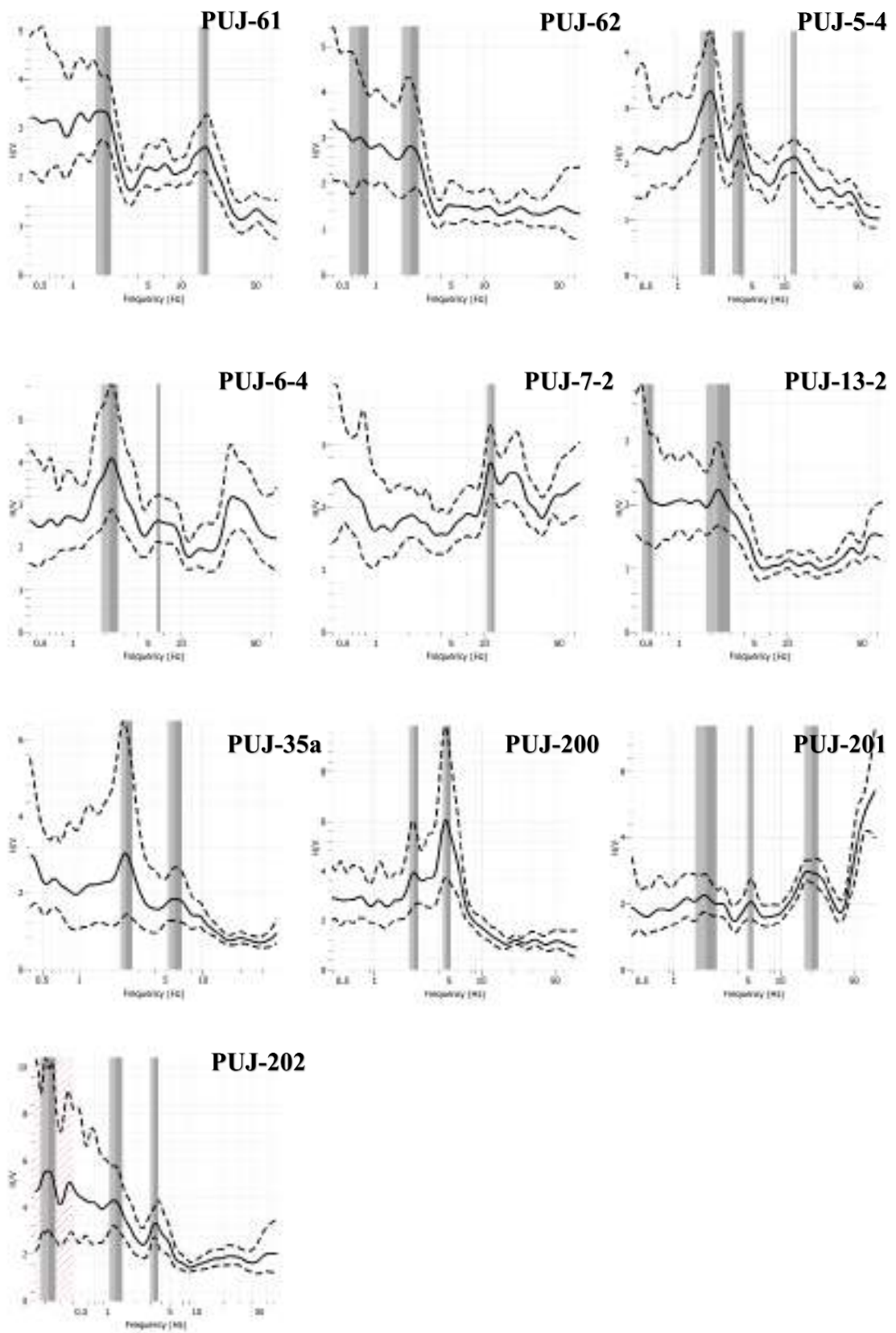




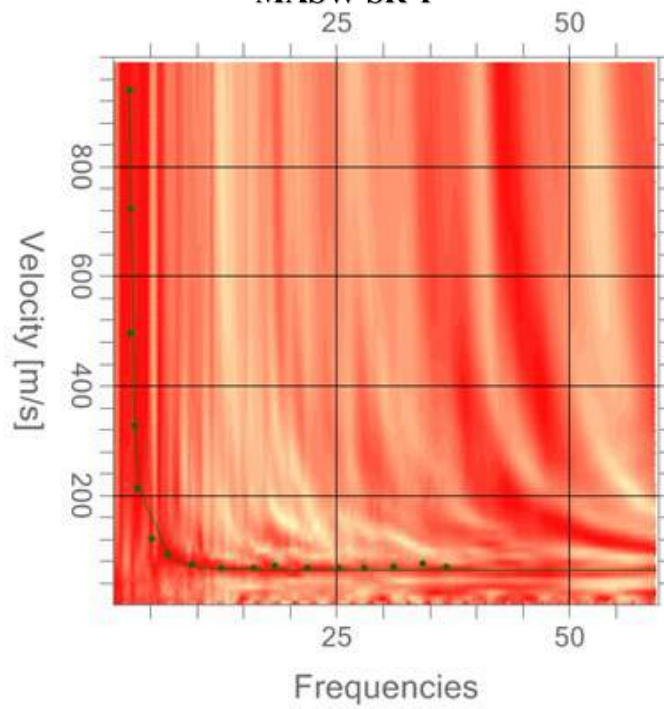
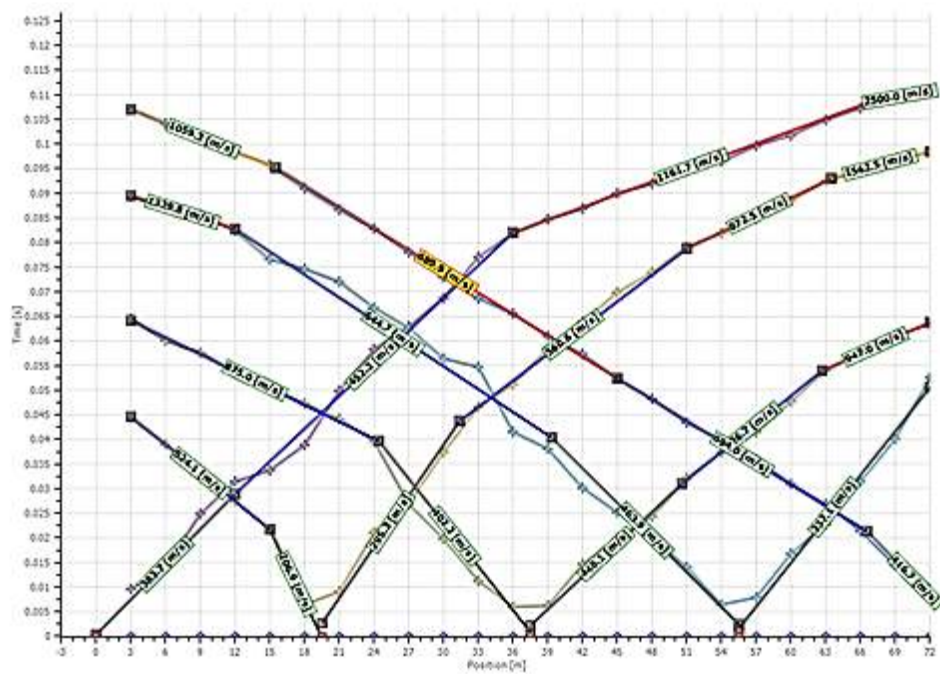








MASW SR-1

**SR-1**

ANEXO 2. Flujo del procesamiento de datos HVSR

En este anexo se incluye un diagrama de flujo empleado en el procesamiento de los datos HVSR.

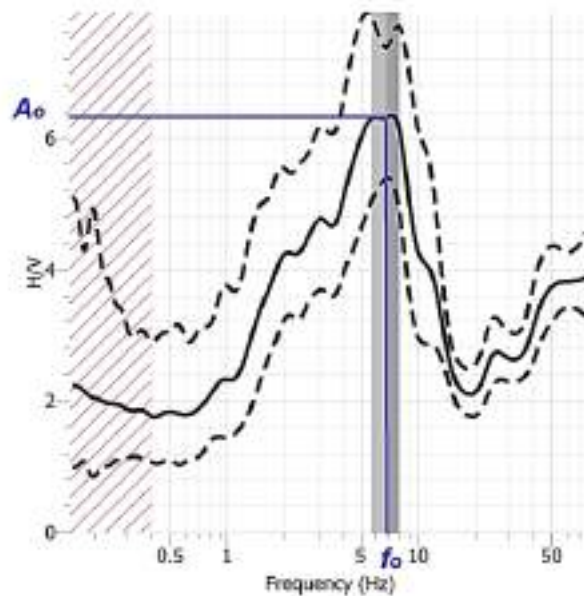
La propuesta de procedimiento es independiente del tipo de programa o software empleado ya que el procesado está indicado en términos de fases generalizadas.

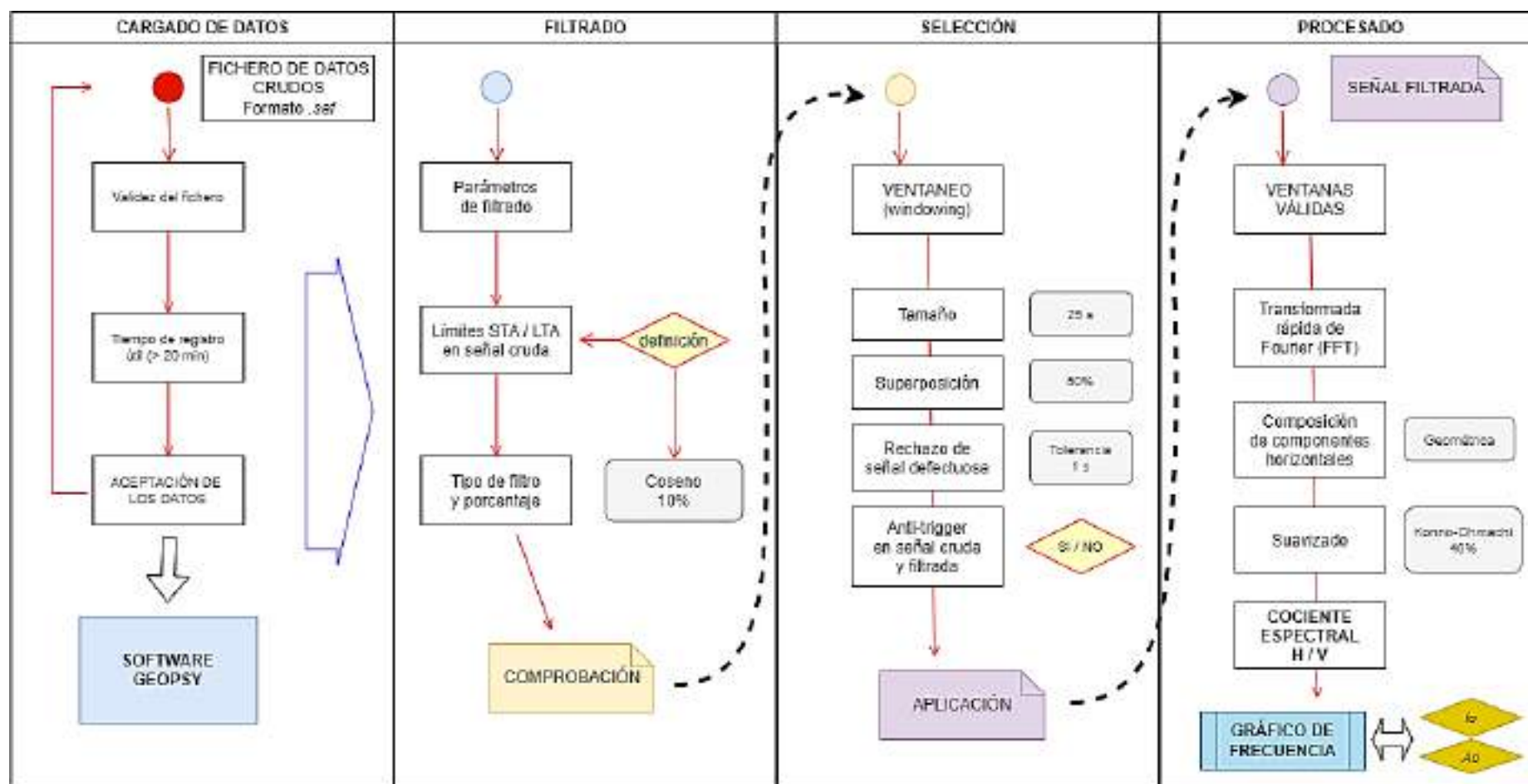
Este procesamiento y la obtención de la curva de elipticidad se divide en cuatro fases que se comentan brevemente a continuación:

1. **Cargado de datos.** En esta fase se realiza un análisis de la validez de los datos almacenados en los registros, comprobándose que existe un tiempo de señal guardada superior o igual a los 20 minutos (recomendable según SESAME, 2004). Con esta revisión se aceptan o se descartan los datos (en este caso habría que realizar una nueva medida) y se cargan en el software libre GEOPSY (SESAME, 2004).
2. **Filtrado.** El fichero cargado se analiza y se definen los parámetros del filtro a aplicar con la definición de los límites de las frecuencias STA y LTA para la señal cruda y el establecimiento del tipo de filtro y porcentaje a aplicar para esta señal (se eligió el tipo coseno con un 10% por ser uno de los más comunes y menos agresivos para señales de buena calidad).
3. **Selección.** El siguiente proceso es la selección de las ventanas válidas a emplear en el procesado con la exclusión de las de baja calidad (mínimo un total de 10 ventanas). El tamaño de la ventana ha sido de 25 segundos con una superposición del 50% entre ellas y una tolerancia de 1 segundo en el rechazo de la señal defectuosa. Estos parámetros han sido validados para los datos registrados en las tres ubicaciones investigadas. Por último, se analiza la necesidad de aplicar un sistema de corrección (*anti-trigger*) tanto para las señales crudas como filtradas (en este caso se ha empleado siempre en la señal cruda y en ciertas ocasiones de ruido elevado en la señal filtrada).

4. **Procesado.** El procesado ha consistido en la aplicación de la transformada rápida de Fourier (*FFT* en siglas anglosajonas) para las señales de cada componente, pasando seguidamente a la composición de las señales horizontales (N-S y E-W) mediante una relación geométrica. Antes de realizar el cociente espectral (H/V), último paso del procesado se aplica un suavizado y un sistema de paso angosto (*tapering*) para obtener curvas de elipticidad sin anomalías. El resultado que se obtiene de cada curva de elipticidad son los valores de la amplificación A_o (cociente H/V) y la frecuencia fundamental f_o asociada al pico máximo.

El resultado de este procesado es, como se acaba de indicar, la pareja de valores para el punto ensayado o medido (f_o , A_o), la cual se obtiene del análisis del gráfico de la curva de elipticidad o dispersión. En el gráfico adjunto se muestra el par de valores para el ejemplo mostrado. En este caso, el programa GEOPSY (empleado en el procesamiento de los datos de esta Tesis) los ofrece automáticamente con la desviación estándar asociada (barras grises en el gráfico) y para el ejemplo los valores obtenidos serían: frecuencia fundamental $f_o = 6.85 \pm 0.98$ y amplificación o cociente espectral $A_o = 6.38 \pm 0.58$.





APENDICE 1

Artículo 1

San Marcos. Cayambe. Ecuador

Alonso-Pandavenes, O.; Torres, G.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J.

Basement tectonic structure and sediment thickness of a valley defined using HVSZ
geophysical investigation, Azuela valley, Ecuador.

Bulletin of Engineering Geology and the Environment (2022) 81:210

<https://doi.org/10.1007/s10064-022-02679-y>

(versión del autor)

[Click here to view linked References](#)

BASEMENT TECTONIC STRUCTURE AND SEDIMENT THICKNESS OF A VALLEY DEFINED USING HVSR GEOPHYSICAL INVESTIGATION. AZUELA VALLEY. ECUADOR

Olegario Alonso-Pandavenes^a, Gabriela Torres^b, Francisco Javier Torrijo^{c,d} and Julio Garzón-Roca^e

^a Geology and Mining Engineering Faculty, FIGEMPA, Universidad Central del Ecuador, Quito, 170129. E-

mail address: omalonso@uce.edu.ec

^b Geology and Mining Engineering Faculty, FIGEMPA, Universidad Central del Ecuador, Quito, 170129. E-

mail address: gftorres@uce.edu.ec

^c Department of Geotechnical Engineering, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022,

Valencia, Spain. E-mail address: fratorec@trr.upv.es

^d Research Centre PEGASO, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022, Valencia, Spain.

E-mail address: fratorec@trr.upv.es

^e Department of Geodynamics (GEODESPAL), Faculty of Geology, Complutense University of Madrid,

28040, Madrid, Spain. E-mail address: julgarzo@ucm.es

*Corresponding author. Tel.: +593 995608066. omalonso@uce.edu.ec

Abstract

The use of a small set of boreholes, as fixed information of the basement, combined with the analysis of microtremor surveys can provide a transversal detailed section of a valley. In this paper, the horizontal to vertical spectral ratio (HVSr) technique was applied as a quick and economic method to establish the thickness of the sediments existing over the rock basement in the San Marcos dam area, located at the Azuela valley (Cayambe, Ecuador). Previous investigations conducted for the construction of the dam, with a length of 700 m, did not reach the bottom of the valley; only the abutments were properly defined, where the rock being close to the ground surface at those areas. Involving a few boreholes as control points, a relation between the natural frequency of the ground vibration and the sediment thickness was established. 20 HVSr single station points were measured and analyzed in the three main directions (N-S, E-W and Z) of the components of the ground natural

vibration (rumour) and using the natural vibration frequency at each point, a correlation was established with the sediment thickness. From that point, the geological cross-section of the bottom of the valley could be delineated, revealing some tectonic structures (faults) not defined in the previous geotechnical investigations and whose evidence may be useful in further control dam settlement studies. The proposed formulation can also be used as a quick tool to accurately investigate the area around the dam and define other tectonic structures not previously evidenced.

Keywords: HVSR; Microtremor; H/V Spectral ratio; Depth of bedrock; Azuela valley

1. Introduction

Seismic vibrations that result from either anthropic or natural sources are called microtremors. They can vary in energy daily or weekly, or in the position of sources, but they are still constant in frequency over time (Asten 2004; Bonnefoy-Claudet et al. 2004; SESAME 2004). Nakamura (1989) hypothesised that the vertical component of ambient noise has the characteristics of source to sediments surface ground and is relatively influenced by Rayleigh waves on the sediments. Therefore, the vertical component may be used to remove both the source and the Rayleigh wave effects from the horizontal components. This technique is called HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio), H/V, or the Nakamura technique, and it can be applied both in earthquake research (determination of fundamental periods of vibration) and in geological logging (classification of geological materials using V_s and V_{s30}) through the analysis of an ellipticity curve (Nakamura 1989; Delgado et al. 2015; Pamuk et al. 2019; Jirasakjamroonsri et al. 2019). The HVSR technique can identify the fundamental resonant frequency of a sedimentary layer and its implied amplification factors. This has been shown by other researchers (Ohmachi et al. 1991; Lermo et al. 1992; Field and Jacob 1995; Kanli 2010) who used the H/V ratio of noise to identify the fundamental resonant frequency of sediments. The application of this technique only requires a high geophysical impedance (relationship between the

bulk density of a medium and the velocity of the seismic wave propagating through it) contrast of more than two times between existing media to obtain successful results (Nakamura 1998; Vella et al. 2013; Hellel et al. 2019).

Since 2006, the Autonomous Decentralized Government of the Province of Pichincha (Ecuador), hereafter GADPP, has been building an irrigation system. This system involves the construction of a fine-grained core earth dam to the south of the San Marcos lagoon, in the Azuela River valley, which serves as a reservoir for water distribution (www.pichincha.org.ec). The reservoir is expected to start to being filled by the end of 2020, and the commissioner needs to control the responses of the dam's foundation and the ground until reaching the final capacity (13 m above the base level of the lagoon). Knowledge about the geology and the structure of the bottom of the valley and the sediments' thicknesses are both required for this process, but they are undetermined for now: the tests (boreholes) and surveys (seismic refraction) conducted in the geological and geotechnical study (in 2009) did not reach the level of the bedrock, especially in the central zone of the infrastructure where a greater thickness of sediments exist (GADPP 2009).

Thus, this paper shows the application of the HVSR technique to quantify the thickness of the sedimentary materials overlying the basement of the San Marcos dam. The high contrast of impedances that exists among the recent sediments (flow of pyroclasts, volcano sedimentary materials, and alluvial and lacustrine sediments) and the compact basement formed by lavas belonging to the Angochagua formation in the study area enabled the application of the HVSR technique. Both bulk density and seismic velocity have a high difference in values that gives the needed impedance contrast: previous studies (GADPP 2009) have shown that the velocity of the primary waves (V_p) was around 2000 m/s in the highly compacted sediments and over 4000 m/s in the basement rock (lavas); this results in a ratio of 2 between them (also in impedance).

The identification of the position of the basement (bedrock) of the San Marcos dam was obtained from the results of a Rayleigh wave analysis and the ratio of the H/V components, by using a mathematical formulation that relates the fundamental frequency of vibration of the ground and the

thickness of the sediments (Chang et al. 2015). This completely determined the east-west cross-section of the basement, and the structure of the Azuela River was clearly defined. The established relation may provide a quick and economical tool for prospecting bigger areas around the dam to delineate a completely three-dimensional picture of the whole valley. It could be used to accurately define the tectonic and structure of the basement around even the deepest areas.

2. Geographical setting and geological framework

The valley of Azuela River is located in the municipality of Cayambe, in the eastern part of the province of Pichincha, in the north of Ecuador (**Fig. 1**). It was originally a valley embedded in a deep V shape enhanced by the existence of north-south and northwest-southeast direction faults, which have been covered by sediments from the Holocene to actual times (Torres 2018). The studied area is geomorphologically characterised by the presence of a lagoon, San Marcos, which was formed after a past eruption of the Cayambe volcano. This natural water reservoir is located to the north, about 10 kilometres north of the crater (**Fig. 2**), in which a pyroclastic flow blocked the valley and generated water and sediment retention (Samaniego et al. 1998).

The geology of the area is characterised by the presence of a Pleistocene basement formed by lavas and compact volcanic products (cemented pyroclasts) belonging to the Angochagua formation. A sequence of volcanic materials (flows, pyroclastic, and ash) and glacial, alluvial, and lacustrine sediments have been deposited over them (Torres 2018).

The geological cartography (**Fig. 2**) was performed by GADPP (2009) and subsequently reviewed by Torres (2018). It shows how the pyroclastic flowed from the Cayambe volcano (to the southwest, outside the image) blocked the valley of the Azuela River. These materials have been dated to 4000 B.P., and came from a San Marcos type eruption, one of the strongest scenarios that could produce this volcano. These pyroclastic sediments functioned as a natural dam that allowed the formation of the San Marcos lagoon and the sedimentary series on which the constructed dam is currently located (Samaniego et al. 2004).

105 The geomorphology of the valley area presents an accentuated V shape which has been gently
106 softened by glaciers (the Ismuquiru river valley, just to the west of the Azuela valley, has a clear U-
107 shape typical of glacial events) with slopes at its flanks of 16° in the west and 20° in the east. The
108 eastern flank, over the dam crest, has flatter slopes and a plain area raised 100 m over the lagoon
109 water level. This could be due to the effects of glacial erosion. The slopes to the west keep the original
110 acute form of the valley, probably because they were formed by the action of the north-south direction
111 fault that would run through the centre of the current lagoon (Torres 2018). The actual level of the
112 land in this area is at an average of 3420 m above sea level.

113 The structural features of the area, like faults and folds, are not clearly defined. Most of them are
114 covered by the sediments, overburden, and alteration soils that hide the rock and faults. These features
115 are briefly delineated in **Fig. 2**. Faults that are drawn to the west of the lagoon, with an almost east-
116 west direction, could be observed in the field. The faults that cross from north to south and northwest
117 to southeast at the centre of the Azuela valley are supported by geological sections of the dam made
118 for its construction (Torres 2018).

119 The direction of these faults is consistent with the strain processes from the subduction zone at the
120 west coast of Ecuador. The Nazca plate is subducting South American plate and this is the first origin
121 of this dextral faulting, parallel to the coast, which is also the focus of seismicity and earthquakes.
122 Thus, the San Marcos dam area is located in a high seismic hazard zone as indicated by the Ecuadorian
123 Seismic Classification (Egüez and Aspden 1993). The value of PGA calculated for rocks in this zone
124 is between 300 and 310 gal (1 gal equal to 0,01 m/s²), but it could reach between 400 and 500 gal if
125 local effects (amplification factors due to thick sedimentary cover) are considered (Torres 2018).

126 **3. Construction project and previous surveys**

127 The geological and geotechnical study for the construction of the San Marcos dam included boreholes
128 and geophysical researches conducted at the dam axis. The aim was to complement the data obtained
129 previously by GADPP (2009). **Fig. 3** shows the construction cross section of the dam along with the

130 five boreholes conducted. Perforations at or near the ends of the profile (P-7A, P-10A, PSM-3, and
131 P-9) cut the basement, while the one executed in the central zone (P8) did not reach it.
2
3
132 The geological profile showed that the basement of the valley at its central part is deeper than 75 m
5
6
133 (reached depth in P8 borehole), with the presence of several vertical faults accentuating this
8
134 deepening towards the centre and east (right edge, where the Azuela River is located). Measured
10
11
135 seismic velocities (V_p) enable the interface between the recent sedimentary materials ($V_p \approx 1725$ m/s)
12
13
136 and the pyroclastic flows ($V_p \approx 2210$ m/s) to be located at depths of 34 m from the current topographic
15
16
137 surface. Thus, the stratigraphic sequence in the construction zone of the dam has more than 35 m (in
17
18
138 the central zone it exceeds 40 m) of alluvial and/or lacustrine sediments (distal or low intensity of
20
21
139 flow) which lay over volcanic sedimentary material of pyroclastic flow type. Auxiliary 22-m-depth
22
23
140 SPT surveys done before constructing the dam foundation, demonstrated an increase of compaction
25
26
141 values of the ground (GADPP 2009).

142 4. Experimental study

143 An experimental study was performed at the toe of the San Marcos dam, on the downwards side of
33
34
144 the water flow and over it, using the single station HVSR technique. Since the area was saturated, the
36
37
145 station points could not be placed continuous and equal spaced as desired. A total of 17 single station
38
39
146 points were investigated close to the dam toe and spaced over, selecting harder and unsaturated soils
41
42
147 (unequal distributed in distance). Additionally, three station points were located over the crest of the
43
44
148 dam. **Fig. 3** and **Fig. 4** show the location of the station points in section and plan view, respectively.
45
46
149 Some points were not along investigated cross-section (marked as purple line in **Fig. 4**). Points 18,
48
49
150 19, and 20 were measured on the top of the dam and points 1, 4, 7, 10, 12, 17, and 14 were also
51
52
151 extrapolated to the interpreted section. Some station points were taken at the same location where
53
54
152 boreholes were performed or close to them (the exact coordinates of the position of old boreholes
55
56
153 were not available) to allow the interpretation of the results. The frequency and period of each 20
58
59
154 points measured are listed in **Table 1**.

155 The HVSR technique is based on the spectral analysis of the rumour collected on the surface of the
156 ground. The application of microtremor devices can be made through an array or alignment of
2
3
157 4 geophones, such as the ReMi technique or, as in this case, with the implantation of a single station
5
158 6 triaxial set of geophones that collect vibrations in three spatial directions (N-S, E-W, and vertically).
7
159 8 At each station point, the measuring device was implanted on the ground, as firmly as possible and
9
10
160 11 protected from the wind or external movements, with an orientation to the magnetic north of one of
12
161 13 the horizontal components, established with the support of a compass. The device was connected to
14
15
162 16 a computer to control the equipment and record the data. Since measurements of records need
17
163 18 sufficient time to obtain enough data information for further analysis, registration times of more than
19
20
164 21 20 minutes were performed, following the guidelines indicated for this type of measurements
22
23
165 24 (SESAME 2004). An example of this measured data is shown in **Fig. 5-A**, and so the used equipment
25
166 26 (**Fig. 5-C**).

27
28
167 29 Raw data processing was carried out using the software GEOPSY v.2019 (SESAME 2004), and
30
31
168 32 consisted of the generation of a windowing from 20 to 25 seconds without overlapping (**Fig. 5-B**).
33
34
169 35 To obtain the final windows to be analysed, anti-triggering filters were applied to the raw signal and,
36
170 37 in certain cases, also to the filtered signal (low pass filter with a value of 5 Hz), cleaning the record
38
39
171 40 data from transients. Transients were defined as a comparison between the average signal amplitude
41
172 42 over a short time period of one second t_{STA} , STA, and the average signal amplitude over a longer time
43
44
173 45 period of 30 seconds t_{LTA} , LTA. Windows that meet with STA/LTA ratios between 0.05 and 0.5 may
46
47
174 48 be considered as stationary noise. In these spaces of the filtering window, the Fast Fourier Transform
49
50
175 51 (FFT) was applied to each delimited space or window (Bard 2004).

52
53
176 54 The curves of the horizontal components were combined squared average to obtain the relationship
55
56
177 57 against the vertical one (H/V), previously applying a Kono and Ohmachi (1998) smoothing filter type
58
59
178 60 of 30-40%, with cosine or triangular type windows to every component (H and V). The final HVSR
61
62
179 63 was obtained by averaging the H/V amplitudes from all selected windows (see selected examples of
64
65
180 66 this in **Fig 6**), drawing in colours calculations for every window. The average of them, as a black

continuous curve, and the standard deviations values for each frequency were estimated from the H/V amplitude logarithm (dotted black lines in **Fig. 6**). The use of calculation parameters was selected following the recommendations of the SESAME Project (Bard 2004; SESAME 2004).

5. Interpretation of the field data

Interpretation of the field data was done using the GEOPSY software. The relationship between the dominant peak frequency (frequency of the fundamental mode of ground vibration) and the thickness of sediments over the basement was quantitatively established. Nakamura (1989) and Albarello et al. (2011) proposed the basis of this process considering that the Rayleigh waves, in fundamental mode, dominate the environmental vibrations and these propagate in the sediments and soils that overlie a basement in a homogeneous way.

Previous studies have shown that a large-amplitude HVSr peak can be associated to a high impedance contrast between the sedimentary cover and the basement, while a low amplitude peak relates to a lower contrast, indicating the presence of stiff soils (Bonney-Claudet et al. 2006). In 1989, Nakamura suggested that the origin of the fundamental frequencies is related to the resonance of the shear wave in a single layer of sediment and, therefore, the thickness of the layer (H) can be related to the fundamental frequency (peak) of the H/V spectral relationship, f_o , according to the relationship:

$$f_o = \frac{n V_s}{4 H} \quad (1)$$

Where n are the modes of vibration without attenuation or irregularities and V_s is the velocity of the shear wave in the sediments. However, the definition of this shear wave velocity in the first few metres is difficult to obtain. Budny (1984), based on correlations with geotechnical surveys, indicated that velocity V_s might be described as a function of depth (z) as:

$$V_s(z) \approx V_0 (1 + z)^x \quad (2)$$

Where V_0 is the average shear wave velocity and x is a constant (empirically obtained). Based on Budny's investigations, and using data from well logs (down-hole), Ibs von Seth and Wohlenberg

(1999) determined a good correlation for the peak frequencies of the H/V ratios over a wide range of thicknesses (from tens to thousands of metres), following the expression:

$$Z = a f_0^b \quad (3)$$

Where Z is the thickness of sediments over the basement and a and b are parameters related to the ground. The obtained values of those two parameters over Tertiary and Quaternary sediments in Aachen (western part of the Lower Rhin riverbank) are referred to in **Table 2**. Subsequently, Parolai et al. (2002), Hinzen et al. (2004), Birgören et al. (2009), and Khan and Khan (2016) made adjustments in Eq. (3) according to different places tested, also obtaining different values for a and b (**Table 2**). This means that in each ground (sedimentary basin) these parameters must be obtained according to the conditions of the materials and their stratigraphic sequence. However, the values of Ibs von Seth and Wohlenberg (1999) and Parolai et al. (2002) are generally used as a reference in some publications (i.e., Khan and Khan 2016).

Table 3 shows the four boreholes available at the axis of the investigated dam where bedrock was reached, and the corresponding results obtained at that location using the HVSR technique. From these results, parameters a and b were obtained by adjusting Eq. (3) as seen in **Fig. 7**, yielding the following expression:

$$Z = 58.746 f_0^{-0.247} \quad (4)$$

Adjustment achieved a good match, with a coefficient of determination R^2 of 0.98 (**Fig. 7**), although the contrast points used in the definition of the adjusted curve were relatively few when compared with those presented by other authors (four points here versus more than 30 in the study by Ibs von Seth and Wohlenberg (1999), for example).

6. Analysis and discussion

The fundamental frequency of ground vibrations was found to be in the range of 0.12 Hz and 61.26 Hz (see **Table 1**). These limits are quite broad and generate a range of dispersion which is sufficiently

230 varied to obtain good results in the analysis of the sedimentary basin because it has important
231 variations in depth throughout the investigated section.

232 The curves obtained have clear peaks in the positions 1, 5, 6, 9, and 10, without the appearance of
233 other dominant modes or peaks, being in the other position's broad peaks, but clearly denote the
234 fundamental frequency in each case. At point 12 (area away from the dam) the test showed a complex
235 curve with several peaks at high frequencies, which would indicate high impedance contrasts in
236 shallow surfaces. Regarding the viability of the H/V curves obtained in the test points 1, 4, and 7,
237 located relatively close to one another, they do not have an amplification value (A_0) in the H/V ratio
238 greater than two. So, this value exceeded those of the rest of the tests carried out (validation conditions
239 according to SESAME 2004). However, these three points were considered in the interpretation.

240 A comparison using the Eq. (3) for the different values of a and b given in **Table 2** was conducted. It
241 is interesting to note that coefficients were quite different from those obtained in studies made by
242 Parolai et al. (2002), Hinzen et al. (2004), Birgören et al. (2009), and Khan and Khan (2016). The
243 values obtained for the thickness of the sediments is presented in **Table 4**. Results can also be seen
244 graphically in **Fig. 8** (bi-logarithmic representation) where it may be observed that most of the fitting
245 lines are more tilted than the one reached in this study. This inclination is controlled by the exponent
246 of the formula, which in this case is between four and six times lower than the other proposed ones.
247 The observed numerical differences may be assigned to the nature of the materials: in all
248 investigations related to **Table 2**, the materials were composed of quartz grains and had a
249 homogeneous vertical distribution; in the present work, sediments came from an alteration of andesite
250 rocks with pyroclastic flows overlying the basement, i.e., which were all quartz poor. However,
251 further investigations are needed to confirm these differences.

252 **Fig. 9** shows the San Marcos dam profile with the position of the bedrock drawn from the
253 interpretation of the data given by the old boreholes along with the bedrock prediction interface
254 obtained by applying Eq. (4) on the points surveyed in this study. The observations reveal that the
255 bedrock interface of both interpretations is very similar for points 2, 6, 17, and 19, surveyed points

located used for calibrating Eq. (4) with a 4.1% of error between real depth (boreholes), and measured ones (HVSr points). For the rest of the points, the results are consistent with the original drawing of the basin, obtained by drilling and establishing a depth of 99.2 metres in its deepest part (supposedly obtained by point 9). It should be mentioned that the values of points 1, 4, 7, 10, 14, and 17 were extrapolated to the cross-section, as well as those of point 12, 175 m away from it. Nevertheless, the value obtained for this one is consistent with the V-shape of the investigated valley and the closest-lying ones. Although having obtained good results using Eq. (4), further research between various points would be necessary to clearly define the interface of the basement in whole section.

Table 4 and **Fig. 9** show the depth of the basement predicted based on the peak frequency (f_0), obtained on each surveyed point using the new formulation and the ones proposed other authors. The irrationality of the results is clear for the relationships of Ibs von Seth and Wohlenberg (1999), Parolai et al. (2002), and Hinzen et al. (2004), where values of sediment thicknesses of more than 1000 and 2000 m, and less than 1 m appeared. Moreover, comparing the parameters a and b of the new equation with those obtained by other authors (see **Table 2**), only those obtained by Khan and Khan (2016), were close to the values established in this study. However, the results of thicknesses calculated with these factors greatly differ from those obtained in the adjustment made in this investigation, having only the values between 0.9 and 3.4 Hz as opposed to those that had closer values (the intersection is represented in **Fig. 8**). As the values of f_0 move away from this dimension, the results differ exponentially.

Structural information of bedrock can be extracted from **Fig. 9**. The fault name number two, at the left margin of the valley (east), has been recognised in previous studies and marked at the same place as has been identified in this investigation (see **Fig. 3** and **Fig. 9**). Both have a vertical scarp, dipping gently toward the western side, but the difference between the two interpretations is the displacement, which is currently more than ten metres against the five metres in old documents. The old displacement was defined from data at borehole P-9 and helped infer this feature. In this study, data measured around this place can delineate better this displacement and evaluate it more precisely.

On the other hand, two new fault structures have been recognised in the centre of the valley, which are responsible for the depth of it: faults 3 and 4. The former is located towards the eastern side of valley (at the first third). The latter is close to the centre of it (300 m from the eastern side of valley) just where an inferred fault was drawn on construction section (see **Fig. 3** and **Fig. 9**). The drawing of the bottom in all areas of the section had an inversed sawtooth appearance, so it was impossible to define clearly a tectonic feature as faults at the western side (it could be that one was defined between 14 and 15 HVSR points, but not clearly). Across the publications of Alvarado (2012), the sismogenic zone defined at this area is in general a strike-slip type of failure, but the oldest faults have an inversed movement caused by the tension from the subduction zone. In addition, the repetition of outcrops on both sides of the lagoon of lavas from the Angochagua formation leads to thinking about a system of reverse faults that double the size on surface of these materials. No more detailed information can be obtained about the area; the faults 3 and 4 appear shown in the cross section of **Fig 9**, laying towards the western side at 65 and 70 degrees, as an interpretation (same as defined Fault 2 in previous studies), and give the main idea that the main tectonic structure was closed to left margin of the Azuela valley where the basement reached more than a 99 m depth.

No fault or special feature could be defined clearly on the western side of Azuela valley: only mention that the inclination observed at the bottom of the valley, in cross-section, was similar to that of the flanks of the valley in every margin. Thus, the eastern margin over the dam slopes inclined at 19.5° and under it, 20.0° on the other hand, the western flank, on the other side of the main fault, sloped at 15.4°, as did the slope of its margin.

7. Conclusions

The application of passive seismic techniques such as the Nakamura or the H/V spectral ratio (HVSR) allows large areas to be recognised without the need to distribute a longitudinal device with cables, allowing the implementation of devices which are less expensive and more economical research which are also faster than other ones, like boreholes. In this paper, the HVSR technique was used to

307 predict the position of the basement (bedrock) of the San Marcos dam (Ecuador) and define the cross
308 section of the Azuela River valley identifying the sediment thickness too.

309 A total of 20 points were surveyed using the HVSR technique and the relationship between the
310 frequency of natural vibration of the ground (f_o) and the thickness of the sediments (considering a
311 single layer of unconsolidated materials) was established. Following the equation type proposed by
312 Budny (1984) and developed by other authors, a power law relationship with two parameters of values
313 58.746 (scaling factor term) and -0.247 (power term) was set. When compared with data obtained
314 from performed boreholes, the new relationship proved to be capable of defining the bedrock interface
315 at San Marcos dam, achieving a coefficient of determination R^2 of 0.98 for those surveyed points
316 closer to the location of the boreholes. For the rest of the points, the results were consistent with the
317 original geological interpretation of the basin, which established a supposed depth of 95.5 to 110
318 metres in its deepest part.

319 The results obtained using the new relationship have also been compared with power relationships
320 available in the literature and which have been obtained by other authors for different materials and
321 their stratigraphic sequence. As expected, the predicted values yielded irrationality results in nearly
322 all cases, obtaining values of sediment thicknesses of more than 1000 and 2000 m, and less than 1 m
323 in shallow areas. In other cases (e.g., studies by Khan and Khan 2016), results were close to those
324 obtained with the new relationship, but only for a narrow value of f_o (i.e., between 0.9 and 3.4 Hz).

325 Having a relationship between f_o and the depth where the bedrock is expected to be found opens new
326 opportunities to enhance the knowledge of the Azuela River valley. First, an accurately cross section
327 of the Azuela valley basement could be drawn along the dam toe in order to locate and define its
328 structural features, like faults, that increased its depth. Once all the surveyed points were computed
329 and the bedrock was drawn, it could be concluded too that the inclination of the slopes of the rocky
330 substratum, at both sides of main fault, was shown to maintain the angle of the upper zone (margin
331 over the dam) with 15.4° in the western margin and in the eastern one; the slope was steeper at the

332 east side, in keeping with the geomorphology of the area. This corroborates the position of the fault
333 generated in the centre of the Azuela River valley.

2
3
334 Thus, through the application of the methodology developed in this study, geological and
5
6
335 geotechnical investigations of the position of the bedrock could be made with the application of
7
8
336 microtremors measurements in areas with direct information (boreholes as control points) as a quick
10
11
337 tool of exploration, even without a lot of boreholes. The formulations obtained could then be used in
12
13
338 all measurements of microtremor that occurred within them to obtaining coating thicknesses with an
15
16
339 accuracy of less than 4.5% (difference between depth to bedrock in boreholes and HVSR measured
17
18
340 points). This can be later extended to larger spaces with the consequent economic savings and can be
20
21
341 used in further and deeper investigations about geotechnical parameters and site response, out of the
22
23
342 scope of this work but as a new line of investigation (Ferraro et al. 2015; Kanli et al. 2006; Kanli et
24
25
343 al. 2008). Also, if the density of points suffice, tectonic structures can be defined too, like in this case.

344 **Author Contributions**

31
345 Conceptualization, O.Alonso and G. Torres; Data curation O.Alonso and G. Torres; Formal analysis,
32
33
346 O. Alonso; Funding acquisition, O. Alonso; Investigation, O.Alonso and G. Torres; Methodology,
35
36
347 O.Alonso; Project administration, O.Alonso; Resources, O. Alonso and F.J. Torrijo; Software,
37
38
348 O.Alonso and G. Torres; Supervision, F.J. Torrijo; Validation, F.J. Torrijo and J. Garzón- Roca;
40
41
349 Visualization, F.J. Torrijo; and J. Garzón- Roca Roles/Writing – original draft, O. Alonso and G.
42
43
350 Torres; Writing – review & editing, O. Alonso, F.J. Torrijo and J. Garzón- Roca.

351 **Funding**

45
46
352 This research received no external funding.

353 **Acknowledgements**

54
55
354 This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or
56
57
355 not-for-profit sectors. Special thanks to Dirección del Canal de Riego Cayambe-Pedro Moncayo
59
60
356 (GAD de la Provincia de Pichincha), and its Director, Mr. Rene Espín, to let to use the base

357 information and access to place. The authors fully acknowledge the financial support provided by the
358 Department of Geological and Geotechnical Engineering of the UPV. Also, thanks to GEOTOP
2
359 Ecuatorial Consulting (geotecnia2015@gmail.com) for the support provided and the equipment used
4
5
360 in the research.
6
7
8

361 **Conflicts of Interest**

10
11
1362 The authors declare no conflict of interest.
13
14

1363 **References**

16
17
1364 Albarello D, Cakir R, Walsh TJ (2011) Single station ambient vibration measurements in the Puget
19
20
365 lowland and coastal area, Washington. DNR-DGER internal report.
21
22
23

2366 Alvarado A (2012) Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Thèse
25
26
367 pour obtenir le grade de Docteur de L'Université de Grenoble, Spécialité: Sciences de la Terre,
27
28
368 l'Univers, et l'Environnement. France.
29
30
31

3369 Asten MW (2004) Comment on "Microtremor observations of deep sediment resonance in
33
34
370 metropolitan Memphis, Tennessee" by Paul Bodin, Kevin Smith, Steve Horton and Howard Hwang.
35
36
371 Engineering Geology <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2003.09.001>
38
39

40
372 Bard PY and SESAME participants (2004) The SESAME Project: An overview and main results.
41
42
373 13th World Conference on Earthquake Engineering. Paper No. 2207. Vancouver, Canada
43
44
45

4674 Birgören G, Özel O, Syahi B (2009) Bedrock Depth Mapping of the Coast South of İstanbul:
47
48
375 Comparison of Analytical and Experimental Analyses. Turkish Journal of Earth Sciences
49
50
376 <http://doi.org/10.3906 / place-0712-3>
52
53

54
377 Bonnefoy-Claudet S, Cornou C, Bard PY, Cotton F, Moczo P, Kristek J, Fäh D 2006 H/V ratio: a
55
56
378 tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. Geophysical Journal Int.
57
58
379 <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
60
61
62
63
64
65

380 Budny M (1984) SeismischeBestimmung der BodendynamischenKennwerte von
381 oberflächennahenSchichten in Erdbebengebieten der niederheinischenBucht und
382 ihreingenieurseismologischeAnwendung. PhD Thesis, Geol. Inst. University of Cologne Spec. Publ.
383 57, 208 pp

384 Chang Y-W, Van Bang P, Loh Ch-H (2015) Identification of Basin Topography Characteristic Using
385 Multivariate Singular Spectrum Analysis: Case Study of the Taipei Basin. Engineering Geology
386 <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.08.027>

387 Delgado J, Garrido J, Lenti L, Lopez-Casado C, Martino S, Sierra FJ (2015) Unconventional
388 pseudostatic stability analysis of the Diezma landslide (Granada, Spain) based on a high-resolution
389 engineering-geological model. Engineering Geology
390 <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.11.002>

391 Egüez A, Aspden J (1993) The Meso-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. Memory of
392 Second International Symposium Andean Geodynamics. Ext. Abstract 78-181 Oxford, UK

393 Ferraro A, Grasso S, Massimino MR, Maugeri M (2015) Influence of geotechnical parameters and
394 numerical modelling on local seismic response analysis. Proceedings of the XVI ECSMGE,
395 Geotechnical Engineering for Infrastructure and Development <http://doi.org/10.1680/ecsmge.60678>

396 Field EH, Jacob KH (1995) A comparison and test of various site response estimation techniques,
397 including three that are not reference site dependent. Bulletin of the Seismological Society of America
398 85(4):1127-1143

399 G.A.D. de la Provincia de Pichincha (GADPP) (2009). Estudios de geología y geotecnia dentro del
400 Proyecto de Riego Cayambe Tabacundo y agua potable Pesillo-Imbabura, cantón Cayambe, provincia
401 de Pichincha. Informe Definitivo. Quito

402 García-Jerez A, Luzón F, Navarro M, Pérez-Ruíz JA (2006) Characterization of the sedimentary
403 cover of the Zafarraya basin (Southern Spain) by means of ambient noise. Bulletin of the
2 Seismological Society of America <http://doi.org/10.1785/0120050061>
3 404
4 5
6 405 Hellel M, Oubaiche EH, Chatelain J et al. (2019) Efficiency of ambient vibration HVSR
8 investigations in soil engineering studies: backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container
10 terminal. Bull. Eng. Geol. Environ <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>
11 407
12 13
14 408 Hinzen KG, Scherbaum F, Weber B (2004) On the resolution of H/V measurements to determine
16 sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany.
17 Journal of Earthquake Engineering <http://doi.org/10.1080/13632460409350514>
18 409
19 20 21
22 2011 Ibs Von Seht M, Wohlenberg J (1999) Microtremor measurements used to map thickness of soft
24 sediments. Bulletin of Seismological Society of America <https://doi.org/10.1785/BSSA0890010250>
25 412
26 27
28 2013 Jirasakjamroonsri A, Poovarodom N, Warnitchai P (2019) Seismic site characteristics of shallow
30 sediments in the Bangkok Metropolitan Region, and their inherent relations. Bull. Eng. Geol. Environ.
31 414
32 <https://doi.org/10.1007/s10064-017-1220-3>
33 415
34 35
36 3716 Kanli AI (2010) Integrated approach for surface wave analysis from near-surface to bedrock. In:
38 Miller RD, Bradford JD, Holliger K (eds) Advances in Near-Surface Seismology and Ground-
39 417
40 Penetrating Radar, Geophysical Developments Series No. 15:461-476. SEG Reference Publications,
41 Tulsa, Oklahoma (USA).
42 419
43 44
45 46
47 420 Kanli AI, Kang T-S, Pınar A, Tildy P, Prónay Z (2008) A Systematic geophysical approach for site
48 response of the Dinar Region, South Western Turkey. Journal of Earthquake Engineering
49 <https://doi.org/10.1080/13632460802013966>
50 5021
51 52
52 422
53 54
55 5623 Kanli AI, Tildy P, Prónay Z, Pınar A, Hermann L (2006) V_{s30} Mapping and soil classification for
57 seismic site effect evaluation in Dinar Region, SW Turkey. Geophysical Journal International
58 424
59 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02882.x>
60 425
61 62
63 64
65

426 Khan S, Khan MA (2016) Mapping sediment thickness of Islamabad city using empirical
427 relationships: Implications for seismic hazard assessment. J Earth Syst Sci
428 <https://doi.org/10.1007/s12040-016-0675-0>
429 Konno K, Ohmachi T (1998) Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between
430 Horizontal and Vertical Components of Microtremor. Bulletin of Seismological Society of America
431 88(1):228-241.
432 Lermo JF, Lermo S, Chavez-Garcia J (1992) Site Effect Evaluation using microtremors: a review
433 (abstract). *EOS* 73, 352.
434 Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using
435 microtremors on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute
436 (RTRI) 30:25-33
437 Ohmachi T, Nakamura Y, Toshinawa T (1991) Ground Motion Characteristics in the San Francisco
438 Bay Area detected by Microtremor Measurements. International Conferences on Recent Advances in
439 Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 11-15 March, 1643-1648 St. Louis,
440 Missouri Paper LP08
441 Pamuk E, Özdağ ÖC, Akgün M (2019) Soil characterization of Bornova Plain (Izmir, Turkey) and
442 its surroundings using a combined survey of MASW and ReMi methods and Nakamura's (HVSr)
443 technique. Bull. Eng. Geol. Environ. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1293-7>
444 Parolai S, Bormann P, Milkereit C (2002) New relationships between Vs, thickness of sediments, and
445 resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for Cologne Area (Germany).
446 Bulletin of Seismological Society of America <https://doi.org/10.1785/0120010248>
447 Samaniego P, Monzier M, Robin C, Hall ML (1998) Late Holocene eruptive activity at Nevado
448 Cayambe Volcano, Ecuador. Bulletin of Volcanology 59:451-459

449 Samaniego P, Eissen J-P, Monzier M, Robin C, Alvarado A, Yepes H (2004) Los peligros volcánicos
450 asociados con el Cayambe. Instituto Geofísico, Quito
2
3
451 SESAME (2004) Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient
5
6
452 vibrations: SESAME, European project, WP12. Deliverable D23.12.
8
9
1053 Torres GF (2018) La amenaza sísmica y volcánica de la presa de la laguna San Marcos. Cayambe-
11
12
1054 Pichincha. Trabajo de Titulación (BsC Thesis). Universidad Central de Ecuador. Quito
13
14
1055 <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/16316>. Accessed 19 may 2019
16
17
1056 Vella A, Galea P, D'Amico S (2013) Site frequency response characterization of the Maltese islands
19
20
1057 based on ambient noise H/V ratios. Engineering Geology
21
22
1058 <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.006>
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

459 List of Figures

460 **Fig. 1** Location of San Marcos dam area (adapted from Torres 2008).

461 **Fig. 2** San Marcos dam area geological map (adapted from Torres 2018).

462 **Fig. 3** San Marcos dam longitudinal profile. Geological interpretation in preliminary studies for its
463 construction with the position of the HVSR surveys (blue triangles) and the used contrast boreholes
(bold red lines). A simplified representation of the materials defined in the geotechnical studies of the
464 dam is included: fine alluvial and lacustrine sediments (1), coarse and gravel sediments of alluvial
465 origin (2), coarse sediments and intercalations of volcanic materials (3), Cayambe pyroclastic flows
466 (4), basaltic basement composed by volcanic lava of the Angochagua Formation (5), and colluvial
467 sediments (6). Orientation east-west at scale 1H:2V. Adapted from original with permission of
468 GADPP (2009).

469 **Fig. 4** Surveyed points location around San Marcos dam, in the Azuela valley. Points 18,19, and 20
470 were performed over the dam. Points 1, 4, 7, 10, 12, 14, and 17 were considered as a projection in
471 delineated cross section of valley (dashed purple line).

472 **Fig. 5** (A) Raw data example from Point 1. In order, N-S, E-W and Z components. (B) Windowing
473 example from raw data applied at Point 2 record with 48 windows selected (20 s). Anti-triggering
474 filters were applied to raw data and filtered data. Components N-S, E-W and Z in order from up to
475 down. (C) Equipment used in this investigation at point 19

476 **Fig. 6** Final results from H/V analysis on selected surveyed points from total performed. Grey bands
477 show the fundamental frequency of vibration and its standard deviation.

478 **Fig. 7** Adjusted curve $Z=a f_o^b$ for data given in **Table 3**.

479 **Fig. 8** f_o versus sediment thickness curves in the different investigations related in **Table 2**.

480 **Fig. 9** Geological cross section of Azuela valley obtained after the application of passive techniques
481 of the seismic method (HVSR). Basement (lavas from Angochagua Formation) position obtained in
482 this study is delineated in bold dashed black line. It can be compared with old construction
483 interpretation section of basement represented in solid color. Vertical blue line represent depth at
484

485 every surveyed point and dot and dash blue lines are projected HVSR surveys over the section.

486 Boreholes used are drawn in red line (depth to basement). Scale 1H:2V

2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

487 **List of Tables**

488 **Table 1** Results obtained in present investigation with fundamental frequency (f_o), amplification (A_o)
2
3
489 and period (T_o) of the 20 measured points
4

5
490 **Table 2** Value of a and b coefficients to the equation defined by Budny (1984) given by different
7
491 authors, also including the present investigation. R^2 obtained and materials where were performed are
9
10
492 also indicated
11
12

13
493 **Table 3** Referred boreholes with depth data of basement (in metres) and HVSR surveys performed
14
15
494 as control correlation with fundamental frequency (f_o)
16
17

18
495 **Table 4** Depth of basement (bedrock) predicted by different authors equations (in metres) compared
19
20
496 to the present investigation (third column) based on fundamental frequency f_o
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

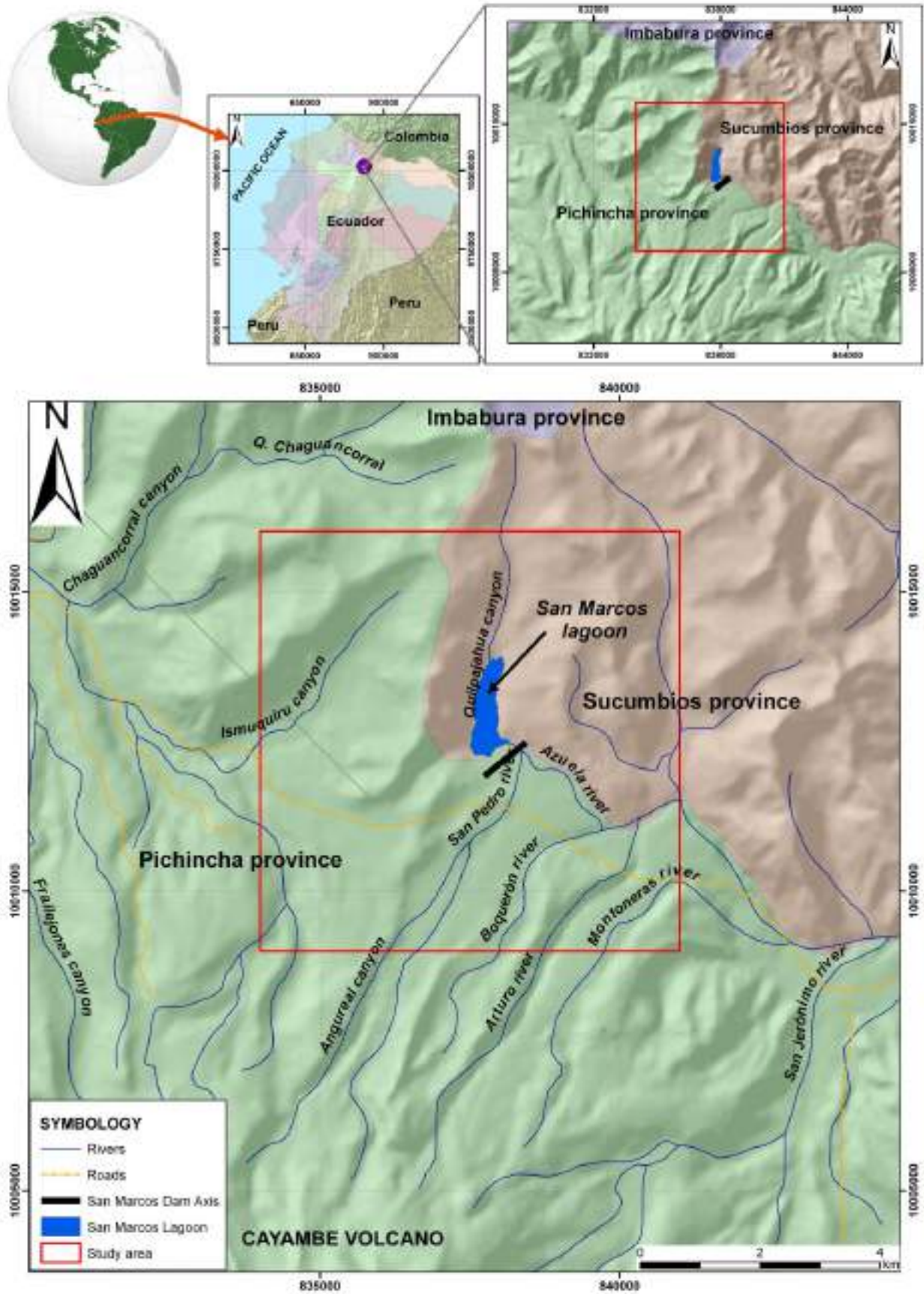


Fig. 1. Location of San Marcos dam area (adapted from Torres 2008)

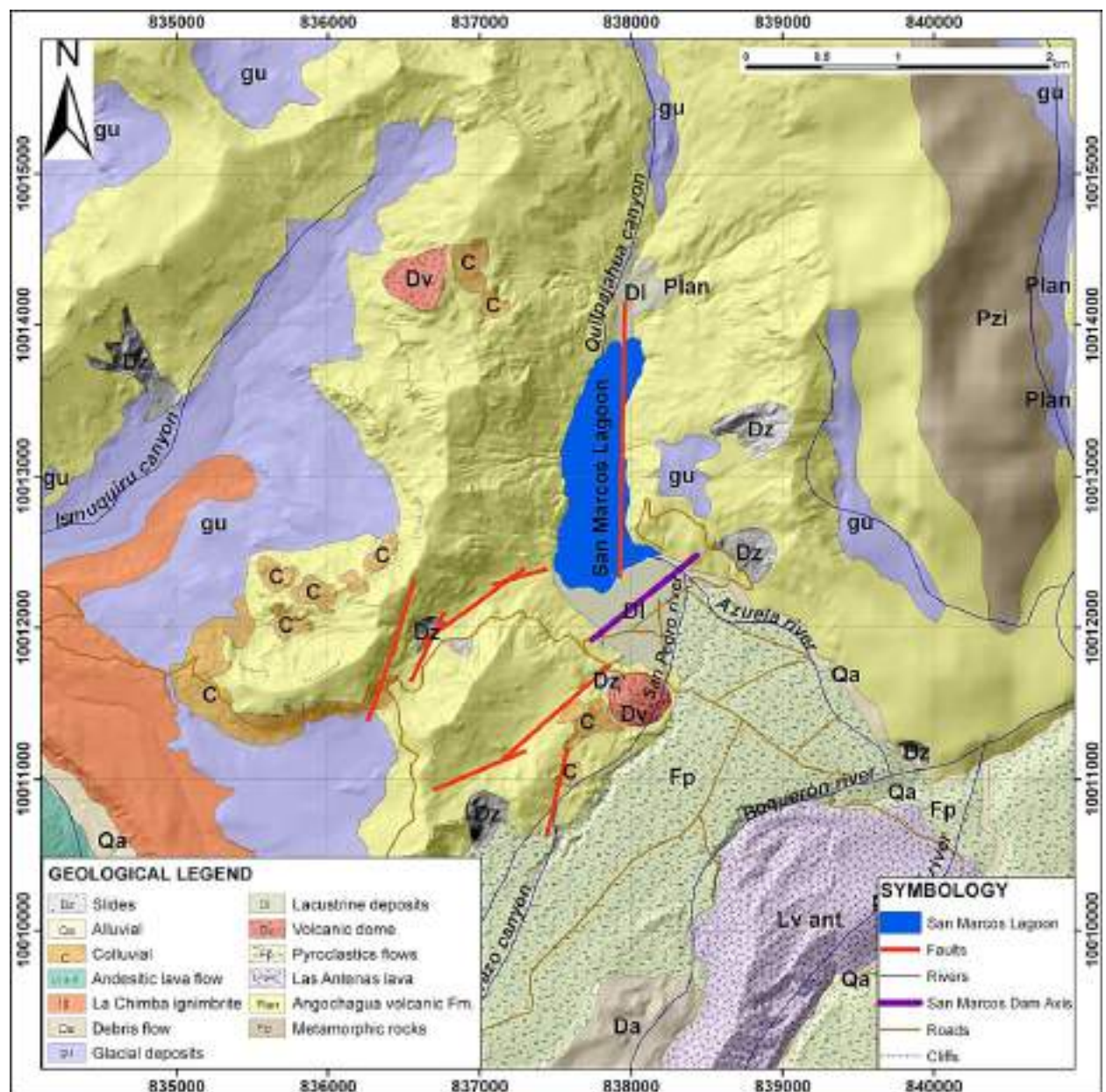


Fig. 2. San Marcos dam area geological map (adapted from Torres 2018).

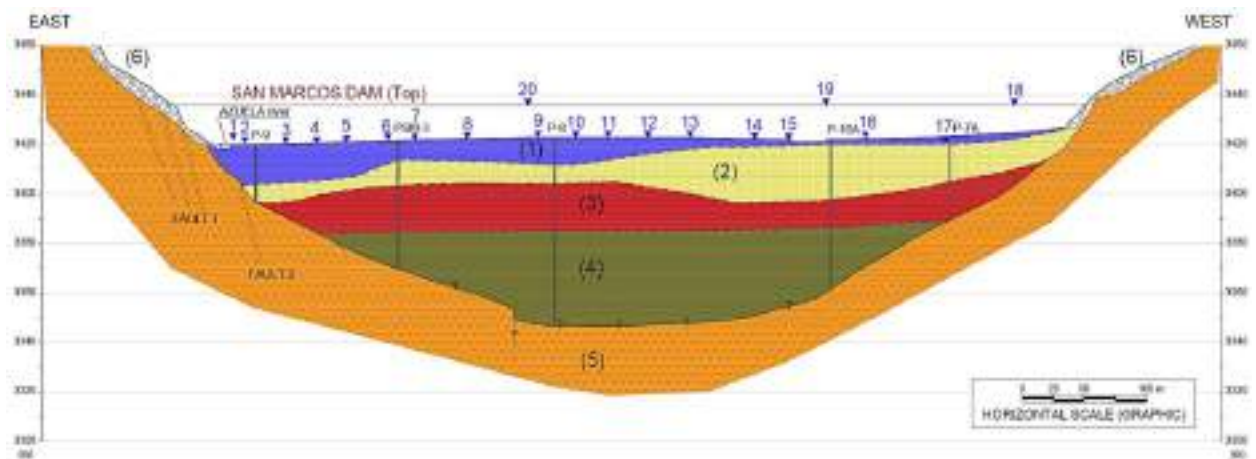


Fig. 3. San Marcos dam longitudinal profile. Geological interpretation in preliminary studies for its construction with the position of the HVSR surveys (blue triangles) and the used contrast boreholes (bold red lines). A simplified representation of the materials defined in the geotechnical studies of the dam is included: fine alluvial and lacustrine sediments (1), coarse and gravel sediments of alluvial origin (2), coarse sediments and intercalations of volcanic materials (3), Cayambe pyroclastic flows (4), basaltic basement composed volcanic lava of the Angochagua Formation (5), and colluvial sediments (6). Orientation east-west at scale 1H:2V. Adapted from original with permission of GADPP (2009)

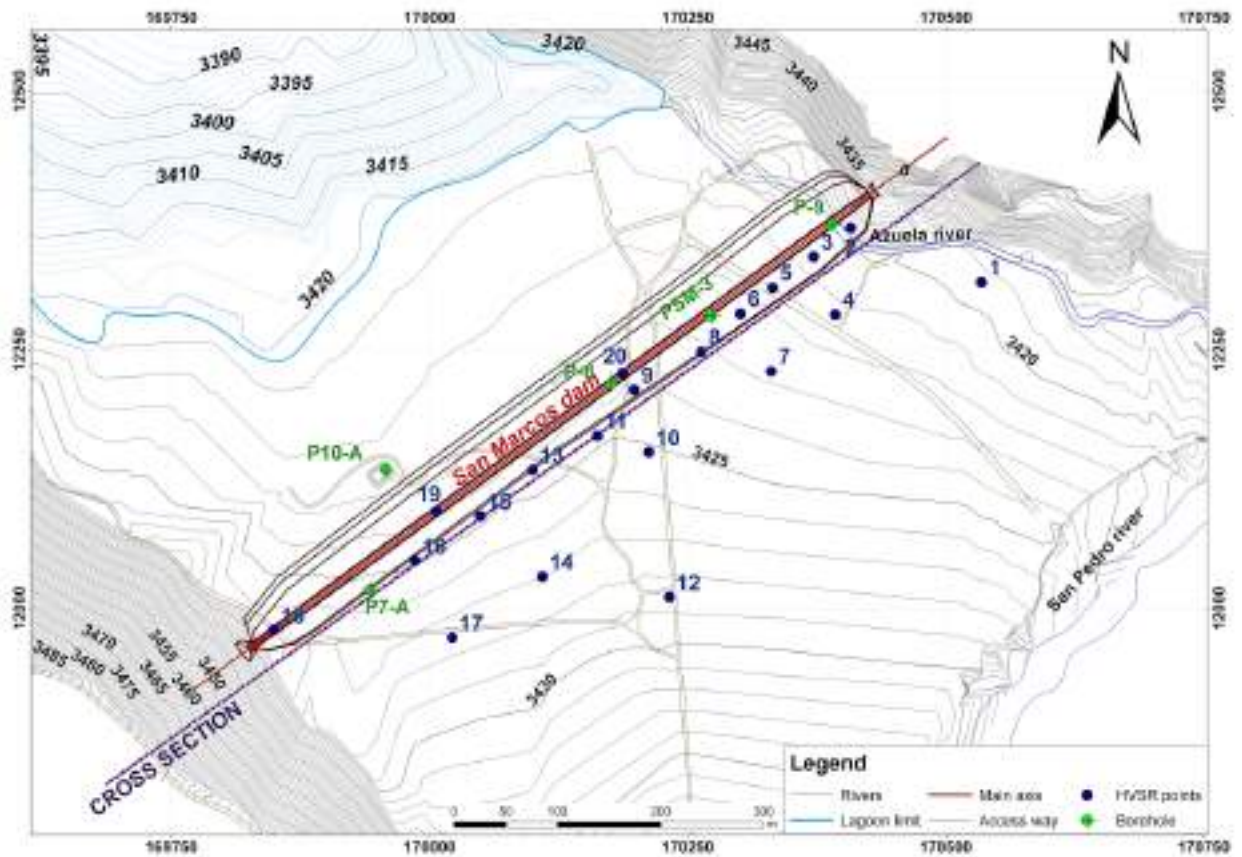


Fig. 4. Surveyed points location around San Marcos dam, in the Azuela valley. Points 18,19, and 20 were performed over the dam. Points 1, 4, 7, 10, 12, 14, and 17 were considered as a projection in delineated cross section of valley (dashed purple line).

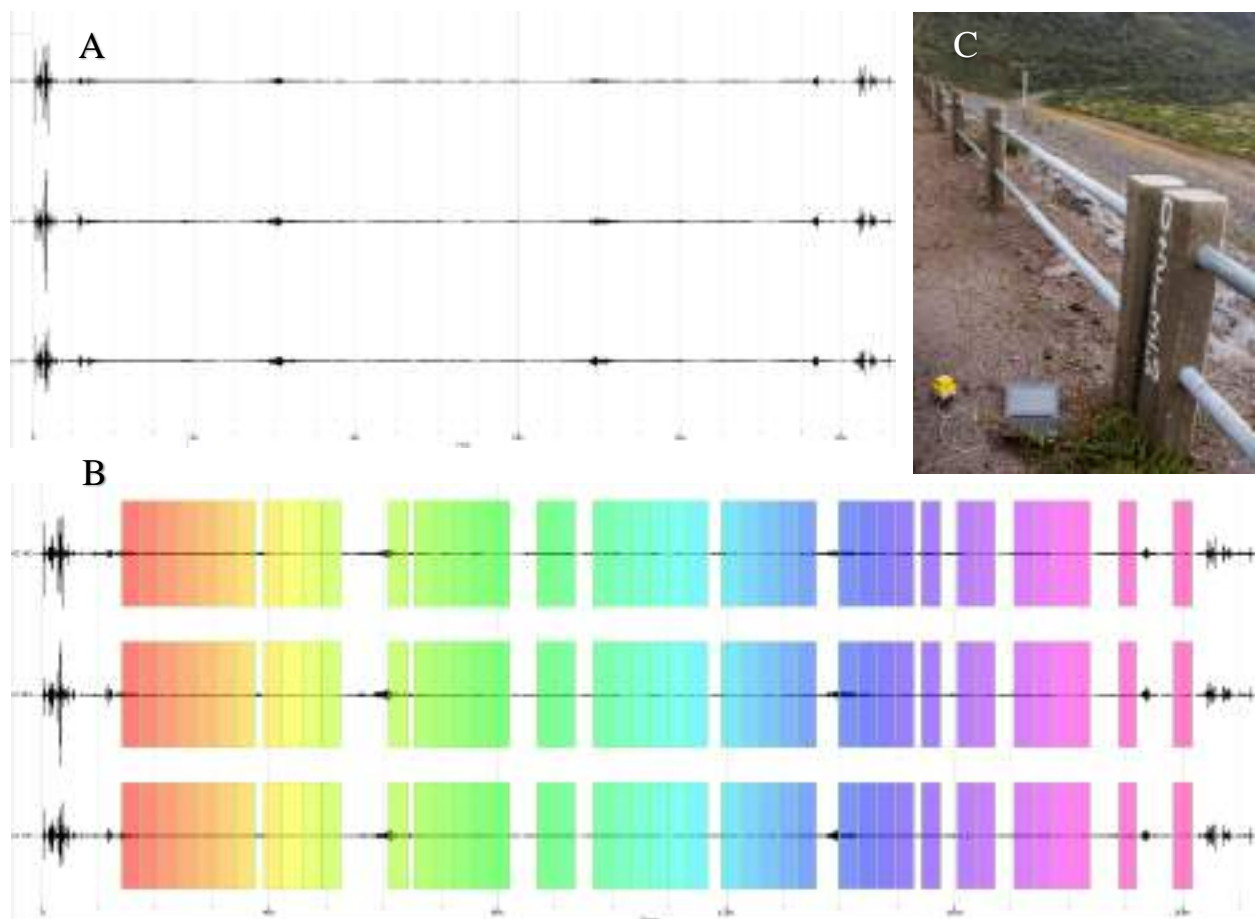


Fig. 5. (A) Raw data example from Point 1. In order, N-S, E-W and Z components. (B) Windowing example from raw data applied at Point 2 record with 48 windows selected (20 s). Anti-triggering filters were applied to raw data and filtered data. Components N-S, E-W and Z in order from up to down. (C) Equipment used in this investigation at point 19

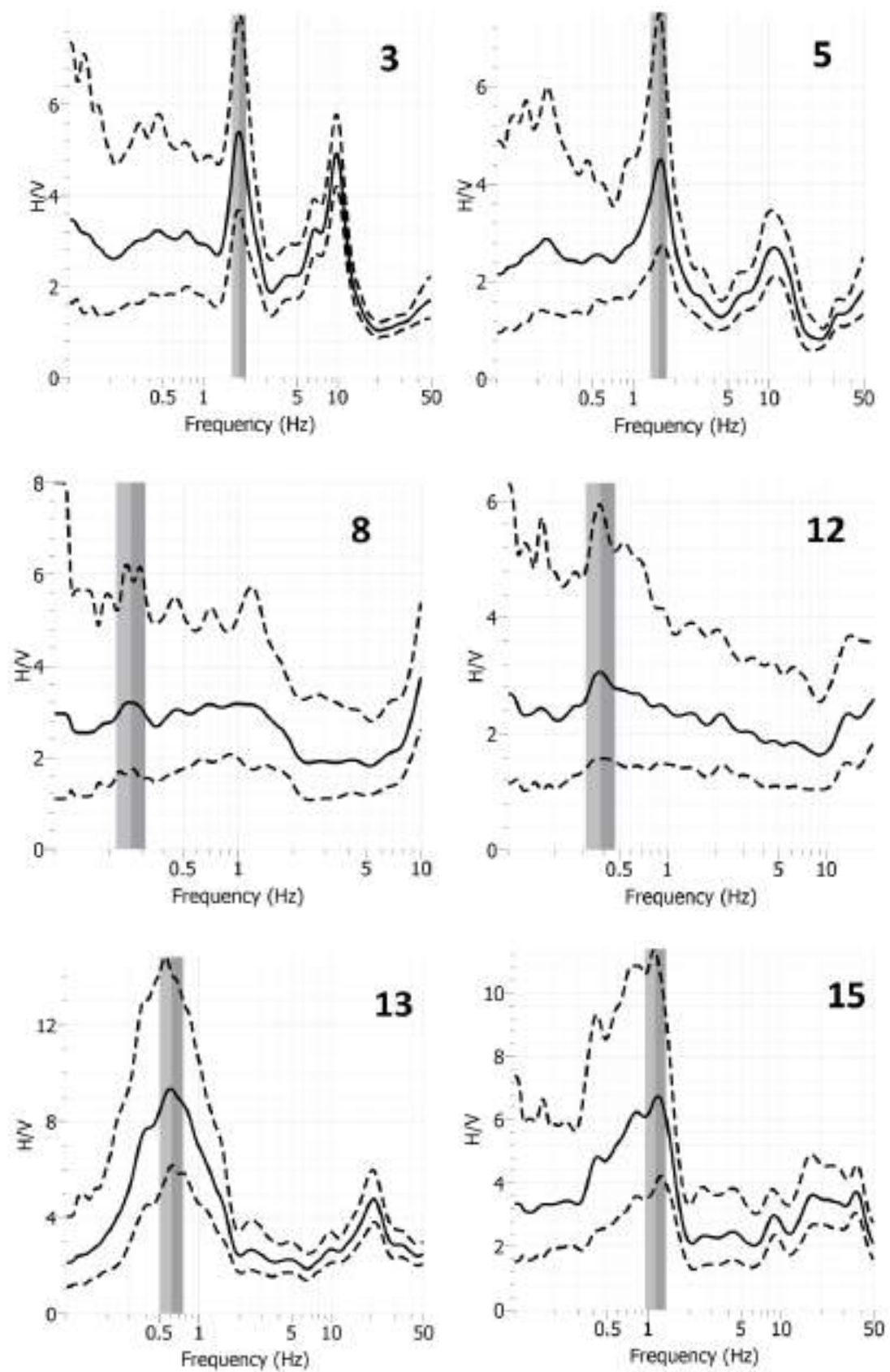


Fig. 6. Final results from H/V analysis on selected surveyed points from total performed. Grey bands show the fundamental frequency of vibration and its standard deviation

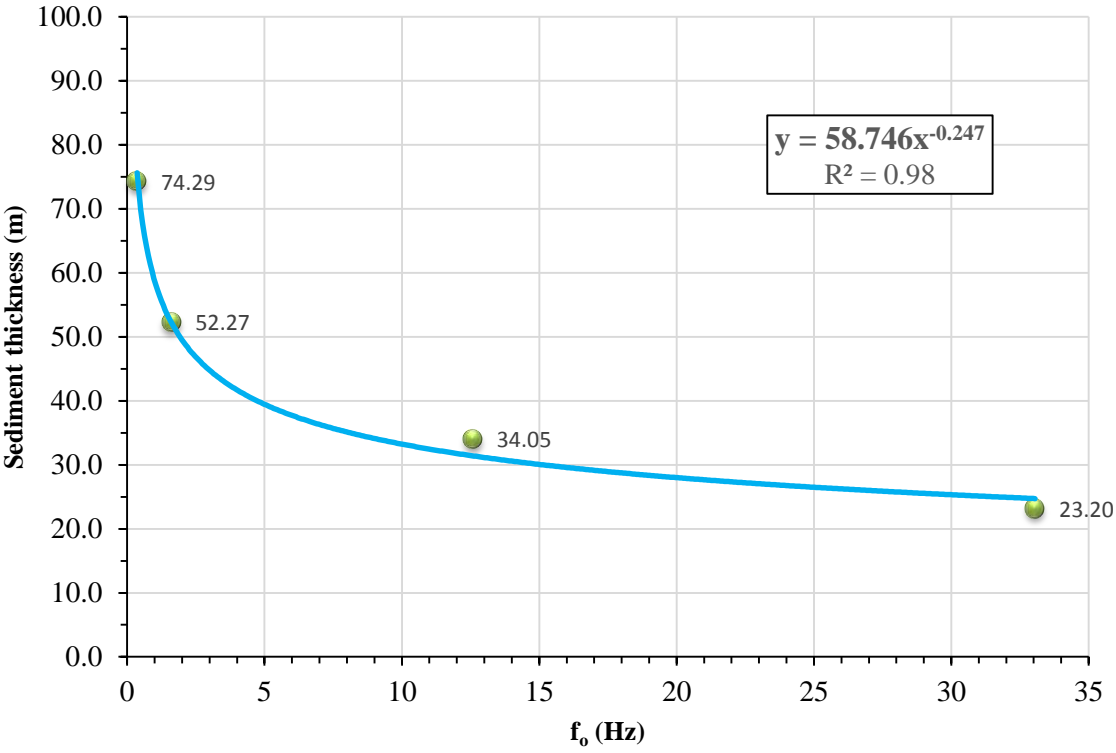


Fig. 7. Adjusted curve $Z = a f_o^b$ for data given in **Table 3**.

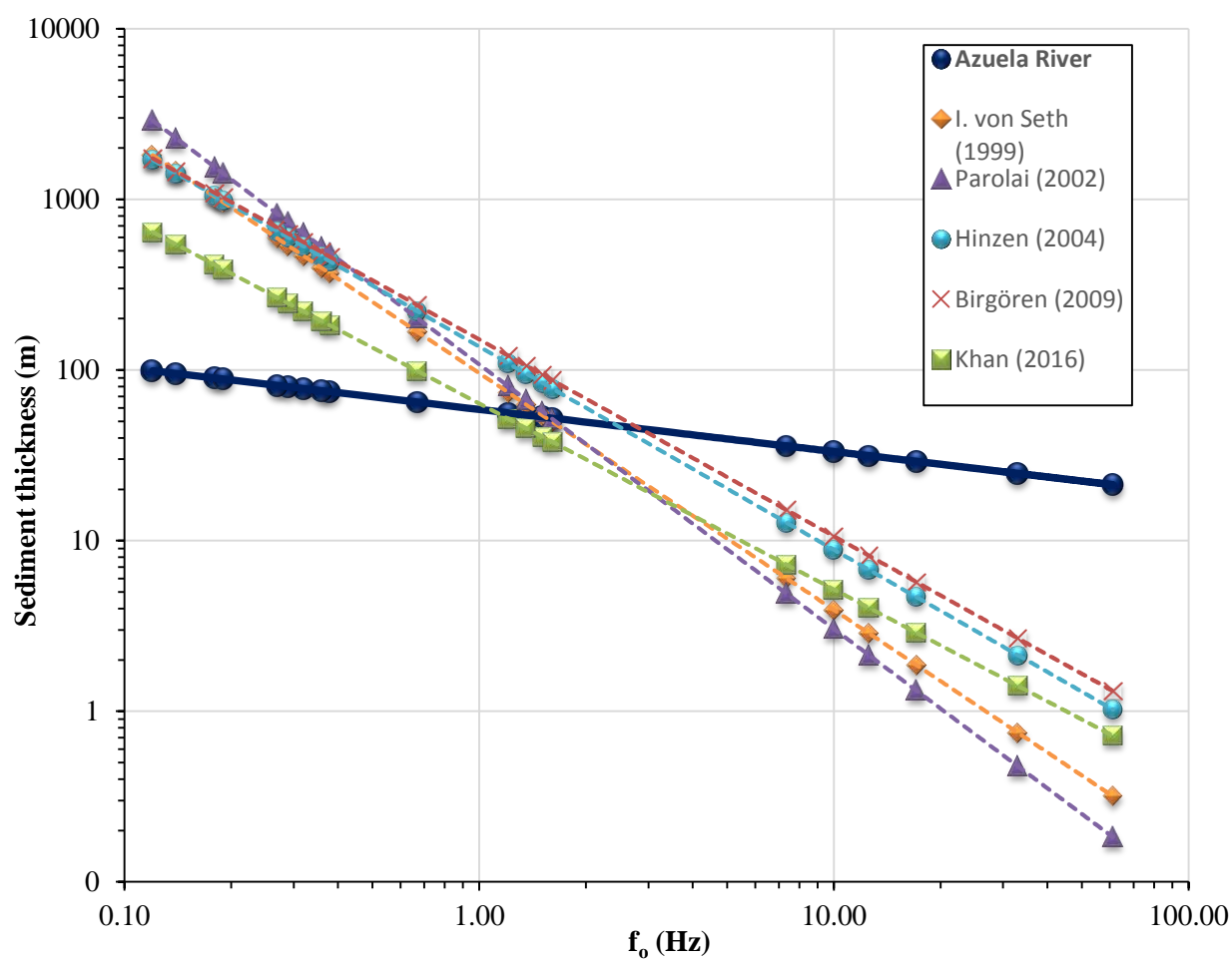


Fig. 8. f_0 versus sediment thickness curves in the different investigations related in **Table 2**.

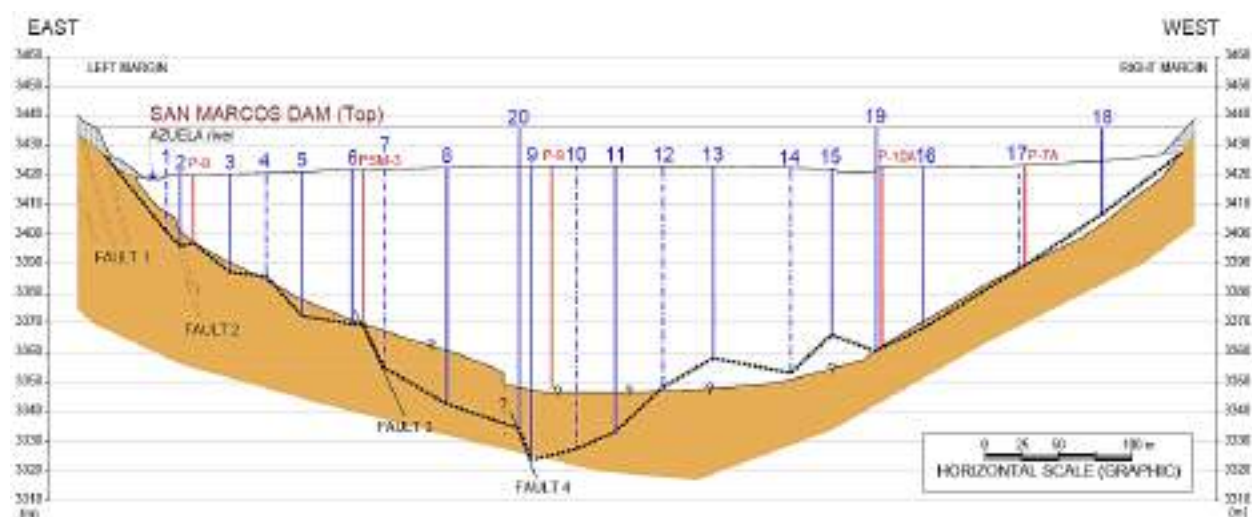


Fig. 9. Geological cross section of Azuela valley obtained after the application of passive techniques of the seismic method (HVSr). Basement (lavas from Angochagua Formation) position obtained in this study is delineated in bold dashed black line. It can be compared with old construction interpretation section of basement represented in solid color. Vertical blue line represent depth at every surveyed point and dot and dash blue lines are projected HVSR surveys over the section. Boreholes used are drawn in red line (depth to basement). Scale 1H:2V

Table 1. Results obtained in present investigation with fundamental frequency (f_o), amplification (A_o) and period (T_o) of the 20 measured points.

POINT	f_o (Hz)	A_o	T_o (s)
1	<i>61.26</i>	1.90	0.02
2	<i>33.05</i>	3.45	0.03
3	<i>10.01</i>	4.94	0.10
4	<i>7.36</i>	1.58	0.14
5	<i>1.51</i>	4.92	0.66
6	<i>1.61</i>	3.70	0.62
7	<i>0.32</i>	1.65	3.13
8	<i>0.29</i>	3.36	3.45
9	<i>0.12</i>	3.10	8.33
10	<i>0.14</i>	3.31	7.14
11	<i>0.18</i>	2.14	5.56
12	<i>0.38</i>	2.81	2.63
13	<i>0.67</i>	8.74	1.49
14	<i>0.27</i>	9.33	3.70
15	<i>1.21</i>	5.35	0.83
16	<i>1.36</i>	5.17	0.74
17	<i>12.58</i>	4.49	0.08
18	<i>17.11</i>	7.42	0.06
19	<i>0.36</i>	2.37	2.78
20	<i>0.19</i>	3.61	5.26

Table 2. Value of a and b coefficients to the equation defined by Bundy (1984) given by different authors, also including the present investigation. R^2 obtained and materials where were performed are also indicated.

INVESTIGATION	a	b	R^2	MATERIALS
Ibs von Seth and Wohlenberg (1999)	96.000	-1.388	0.981	Sedimentary covers of Tertiary and Quaternary ages (Rhin River)
Parolai <i>et al.</i> (2002)	108.000	-1.551		Gravel, sand, and clays mainly
Hinzen <i>et al.</i> (2004)	137.000	-1.190		Well-sorted marine sand and consolidated clay (Rhin River)
Birgören <i>et al.</i> (2009)	150.990	-1.153	0.995	Dense sand, silty sand, clayey sand, gravel and clay
Khan and Khan (2016)	63.680	-1.090	0.990	Interbedded sandy silt and limestone gravel, aeolian loess
PRESENT STUDY	58.746	-0.247	0.98	Alluvial and lacustrine sediments, volcanoclastic sediments and pyroclastic flows

Table 3. Referred boreholes with depth data of basement (in metres) and HVSR surveys performed as control correlation with fundamental frequency (f_o)

BOREHOLE	BASEMENT	POINT	f_o
P - 9	23.20	2	33.05
PSM - 3	52.27	6	1.61
P - 7 A	34.05	17	12.58
P – 10 A	74.29	19	0.36

Table 4. Depth of basement (bedrock) predicted by different authors equations (in metres) compared to the present investigation (third column) based on fundamental frequency f_0

HVSR POINT	f_0 (Hz)	THIS STUDY (m)	Ibs von Seth (1999)	Parolai (2002)	Hinzen (2004)	Birgören (2009)	Khan (2016)
1	<i>61.26</i>	21.3	0.3	0.2	1.0	1.3	0.7
2	<i>33.05</i>	24.8	0.7	0.5	2.1	2.7	1.4
3	<i>10.01</i>	33.3	3.9	3.0	8.8	10.6	5.2
4	<i>7.36</i>	35.9	6.0	4.9	12.7	15.1	7.2
5	<i>1.51</i>	53.1	54.2	57.0	83.9	93.9	40.6
6	<i>1.61</i>	52.2	49.6	51.6	77.7	87.2	37.9
7	<i>0.32</i>	77.8	466.8	632.3	531.6	561.8	220.5
8	<i>0.29</i>	79.8	535.1	736.6	597.7	629.3	245.5
9	<i>0.12</i>	99.2	1821.2	2894.8	1708.0	1740.8	642.2
10	<i>0.14</i>	95.5	1470.4	2279.2	1421.8	1457.3	542.9
11	<i>0.18</i>	89.7	1037.4	1543.5	1054.3	1090.7	412.8
12	<i>0.38</i>	74.6	367.7	484.4	433.3	460.8	182.8
13	<i>0.67</i>	64.9	167.4	201.0	220.6	239.6	98.5
14	<i>0.27</i>	81.2	590.9	823.0	650.7	683.3	265.3
15	<i>1.21</i>	56.0	73.7	80.4	109.2	121.2	51.7
16	<i>1.36</i>	54.4	62.6	67.0	95.0	105.9	45.5
17	<i>12.58</i>	31.4	2.9	2.1	6.7	8.1	4.0
18	<i>17.11</i>	29.1	1.9	1.3	4.7	5.7	2.9
19	<i>0.36</i>	75.6	396.4	526.7	462.1	490.4	193.9
20	<i>0.19</i>	88.5	962.4	1419.3	988.6	1024.7	389.2

APENDICE 2

Artículo 2

Guarumales, Sopladora. Azuay. Ecuador

Alonso-Pandavenes, O.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J.; Gracia, A.

Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined, a Case Study in Guarumales (Ecuador).

Applied Sciences 2023, 13, 1023.

<https://doi.org/10.3390/app13021023>

Article

Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined, a Case Study in Guarumales (Ecuador)

Olegario Alonso-Pandavenes ^{1,*} , Francisco Javier Torrijo ² , Julio Garzón-Roca ³  and Alberto Gracia ⁴

¹ Geology and Mining Engineering Faculty-FIGEMPA, Central University of Ecuador, Quito 170521, Ecuador

² Research Centre for Architecture, Heritage and Management for Sustainable Development (PEGASO), Department of Geotechnical Engineering, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain

³ Department of Geodynamics (GEODESPAL), Faculty of Geology, Complutense University of Madrid, 28040 Madrid, Spain

⁴ Consultores Técnicos Asociados (CTA), S.A.P., 50006 Zaragoza, Spain

* Correspondence: omalonso@uce.edu.ec; Tel.: +593-995608066

Featured Application: A new methodology in the application of the HVSR technique using VES geoelectrical surveys combined for landslide studies.

Abstract: The access road to the powerhouse's hydraulic system's facilities in Guarumales (Azuay, Ecuador) presents a medium-sized landslide. Geophysical tests were conducted in the initial research stage, combining electrical and seismic methods. A vertical electrical sounding (VES) and horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) survey campaign have been taken as a reference for the analysis of the landslide area. The distribution of these test points has been at three different levels along the landslide where the access road crosses it, trying to cover the area's most extensive possible length and width. In the area, we find the geology dominated by the presence of schists, altered to different degrees and presenting blocks of material with a lower degree of alteration within colluvium formed by a clayey matrix and coarse material of the exact nature. There is also observed runoff water and groundwater in the area. The results obtained through SEV tests have allowed for defining the separation zone of the mobilized or sliding materials compared to the fixed or immobile ones (potentially, the sliding surface was marked). Using the HVSR technique, the natural vibration frequencies of the ground associated with the sliding mass (separation of seismic impedances between a two-layer model: mobile and fixed) have been determined. Previous authors proposed an empirical relationship establishing the exponential relationship, already proposed by previous authors, between sediment thickness and natural frequencies. It has been possible to determine the depth of the position of the loosely compacted sediment zone (and probably moving or mobilized) compared to that of compact materials (immobile) and thereby define the potential rupture surface.

Keywords: Guarumales (Ecuador); landslide; HVSR; VES; rupture surface



Citation: Alonso-Pandavenes, O.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J.; Gracia, A. Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined, a Case Study in Guarumales (Ecuador). *Appl. Sci.* **2023**, *13*, 1023. <https://doi.org/10.3390/app13021023>

Academic Editor: José A. Peláez

Received: 5 December 2022

Revised: 2 January 2023

Accepted: 9 January 2023

Published: 12 January 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

The southeastern part of Ecuador is prone to landslide events, especially those related to human activity, such as the access roads construction in areas with steep slopes. These actions and constructions are among the most important triggers in geohazard landslide occurrences that produce high economic losses and even affect lives [1]. Thus, understanding its moving processes and identifying and mapping the rupture line is one of the initial studies related to performing optimized applications of investigation surveys conducted to eliminate or minimize them [2].

A comprehensive kind of data could be collected by applying superficial surveys and studying subsurface conditions, most of which use bore-hole probes (perforation,

logging, or inclinometer tests) as a direct source of an information database. However, the transportation and location of drill machines and their application processes in that high-slope or soft-soil areas (sometimes both) involve expensive economic outlays. Also expensive is the use of UAV photogrammetry or A-DInSAR interferometric methods [3]. It is hard work, and most are challenging to perform, even create or increment mass movements. Geophysical surveys are a low-cost tool and an easy way to perform deep investigations and get valuable information in a short time that can be correlated with geological or geotechnical parameters [3,4].

The application of shallow geophysical investigation in landslide studies is traditionally related to: (i) seismic methods, such as refraction and passive techniques, from the investigation of the transmission velocity of elastic waves (V_p and V_s), and provide information on materials' characteristics, geometry, and 2D distribution and can yield some geotechnical-related parameters such a density, compaction, and elastic dynamic modulus; active and passive techniques can define the whole geology, the differentiation between sediments and the basement, and even the sliding surface [3–5]; (ii) electrical methods, such as Vertical Electrical Soundings (VES) and tomography, are the most employed geophysical surveys in soft soils landslides investigation; they are used to define the position of the phreatic levels (humidity and presence of aquifers levels) and also to draw its internal structure, faults and fractures, and stratigraphic relationships; research related to the measurement of resistivity changes allows for defining the area's stratigraphy (separation of material layers) and the presence of humidity and water (even degree of saturation) in the geological levels. Furthermore, 2D techniques such as tomography allow for obtaining and defining structures (faults and joints) and geometric relationships between materials [4–6]; (iii) others include electromagnetic (EM) techniques such as Ground Penetrating Radar (GPR) [3–6]. The GPR is important for studying the shallow characteristics of materials, but its capability to get some in-depth information is limited [3–6]. The combination of these techniques, involving direct investigations as dill holes, makes it possible to define and study the geometry of a landslide and, on occasion, to establish its rupture surface [5,6].

Moreover, passive seismic techniques have recently begun to be broadly applied in ground investigation, such as multispectral seismic and spectral analysis of components and are combined with other methods transported by drones (UAV) or even interferometric techniques [3]. Therefore, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) and Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) techniques have started to be more useful in landslide studies [4,7–13].

The research objective has been to study an area in the process of landslide in an initial phase, which involves determining a fast and effective enough amount of information that allows for both the proposal of methods of remediation or mitigation in this phenomenon. This early geophysical campaign was designed to obtain previous knowledge about the size and depth of this landslide in order to study it entirely and in in-depth in the future. It will be the basis for defining where and how deep drilling bore-holes can be.

This initial data could be capable of establishing advanced research criteria for the landslide, such as the location of drill holes or even a new advanced geophysical campaign. The geophysical research investigation proposed must be reliable, easy to perform, and give some accuracy in interpretation models.

The methodology used in this research combined the application of two geophysical methods: seismic and geoelectrical. Refraction and MASW techniques were applied (as active profile ones), and the HVSr passive technique from the first method was used as was the VES technique of the geoelectrical method.

The results obtained from applying refraction and MASW seismic techniques will allow for obtaining velocity values of the compressional (P) and shear (S) waves, respectively, which will be used in defining the characteristics of shallow and probably moving materials [5,14]. It also can provide a two-dimensional view of the geometry of shallow layers and identify the separation between soft materials (moving sediments) and hard rock (considered fixed). On the other hand, the VES results could define the thicknesses

of the altered materials overlaying the rocky material related to the static basement (now related to resistivity) and identify the presence of humidity in materials; therefore, it will complement the active seismic profile results [4].

The HVSR single station survey will provide the fundamental vibration frequency (f_0) as the principal value and will be correlated to sedimentary thickness overlaying the rocky basement [15–17]. Some of them will be performed at the same VES test points, which can be defined as control points to establish an empirical relationship.

That empirical relationship could be determined for the whole area between said thicknesses of the mobilized materials (sediments) and the fundamental frequency of ground vibration obtained in the HVSR surveys [18].

Different authors have established and tested this application relating to the thickness of sediments over a basement obtained in drilling surveys with HVSR measurements [10,18–20]. However, other geophysical techniques, such as VES, still need to be developed as empirical references. Only authors such as [21] have established this kind of relationship between the thicknesses of the loose materials on a sedimentary basin obtained from VES surveys and the HVSR frequencies with good results.

The results of this investigation have made it possible to establish the position of the thickness sediments under every HVSR test. Thus, support this methodology aims to extend the results at various points in the study area only by applying a punctual device (HVSR single station measures) through a simple and economical procedure. Therefore, it can provide an overview of the sedimentary material overlaying compact material and correlate it with the rupture surface's position.

2. Background and Scope

2.1. Geographical Situation

In an area near Guarumales county (Azuay province, Ecuador), the CELEC Public Company South-Demarcation has an unpaved road that connects the main national route E-40 with the facilities buildings. It is the only way to access the powerhouse of the Sopladora Hydroelectric Power Plant (SHPP).

This road has a sinuous S-shaped descending path along a significant slope from an elevation of 1780 m above sea level (m.a.s.l.) at the top intersection point and with the buildings, facilities, and installations located at an elevation of approximately 1020 m.a.s.l., at the same level of the Paute river course.

The area is close to the community and population of Amaluza (central coordinates UTM-datum WGS-84 zone 17M: 784,104 E/9,711,897 N), where all surrounding landscapes have pronounced slopes. It is a complex geomorphology area dominated by V-shape snaked-type valleys with slopes sides of more than 45° on average (Figure 1).

No previous investigations were conducted in the area by owners, and only a mitigation action was applied to the damaged road by the slide of materials that affected the circulation of people and vehicles to the facilities area (Figure 2).



Figure 1. The situation of the investigation area. The yellow circle locates the sliding area (Modified from [22,23]).



Figure 2. A view of the middle part of the landslide area where the road was affected (cut) and reconstructed, applying observed earth-walls. In this location, the movement is prone to continue at a low displacement tax. The high slope on the landscape can be observed.

2.2. Geophysical Background and Scope

The use of geophysical research in landslide studies or the excavation of slopes is widely recognized, with seismic and electrical methods and their techniques being the more commonly used in these investigations [4–6,24]. The sliding mass and its movement generate changes in measured geophysical parameters, so it can be used this kind of surveys

to analyze this internal ground modifications and recognize the landslide body or even study its dynamic motion [5].

The HVSR passive seismic technique has been defined and developed by Nakamura [15] in order to establish the fundamental ground frequency (f_0) values for a two-layer model (soil and compact material or basement). In this proposed model, the fundamental frequency is related to the soft or sedimentary layer shear-waver velocity and its thickness [15,16]. Therefore, if that shear wave velocity (V_s) can be estimated or measured, it can be calculated and defined as the soft overburden material that lies over the basement.

That assumption is valid on homogeneous media such as a sedimentary basin or a broad soil-rock system where v_s changes are not so significant. However, it can produce some errors if the soil or sediments have lateral changes in composition and/or compaction. There, this relationship causes irregularities in the definition of the depth of the basement [17].

HVSR surveys are based on the knowledge that seismic noise in the indicated model is composed of surface waves and media with enough impedance contrast (related to the density and seismic velocity). Therefore, complex phenomena can be produced where the soft sediments have changes in their density and/or v_s (heterogeneities), and results have no accuracy [25,26].

In some landslide material conditions, where a high contrast impedance could exist (soft soils or sediments directly over a rocky substrate, as in this investigation area), shear and compressional waves can predict its position [27]. Nevertheless, compacity or density variations could still affect the relationship, and more than the HVSR technique is needed [28,29].

HVSR is a recognized technique to define f_0 from a sedimentary layer over a compact material [30]. However, it has limitations for other purposes such as v_s determination [31]. Recently, the possibility of its use for other purposes and different methodologies has been investigated.

The research of authors such as [18,32] in establishing empirical correlations that relate the thickness of the surface materials (soils and soft sediments) with the value of said fundamental frequency f_0 was considered. This relationship is expressed from a potential equation of the type:

$$Z = a f_0^{-b} \quad (1)$$

where Z would be the depth at which the rocky substrate is found (or what is the same, the thickness of the sediments that underlie it), and f_0 would be the value of the fundamental frequency of the ground measured in the HVSR survey. Parameters " a " and " b " would be factors to be defined experimentally, which are related to the nature of the materials and the research area [33].

Most of the investigations about this formulation have been based on the use of mechanical drill holes to define the thickness of materials that lie over a rocky basement [19,20,34,35]. This type of correlation is considered to have a high accuracy in establishing the relationship when using a direct prospecting method.

These applications of the HVSR technique have been increasing in recent years with landslide investigations, almost always combined with drilling or other geophysical investigations such as refraction seismic and electrical tomography [7,36–39].

In a few cases [4,6], other geoelectrical surveys have been used as a reference in investigations, such as VES tests in [21], where they only apply this test type to establish the indicated correlation.

In the present investigation, two different combined methods have been used. The seismic method was applied through active seismic techniques such as refraction and MASW profile techniques and HVSR seismic passive surveys. Complementarily, the geoelectrical method was proposed using the technique of VES.

The VES technique has been widely used and developed over time regarding the geoelectrical method. The generation of an electric field and the measurement of its potential variation when crossing the ground allows for obtaining resistivity values that,

depending on the configuration of the electrodes, can reach depths of several meters and is one of the most used geoelectric techniques in the investigation of landslides, along with electrical tomography [4].

In the seismic method, the seismic refraction technique allows, depending on the arrival time of an elastic wavefront to the receivers arranged along a profile (geophones), for determining the compression velocity V_p and the possible variations and changes in the composition and geometric configuration of the materials. The relatively simple test has extensive literature and knowledge and can be applied to mobilized landslide materials [3].

On the other hand, the surface waves analysis surveys of the seismic method, such as the MASW, allow, from the frequency analysis of surface and body waves, to obtain the distribution of values of the velocity of the shear wave S (V_s) in the analysis of a linear system of geophones with a one-dimensional distribution [40,41]. The shear wave velocity in the ground usually complements the data obtained in the refraction seismic.

The use of VES surveys as a correlation tool will be proposed without the need to carry out bore-holes (mechanical drilling) with the consequent reduction in costs and speed of execution of the study. For this, the variation between resistivity will be used as a differentiation tool. The shallow materials (less compact) and potentially in movement (sliding) present a contrast against the static rocky substrate (and of greater resistivity). Here, complementary tests will be available, such as active and passive seismic tests for model calibration.

The combination of geophysical techniques, as [42] resumes, complemented with direct surveys, such as drilling, allows for determining the first parameters in landslides. Moreover, they can define the position of the rupture surfaces with considerable precision, always depending on the conditions and characteristics of the area and materials [4,6,28,43].

Therefore, in order to study, in advance, the sliding zone (the material that was in movement) and define its thickness, a geophysical research campaign application has been proposed. The company scopes are to analyze different kinds of materials, obtain some knowledge about the presence of water in materials, and define the landslide rupture surface. This information could provide an early idea of the size of the landslide, materials involved in the sliding area, an approach to the focused areas, and the investigation depth in future works.

These investigations will be the basis for decision-making in future actions regarding landslide research through mechanical soundings and monitoring of the event using inclinometers.

3. Geological Knowledge

Ecuador has complex geology as a product of the close subduction area where the Nazca plate goes down the South American one. That is the origin of the Andean mountains and the volcanoes chain with a north to south general direction. Because of this process, five litho-tectonics and geologic trends can be defined almost parallel to the Pacific coast. The southern part of the country suffered high-pressure tensions, and the old sedimentary basement transformed into metamorphic rocks [44].

The investigation area is at this regional metamorphism belt in the oriental part of the Andes mountains. The local geology is characterized by outcrops of metamorphic materials from the Upano Unit, belonging to the Salado Group, which Litherland had defined in 1988. This metamorphic basement is composed of: metandesites, green and sericitic schists, tuffs, and metagrauwakes that occupy a vast expanse of land throughout the area that includes a strip of about 30 km wide and more than 60 km long, with a north–south direction, approximately. These basement materials in the study area have layer directions against the slope, and the stratigraphy may present dip angles up to 70° to the west in some areas (Figure 3).

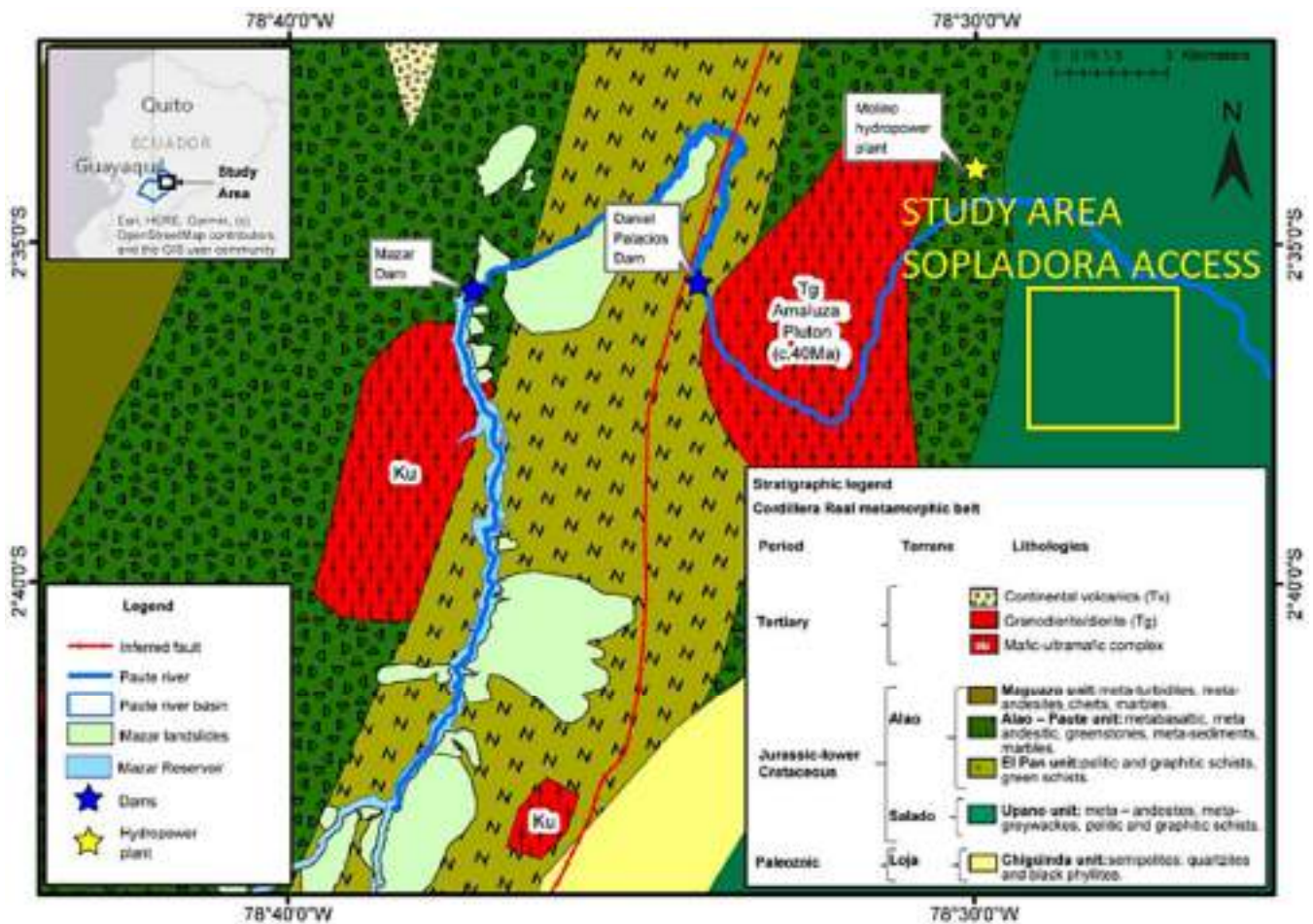


Figure 3. A regional geological map with the study area (the yellow square) showing the general trend of geologic materials and present formations. Modified from [44].

In the investigation area, the graphitic schistose basement is covered by surface materials where a part may be eluvium. Various degrees of metamorphic basement alteration has been observed, which at higher levels become clay-type soils of alteration [44,45]. In the work area, it has been possible to observe the presence of degrees of alteration IV-V (as residual soils) forming part of the materials in contact with the rocky substratum. Up to more than 10 m of power of this degree of alteration has been evidenced [44].

This shallow residual soil, formed from the severe alteration of the graphitic schists, is covered by transported sediments in the aqueous phase (most fine-grained) or by gravity (colluvium with coarse grain sizes) with a centimetric level of organic top-soil. The colluvium originates because of the steep slopes observed in the area and the high rainfall, which weathered the substratum and generated low cohesion between silt and clayed materials [44]. The presence of colluvium, as a product of ancient small-magnitude landslides and gravitational sedimentation, with varying thicknesses (from 3 to 5 m thick up to >10 m), has been determined and observed in the field. In both cases, the eluvium and colluvium layers present a matrix composed of clay-loam-type materials with coarse material inside, such as pebbles and gravel. It also contains medium to large-sized blocks (diameters greater than 1.0 m), which present minor degrees of alteration (Grades IV-III) and lie at the bottom of this sediment layer (see Figure 2).

The area's geomorphology is that of a somewhat open V-shaped valley with general slopes of the flanks ranging from 35° to 45° and that locally can reach an over 60° incline (in rocky substrate outcrops). The bottom of this valley is crossed by the Paute river from the northwest to southeast in the northeast study area (see Figures 1 and 3).

The landslide-studied slope has an inclination to the east with an average of approximately 40° to 45° . Three different positions in the slope have been cut by the constructed section of the affected access road (see Figures 1 and 2). The shallow materials where the geophysical surveys were applied are clayey silt and silty clay with pebbles and blocks (30% in proportion to the matrix) that have been superficially reworked by a runoff action of water and covered by artificial fills from construction roads.

4. Geophysical Research and Applied Methodology

4.1. Geophysical Surveys

Geophysical research has applied two different geophysical methods combined: distributed geoelectric and seismic, as shown in Figure 4. The designed campaign of surveys and applied techniques have been reduced to the available spaces in the studied area. They were the access road over the three levels where it cuts the slope (Figure 4): one at the center of the landslide and the other at both sides (upper and lower zones). It was because the slope of the area being studied is very steep and has thick material on the surface (see Figure 2). Little compact shallow sediments are prone to movements or punctual landslides, and the falling of loose material could interfere with data quality acquisition or prevent the correct application of the measuring devices (even personal security). That is also an obstacle to installing drill hole machines so that the results can provide better locations in further studies.



Figure 4. Situation map of surveys (noted that the north is rotated counterclockwise) and observed landslide area (blue dashed line). Black dots: HVSR surveys; yellow triangles: VES surveys; and red lines: seismic refraction and MASW profiles, both made at the same position. White crosses refer to the coordinate points (Modified from [22]).

Concerning the geoelectrical method, the VES technique has been applied in five test points (yellow triangles in Figure 4). These surveys use an electrical field to define the resistivity of materials into the ground. The electric current was injected through the terrain from two electrodes (A and B), whereas the potential was measured in the other two electrodes (M and N). The use of different geometries in the A-M-N-B disposition is called measurement arrays, and they can be seen in different ways (as Wenner, Schlumberger, Dipole, for example) [4]. VES surveys use a 400 m-length AB electrodes aperture applying a Schlumberger array, providing information on materials and stratigraphy about the first 60–80 m from the surface elevation application point. The performed interpretation could show the presence of water and altered materials over the basement. In addition, it can be the tool that clearly defines the basement position from the resistivity contrast between rock and shallow sediments and identifies the stratigraphic levels.

The seismic method has been applied through two different techniques: active refraction and type MASW profiling (shown as red lines in Figure 4). Both techniques were performed over the same line to provide information about S-wave and P-wave velocities so they can be correlated. Using these seismic techniques can define the substratum interface as a high increase of velocities and complementary show variations in the compaction of materials [14].

The three refraction seismic profiles all have a 115 m length with a 24-channel array and five different shooting points. They have been executed at three levels on the road path of the access road from the upper intermediate to the lower part.

The first one, named SR-1, was performed at the high elevation area of the landslide, whereas SR-2 was at the middle elevation and SR-3 on the lower part, near the supposed landslide toe. The final model can obtain more accuracy and resolution by combining with VES interpretation.

Another technique was the punctual or single station passive-type HVSR, applied over 22 station points (represented in Figure 4 by black dots). This technique is easy to apply, and it was acquired by 3-direction geophones equipment with a 2.0 Hz frequency. It used a 20 min time record to have enough information from every single station. The results from data processing define the fundamental frequency of vibration (f_0) of the ground, which is related to thickness [15]. Complementary, it can use the spectral ratio (H/V) or amplification (A_0) in further calculations.

When used as control points, five of the 22 HVSR surveys were executed at the same position as the VES tests (named differentiated with an S before their order number in Figure 4). A summary of the tests carried out can be seen in Table 1.

Table 1. Resume of applied geophysical techniques and surveys.

Geophysical Method	Survey Technique	Dimension	Number of Surveys	Parameter
REFRACTION	2D profile	115 m	3	V_p
MASW	1D profile	115 m	3	V_s
VES	Application point	400 m (A-B)	5	Resistivity
HVSR	Single station	Point	22	f_0, A_0

4.2. Applied Methodology

The methodology proposed in this investigation consists of the correlation of the geophysical data obtained between the HVSR surveys and the techniques of refraction seismic, MASW seismic, and VES. That will define an empirical relationship between fundamental frequency and sediment thickness. Equation (1) can provide an easy way to delineate the sedimentary ground (related to mobilized landslide material) over the fixed rocky substratum, i.e., the rupture surface.

The first step is to analyze the shallow material and define the sedimentary layer (even the altered material) overlaying the rock basement. Once the values of the thicknesses

of the most superficial materials are obtained, they could be related to altered ones and, consequently, potentially moving layers.

Thus, the position of the rocky substrate will be identified through changes in resistivity (by electrical method) and seismic impedance (by seismic method). That simple geological model (defining the soft layer thickness) was related to the natural frequency of vibration (f_o) obtained from the HVSr survey from a two-layer model [15], and it could be established as an empirical relationship between both values [12,13]. From this relationship, f_o , as a tool to delineate the depth of the basement, can be used [18–21].

Firstly, the apparent resistivity field curves obtained in the VES surveys have been inverted, and a layers' vertical distribution (resistivity and thickness) was performed for every test. These results provide the first definition between the rocky basement and sedimentary overburden from a high contrast in resistivity values.

The second part consisted of processing the seismic data of refraction and MASW surveys with obtaining distribution profiles of the values of the velocities V_p (two-dimension profile with the geometry of geophysical layers) and vs. (one-dimension distribution of velocity and depth). Compared with the resistivity changes mentioned above, these values allow for obtaining the position of the rocky substrate in-depth (more accurate), that is, the thickness of the sediments and differentiation of internal levels in the overburden.

At every point where VES tests have been carried out, an HVSr test has been applied. These combinations of HVSr and VES results were used to establish the empirical correlation between sedimentary thickness with the fundamental frequency of the ground, and they are used as control points [18–21].

Once establishing this relationship, its graphic representation can be adjusted to a potential type curve based on Equation (1), in which all the parameters that will be defined are considered. Therefore, the f_o values will be related to the thickness of sediments obtained at these control points [18–20]. This equation will make it possible to calculate the depth of the rocky substrate under the rest of the HVSr measurement stations and thereby draw an isopach map of sediment thickness and the definition of the slip rupture plane.

From the geological point of view of this slide area, the separation surface between the shallow materials (sedimentary or altered) and the rocky substrate will be established as the position of the landslide rupture surface. It can be defined because of the geological materials' conditions and their direction and dip indicated in the previous paragraphs.

Finally, the parameter established by [15], called the Vulnerability Index (K_g), will also be analyzed, which is related to effective stress, that is, the probability that materials have the potential to move or change their tensional conditions.

In the same table are also included the results of the calculation of the Vulnerability Index value, the K_g parameter from [46]. These values are obtained from the following equation:

$$K_g = \frac{A_o^2}{f_o} \quad (2)$$

K_g has a dimension of period (seconds) but is considered dimensionless, since A_o is dimensionless.

5. Results

The interpretation of the different surveys carried out in the studied area has allowed for a sufficiently precise general definition of shallow sediments layered over the metamorphic substratum. It can provide the correlation between the applied different techniques. Next, each of the techniques applied and their results will be presented.

5.1. Seismic Refraction Technique

Results obtained correspond to the identification of five geophysical levels as a function of P-wave velocity values, except for SR-1, which only has three. The last level in all profiles corresponds to the semi-infinite space (Figure 5).

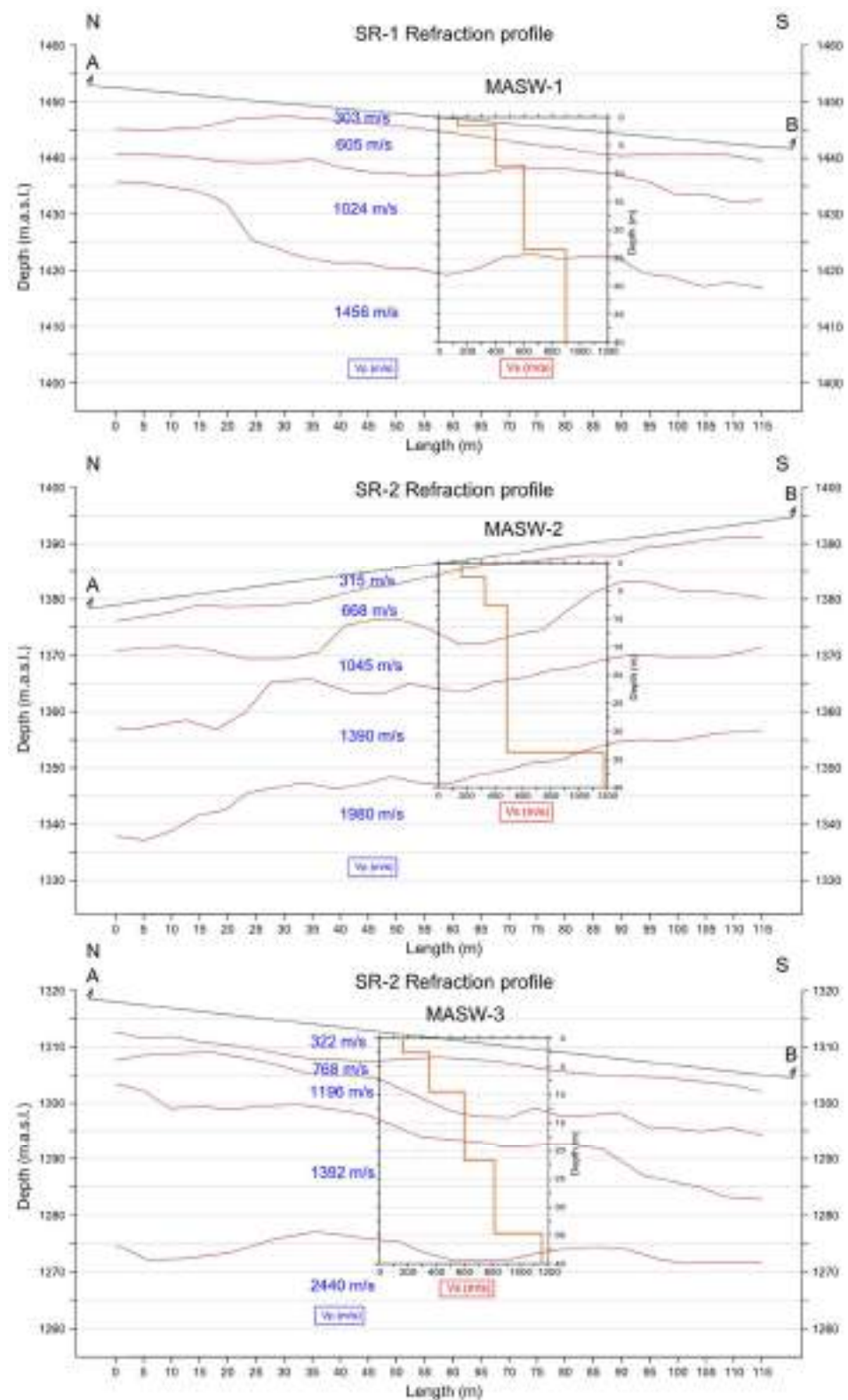


Figure 5. Two-dimensional refraction seismic interpretation profiles with V_p values (in blue) and overlaid MASW profiles results (V_s in red squared lines, 1D solution). Both profiles were made at the exact location.

The geophysical levels obtained are correlated with the area containing the observed geological materials and described from the top to the depth for all profiles. The first level, the shallowest one, corresponds to low-compact natural fill materials (V_p values obtained

are between 303 and 322 m.s⁻¹) and could be composed of some artificial fills used for road construction. Below this level, more compact materials appear with P-wave velocities between 605 and 768 m.s⁻¹ related to more coarse sediments. Both levels are correlated to the gravitational sediments observed around the soils and colluvium.

The next level, the third one, is defined between 1024 and 1196 m.s⁻¹ P-wave values and would correspond to a more compact sediment level with boulders and/or rock blocks where probable humidity increases (Figure 5). The presence of a transition zone from these fillings to eluvial material could be correlated to the fourth level, where the compressional velocity is clearly over 1000 m.s⁻¹ (1390 to 1450 m.s⁻¹). No more interfaces were defined under this level at the SR-1 profile, so it is a semi-infinite space here.

The last geophysical level determined in the investigation (for SR-2 and SR-3, in Figure 5) has velocities of 1456 to 2440 m.s⁻¹, correlated with the basement's metamorphic substratum (this is the semi-infinite level). The impedance contrast values for this V_p velocities between sediments and substrate varies from 2.2 to 2.3.

These materials' geometric distribution is undulated, showing a deeper thickness to the center of the profiles that turns thin at the sides. Its related P-velocities aim to determine an initial distribution model of geophysical levels in the area and provide an initial idea about the possible position of the landslide rupture surface at the sediments-basement interface separation (see Figure 5).

5.2. MASW Seismic Technique

MASW-type seismic profiles have been executed over the same position as the refraction ones to compare both interpretation models. In this case, the results are not in two dimensions (section-like) but a single dimension, thus obtaining only thicknesses of materials and shear wave velocities [40]. As a profile-style survey, the investigation involves all extensions where geophones are distributed, but the final values are assigned to the central point of each profile.

The results, in the distribution of layers of geophysical levels, can be correlated to those observed in the interpretation of the previous profiles (refraction ones), but now obtaining the S-shear wave velocity distribution model.

The results were represented in the same figure to show the comparison between both techniques: refraction and MASW (Figure 5). Here, the vs. average values obtained are a velocity of 142 m.s⁻¹ for the first layer, 318 m.s⁻¹ in the second, 581 m.s⁻¹ in the third, and 1020 m.s⁻¹ in the layer corresponding to the semi-infinite space, the last one. The correlation of these velocity levels with the area materials is the same as was described in the previous paragraph.

The MASW results corroborate the identification of the geophysical model of the studied area by refraction technique with a little difference in thickness that can be observed in Figure 5 (as a consequence of the analysis way that uses the techniques). The relationship between V_p and vs. could define the dynamic elastic modulus and the impedance contrast in vs. velocities varies from 2.3 to 2.5 in the three analyzed profiles.

5.3. HVSr Seismic Passive Technique

The processing of the HVSr data has been carried out using the free software GEOPSY (www.geopsy.org, accessed on 10 January 2022), composing the records of the horizontal geophones (directions N-S and E-W) geometrically and applying the fast Fourier transform (FFT) on the time windows of 20 s established in the records once filtered [32].

The analysis in the domain of the frequency of the spectral ratio H/V offers a result of a curve called ellipticity and is related to the surface waves, Rayleigh. In these curves, the maximum value or peak for the dominant frequency (f_0) is analyzed, which has an associated amplification A_0 of the signal (spectral ratio H/V).

The processing flow starts with filtering raw data to eliminate the transients. The time window size, established in 20 s in this case, and its selection allows the data to be computed in each geophone record. Then, FFT was applied to every selected window

before the geometrical combination of horizontal data. The GEOPSY software computes the H/V ratio and shows the spectral analysis in a frequency vs. H/V ratio (also called amplification of the signal, A_0) [32,33].

A single peak is usually shown in ellipticity curves, but some broad or multiple peaks can be obtained as well from processing. The graphics' different forms have the meaning of some basemen geometry variations (an inclination, for example), as the SESAME project indicates [32].

Figure 6 shows selected examples of HVSR processing results. The ellipticity curve in continuous black lines and its standard deviation (dashed black lines) are shown. The characteristic peaks for the f_0 (in hertz) value are indicated at the center of the two gray bars of different shades (these bars show its standard deviation). The first two graphics are from control points (HS1 and HS3), and the other four are from different elevation points, used as examples of the other sixteen surveyed points.

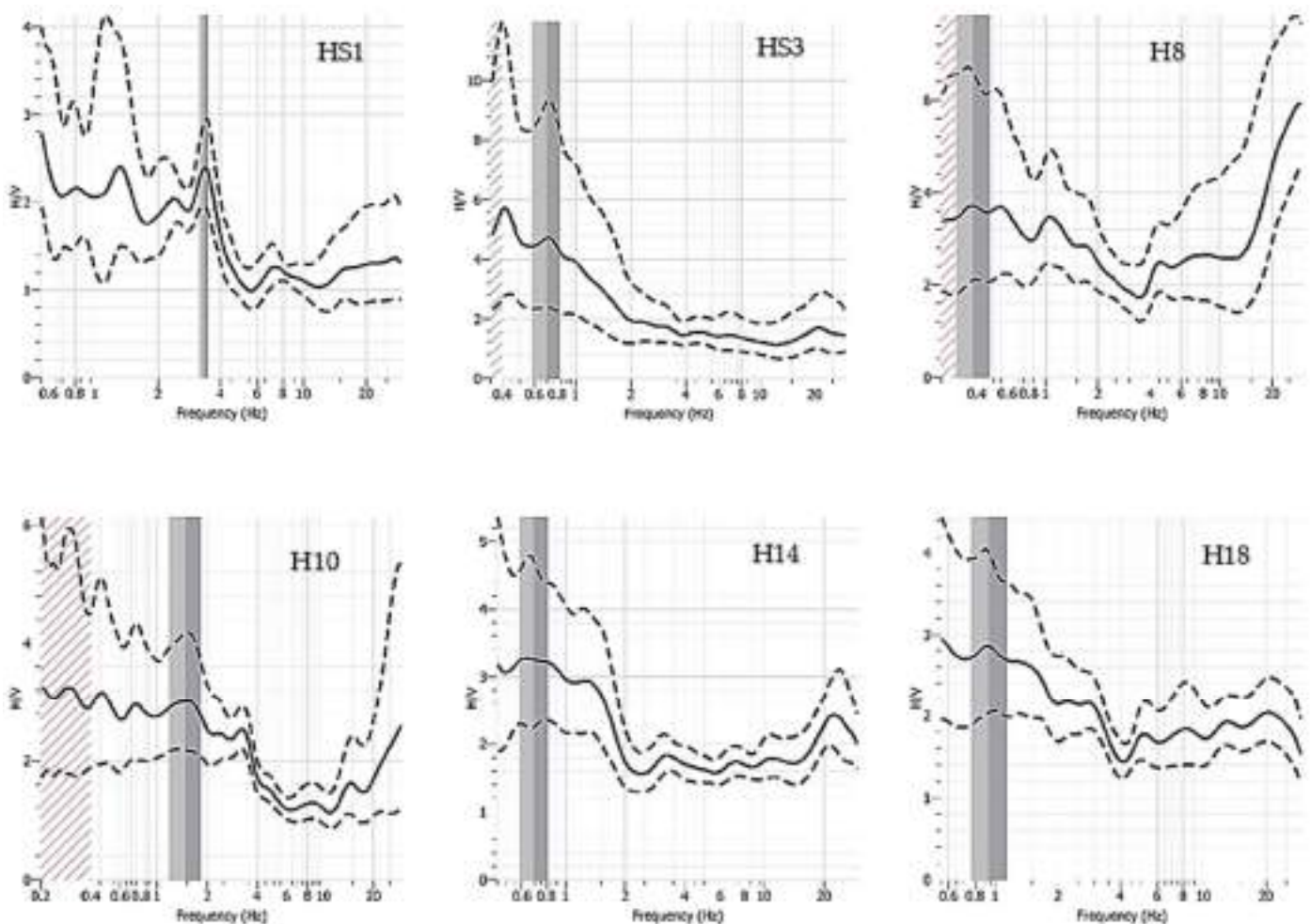


Figure 6. Example of six of the HRSV surveys processing, belonging to the proposed investigation. The two first are measured on control points (the same position as VES surveys). The gray vertical bars indicate the position of the fundamental frequency of each point, and the black dashed line shows the variation on the dispersion curve (continuous).

Results obtained in the HVSR technique single-station applied surveys are those shown in Table 2. The value of A_0 is dimensionless since it represents the spectral ratio H/V of the horizontal components versus the vertical. The first five values, indicated with an S as a numbering prefix, would correspond to the parametric tests (performed in the same position as the VES surveys) to be used in the subsequent establishment of the empirical relationship.

Table 2. Results obtained in the interpretation of the HVSR tests (f_0 Hertz, A_0 dimensionless).

HVSR Point	f_0 (Hz)	A_0 (Adim)
S1	3.21	2.37
S2	2.61	2.05
S3	0.70	4.70
S4	0.49	3.42
S5	0.25	3.91
6	1.07	4.19
7	3.66	2.28
8	57.67	12.66
9	0.34	6.49
10	3.28	2.53
11	2.42	1.90
12	3.76	1.54
13	0.73	3.18
14	0.60	2.99
15	9.37	2.34
16	1.04	2.99
17	4.81	2.02
18	2.95	2.13
19	0.71	3.42
20	0.91	3.22
21	25.30	2.38
22	1.18	3.17

Most of the graphical results show a broad peak type related to the SESAME project explanation of a high-angle inclination of the basement that could be present in this area. Otherwise, single, cleared peaks (as shown in HS1 point, see Figure 6) were obtained in several points.

The f_0 obtained values are comprised between the 57.67 and 0.25 Hz, with a 1.83 Hz average value (if we consider three higher values are excepted). For the amplification A_0 , the obtained values in the entire performed surveys are between 12.6 and 1.54 (see Table 2). As a simple explanation, a higher frequency value is related to a shallow position of the rocky basement, whereas lower values indicate a deeper compacted substratum [32].

5.4. VES Geoelectrical Surveys

The VES surveys provided a distribution of materials that have been summarized in Figure 7. In the models obtained, the presence of a low resistivity level (of the order of 100 Ohm.m, marked with blue rectangles) is observed on materials that present a certain degree of alteration (example: VES-4 and VES-1) or on the ground without alteration (example: VES-2 and VES-3). A special situation is produced in VES-5 where alteration resistivity values reached more than 77 m under this low resistivity level.

Above this level of low resistivity, related to the presence of alteration clays and clayey silts with high humidity (or possible saturation), colluvium-type materials are found (presenting intermediate resistivity wide-range values), and are marked in Figure 7.

The high values of resistivity (>5000 Ohm.m) would be correlated with the unaltered rocky substrate (fixed material or static). Therefore, it is possible to proceed to the separation of the thicknesses of superficial sediment of lower electrical resistivity, which coincide with the possible presence of water (or high humidity) and/or clay materials (colluvium and alteration of schists).

Therefore, a correlation could be established between the position of the landslide failure surface and these obtained values of sediment thickness in the interpretation of the VES tests.

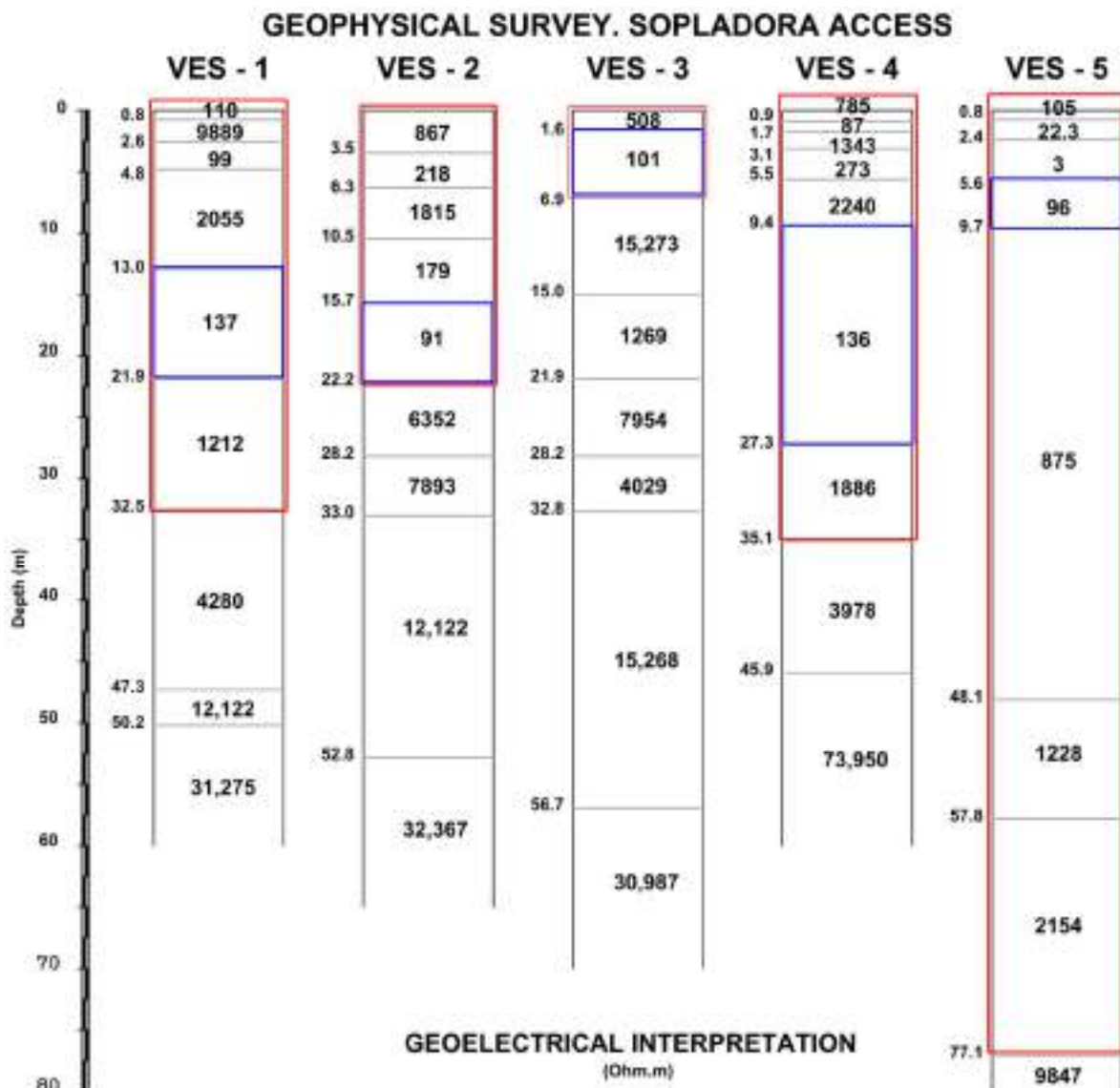


Figure 7. Results obtained in the interpretation of VES surveys (in Ohm.m). A red rectangle marks the defined sediment layers over the basement, and the blue rectangles show the water saturation levels.

6. Discussion

6.1. Data Integration and Calculation

The information obtained in the seismic refraction and passive MASW surveys, together with the interpretation of the VES surveys, has defined a zone of low compaction surface materials with velocities below 1000 m.s^{-1} (V_p) and 600 m.s^{-1} (V_s), which are correlated with resistivities lower than 1500 Ohm.m . These surface materials would correspond to vegetative and transported soils and colluvial ones with a high percentage of coarse material (pebbles and blocks) embedded in a clay-silt matrix. The geophysical levels below these materials' present characteristics, both in seismic and electrical techniques, of compact to very compact materials, which would correspond to a competent and cemented substrate.

From this considered model, the correlation between the fundamental frequencies f_0 , obtained at the control points in the HVSr tests and the thicknesses of surface materials (sediments) in said areas obtained from the data of the SEV tests, has been proposed and executed at the same points.

Therefore, the results of the thickness of the sedimentary materials over the metamorphized rocky substrate are presented in Table 3, together with the values obtained in the

tests of the HVSR technique. The depths shown for each of the five VES surveys carried out also correspond to the values of the position of said basement in the refraction and MASW-type tests of the seismic method.

Table 3. Relationship between depth values obtained in VES and corresponding HVSR frequencies.

VES Number	Rock Depth in VES Surveys (m)	Corresponding HVSR Survey	f_o (Hz)
1	21.9	S1	3.21
2	22.2	S2	2.61
3	32.8	S3	0.70
4	35.1	S4	0.49
5	57.8	S5	0.25

This relationship is essential to the whole area to establish the empirical correlation concerning the fundamental frequencies obtained in HVSR surveys, which respond to Equation (1). Figure 8 shows the graphic correlation established between both groups of data in Table 3 and the value of the adjustment of the curve. In this case, said value (R^2) has been established in 0.932, a result that can be considered a good correlation value, even using the few available data, with which we can consider an estimation error of 10% in subsequent calculations.

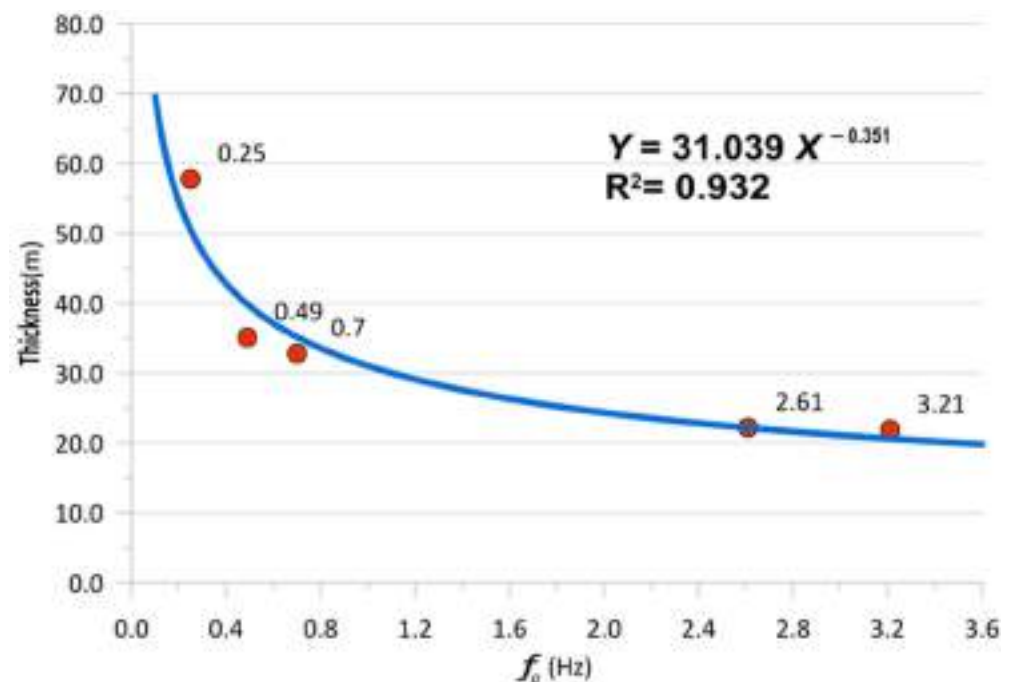


Figure 8. Empirical correlation established between VES (sediment thickness) and HVSR (frequencies) surveys.

Therefore, Equation (1) would be transformed according to the following values:

$$H = 31.039 f_o^{-0.351} \quad (3)$$

If we consider that H is the value of the thickness of surface sediments expressed in meters, from that Equation (3), it can be calculated for each point of the HVSR test station measured and based on the value obtained from the fundamental frequency (f_o , in hertz), the value of the thickness of the sediments found over the rocky substratum.

Table 4 presents the calculations established for each of the measured HVSR station points, including the five corresponding to the control points (in the position of the VES

tests and indicated with the prefix S), applying the formula of Equation (3). To calculate the K_g value, also shown in Table 4, the results obtained in Table 2 were used and applied Equation (2). As [46] considers, the values over 5 to 10 in K_g value (it depends on area and materials conditions) are prone to show instability or are capable of showing it. In this case, it can be correlated with a susceptibility to the present capability of sliding or a movement downhill, so that they can mark areas of potential movements in a landslide.

Table 4. Results obtained for sediment thickness for all HVSR test points from Equation (3), and K_g dimensionless values (using Table 4 values in Equation (2)).

HVSR Point	f_o (Hz)	Thickness (m)	K_g
S1	3.21	20.61	1.75
S2	2.61	22.16	1.61
S3	0.70	35.18	31.56
S4	0.49	39.87	23.87
S5	0.25	50.49	61.15
6	1.07	30.31	16.41
7	3.66	19.68	1.42
8	57.67	7.48	2.78
9	0.34	45.33	123.88
10	3.28	20.46	1.95
11	2.42	22.76	1.49
12	3.76	19.50	0.63
13	0.73	34.66	13.85
14	0.60	37.13	14.90
15	9.37	14.15	0.58
16	1.04	30.61	8.60
17	4.81	17.88	0.85
18	2.95	21.23	1.54
19	0.71	35.00	16.47
20	0.91	32.08	11.39
21	25.30	9.99	0.22
22	1.18	29.29	8.52

The methodology proposed in this research has made it possible to establish the thickness of less compact materials (soft sediments not compacted or cemented), not only from direct investigations such as VES, but also in refraction or MASW seismic profiles. Therefore, the relationship established in Equation (3) defined the values of said thicknesses under each point of the HVSR point station.

The use of relationships between the thicknesses obtained from VES surveys with HVSR tests has very few publications references. Only [21] uses this correlation between sediment thickness investigation and VES-type tests, whereas other authors, such as [47], use correlations obtained from electrical tomography tests but also combine and use results from mechanical drilling. In both cases, they concluded that the application of the geoelectric method techniques in combination with the HVSR measurements offer reliable results in determining the thickness of surface sediments.

From the results obtained and presented in Table 4, these have been represented and analyzed by constructing a map of isolines of thickness values (isopach) that is presented in Figure 9. A special shape is located below HS5 and H9 points, which is the existence of a zone of great thickness (more than 55 m) in this central area and in relationship to the position of the greatest size of movement (just where the reinforced earth wall of Figure 2 has been built).

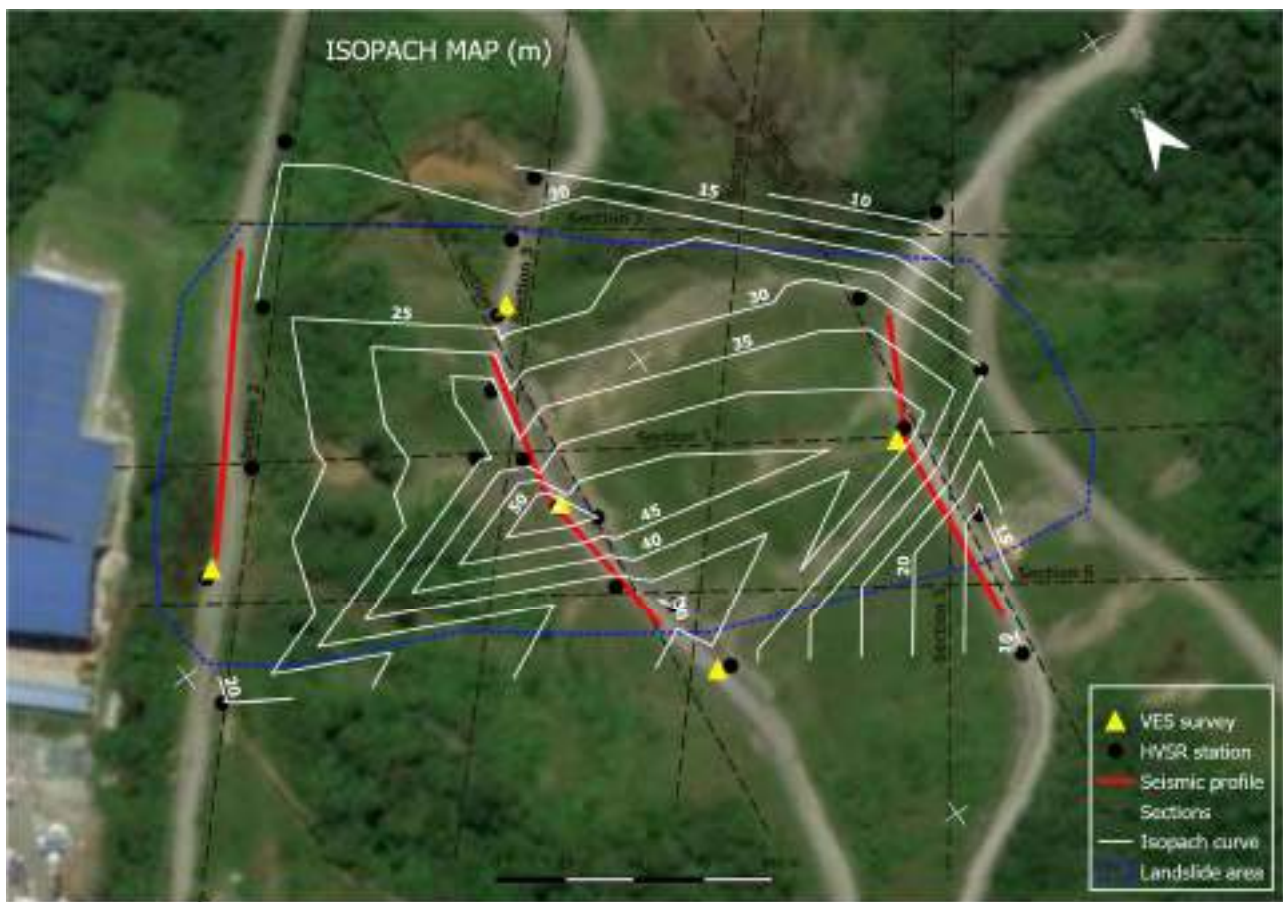


Figure 9. Isopach map (sediment thickness) traced with contour lines every 5 m thick (white lines) are represented with geological section positions (dashed black lines). White crosses refer to the coordinate points (Modified from [22]).

To complete the analysis, it was drawn over the isopach map, across several sections. Figure 9 shows the position of the sections that have been made to analyze these results obtained (black dashed lines). Figure 10 shows the longitudinal sections of the landslide (according to the direction of movement), and variations can be observed in the bottom and the position of the rocky substrate (Section 6) with a section (central Section 1) in which a typical distribution of a landslide with a thickening of the materials in the lower part caused by deposition.

In said longitudinal sections, it is also possible to observe the presence of a projection in the area of the lowest elevation (a peak from the basement), which may be one of the factors preventing the whole slide of all mass over the basement from continuing towards lower elevations of the terrain, which could be observed in the field. Lastly, in Section 7, traced by the zone where less movement is observed and the rock outcrops at some nearby point, the thickness of the sediment is less than 15 m.

The landslide surface traced in this section from the available data seems to respond to a translational landslide, or possible typology, since the thickness of moving materials along said section is maintained. However, the landslide can also have a rotational component or be considered a rotational–translational combination. In addition, by analyzing the morphology suggested by this research, it could be that the sliding area may respond to an accumulation of previous landslides (paleo-slides), as observed in nearby zones [44].

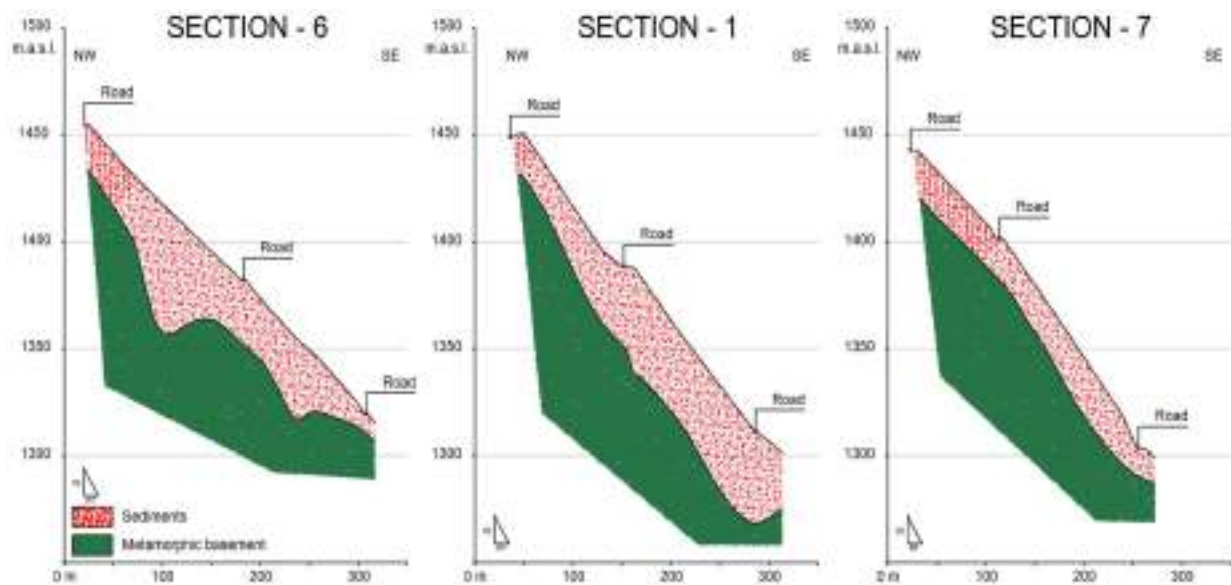


Figure 10. Simplified longitudinal sections of the investigated area are displayed, showing the landslide rupture surface position. Organized from south to north (left to right), the mobilized materials (soft sediments) over the basement are exhibited (Displaying scale 1H:2V).

A second depressed zone would be the outline of the shape of the landslide, in its central area, with a significant depression in the position of test H9 (the test that is also present in the longitudinal section) and with slopes to the north and south that present a steep slope.

The raised area that is observed more clearly in the cross section also seems to be evident, more gently in the central area of the longitudinal section, approximately where tests HS5 and H9 have been carried out (see Figures 4 and 9 for reference).

Four cross sections of the landslide (considering the movement direction) were traced on the area, and two others with the oblique north to south direction (see Figure 9 to identify its position). Figure 11 shows, from left to right, upper sections to lower ones. They show an important deepening at the center of the landslide area, and at Section 3 (over the intermediate position of the access road), a V-shaped area deeper than the other ones can be seen. The same deepening zone can be observed in oblique sections (see Figure 12) where the V-shaped sediment geometry is wider, but in all cross-sections, one of the flanks of that deepening area is sharply steep.

The possible presence of a fault structure in the basement, corroborated by low values in resistivity observed in VES-5, can be considered. Now, this depressed area can correspond to a ravine or temporary torrential channel (marked by the low values in sediments resistivity).

The cross-Sections 2, 3 and 5 obtained are concordant with the seismic refraction profiles interpreted (considering that seismic profiles were applied in different directions).

The graphical distribution of the value of the Vulnerability Index (K_g) is presented in Figure 13. It shows peak values in the area around VES-5 and H9 survey points and coincides with the greatest movement and the area of action carried out by the company E.P. CELEC with the construction of the reinforced earth wall. In addition, in this area, according to communication from the company's technicians, the movement continues to occur today.

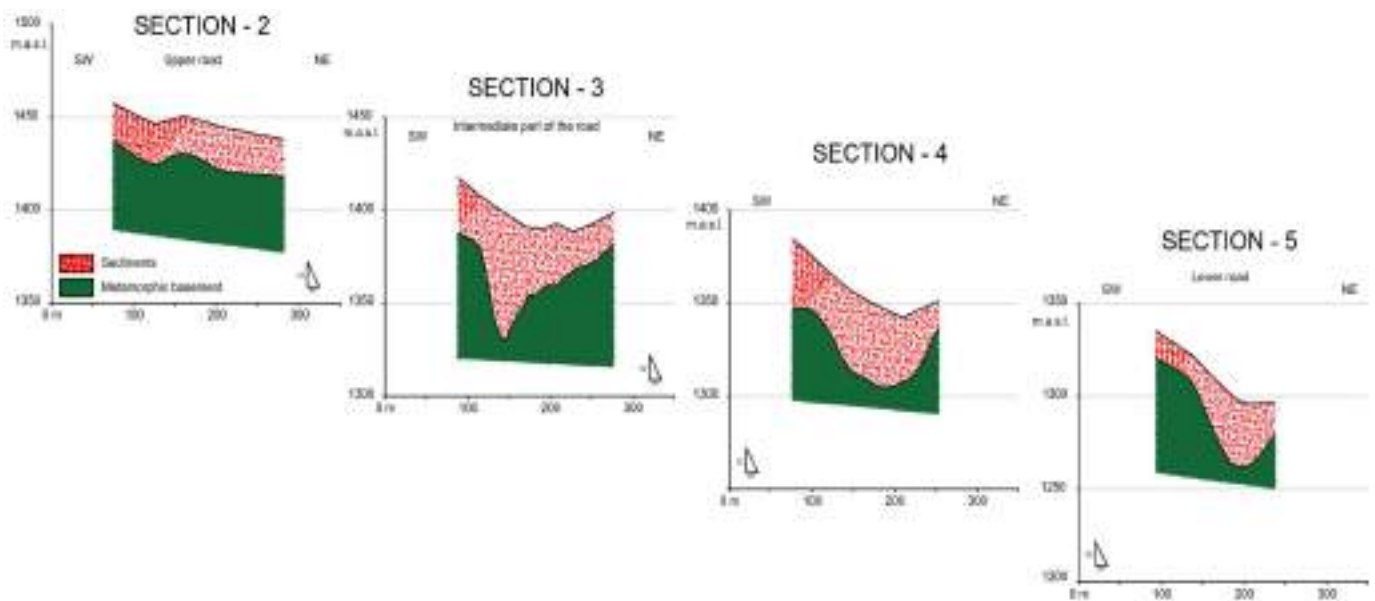


Figure 11. Cross sections from the upper (left) to the lower zone (right) showing sliding sediments over the basement (Drawing Scale relation: 1H:2V, keeping vertical relation of elevation and Figure 10 scale).

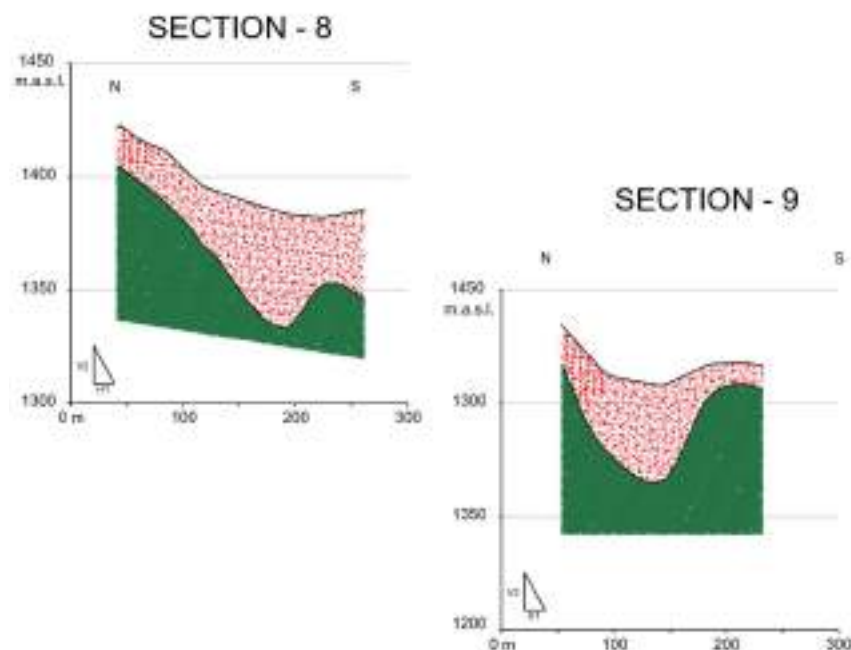


Figure 12. Oblique sections through the north–south direction represent the sliding sediments (in movement) over the basement where the rupture surface geometry is delineated (Drawing Scale relationship: 1H:2V, keeping the vertical relationship of elevation and Figure 10 scale).

This parameter is related to the ground shear strain or effective stress [46] and can be correlated with the potential ability of materials to move (sliding susceptibility); therefore, it can be recognized as a tool for assessing said capacity in landslides. In this study, in Figure 13, extremely high values appearing under the actual moving area (remarked by a dark blue continuous-line oval) and high values towards the upper area from the last one described (remarked by a dark blue dashed-line oval) can be observed. The rest of the points can be considered as low capabilities concerning sliding or as currently stable.

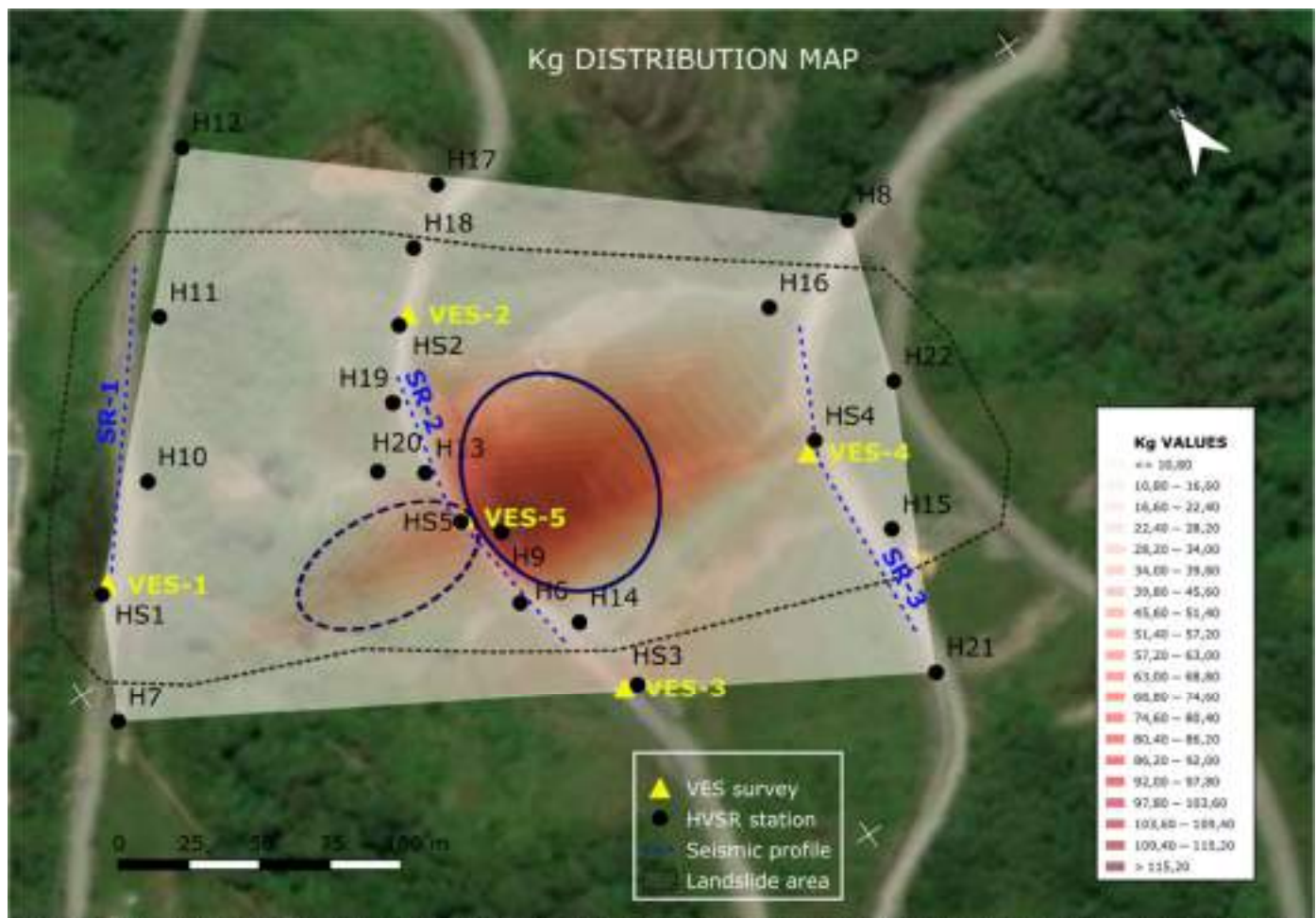


Figure 13. A distribution map of the K_g values was represented in the investigation area. The maximum values coincide with the area presenting the most significant instability now (marked with dark blue ovals). White crosses refer to the coordinate points (Modified from [22]).

6.2. Data Correlation and Reliability Discussion

The results obtained in this landslide area are related to geophysical surveys alone, and no other direct data (as perforation bore-holes) is provided as verification. Using geophysical data, the indirect surveys considered could be an early investigation tool to delineate the characteristics of a sliding mass. It must be related to accurate direct information, but combining methods and techniques can improve the geophysical models [3–6].

In this area, the VES information shows a clear separation between shallow materials and the rocky substrate, with resistivity changing values up to four times ($>5000 \text{ Ohm.m}$ for the rocky substrate). Therefore, the obtained models could be used as a definition of the thickness of the soft material (sedimentary) and altered one (eluvium) with some grade of accuracy, thus defining the surface rupture of the landslide. In the metamorphic studied area, the materials overlaying the rocky substrate are those involved in landslides [44].

Moreover, seismic surveys provide similar distribution in shallow sediment layers using seismic velocity parameters, i.e., they have corroborated the VES geoelectrical interpretation. Furthermore, the models offer a contrast in impedance values between the sediments and the basement that is up to 2.2, which is a piece of important information in applying the HVSR two-layer model [10,15–17,21].

The use of few contrast points could be a limitation too. Of course, the more that can be used could help to obtain better accuracy. Nevertheless, the most important thing is to get a variety of thicknesses to adjust the empirical curve (Equations (1) and (3)), as can be

seen in other investigations (related in [20,21]). That accuracy and reliability in the final results are related to the precision of geophysical models that were employed [21,47].

The a and b factors in Equation (3) differed from those obtained by other authors (applied in basin geological areas) such as [18] or [47]. Considering [33,48], they indicated that a factor is related to local geological characteristics (ground materials, impedance contrast, and humidity). In contrast, the b factor is related to sediment thickness and the geometrical shape of the basement. The obtained factors here are close to those obtained in [20], an investigation also made in Ecuador, where geological conditions are more similar to the present one.

7. Conclusions

In this work, a landslide with an approximate area of 65,000 m² in Guarumales (Ecuador) has been analyzed. One and two-dimensional type geophysical surveys of seismic and electrical methods have been jointly implemented. Specifically, five VES surveys (used as control points) were performed at the same position as the other five HVSR single-station measures. Three seismic profiles (refraction and MASW types) were carried out at different elevations in the landslide area to complement the geophysical surveys. These techniques were used to confirm and perform the final analysis model in a total of 22 HVSR point measures.

At the parametric control points, the thicknesses of the sliding materials (those that exhibit shallow lower resistivity and seismic velocity values) were defined from those of the compact substrate (considered fixed, with higher geophysical values). The empirical relationship obtained from VES points results related to soft sediments thickness correlated with the natural frequencies values of the ground f_0 (obtained from HVSR surveys executed at control points). The empirical Equation (3) obtained has an a factor of 31.039 and a b factor of -0.351 , with an adjustment error of $R^2 = 0.932$, which is considered a good correlation value.

From this Equation (3), the sediment thicknesses have been calculated and contoured on an isopach map using the values obtained at the different points from the measured HVSR stations. On those map results, several sections of the terrain can be executed (longitudinal, oblique, and transversal ones, considering the direction of the material slide). These sections have shown the existence of a deeper area V-shaped with steep flanks. This deep sedimentation could be related to a possible fault structure affecting the metamorphic basement.

The potential slip rupture surface, with a translational or roto-translational-type shape, has been proven to be related to the separation between soft materials (shallow sediments) layered over the basement (considered as fixed material).

Complementarily, the K_g vulnerability index value analysis related to ground shear strain shows two prone areas to be the potential to continue the movement. These areas are in the exact location where emergency constructions were made to keep the integrity of the affected road.

The methodology in combining VES-type and HVSR-type surveys in investigating surface sediments showing an impedance contrast (over 2.2) in defining sedimentary sliding material overlying the fixed basement has been verified. This methodology is easy, quick to apply and interpret, and has low economic costs. It can be transferred to other areas with access to complicated drilling machinery and as a tool prior to more elaborate or expensive economic surveys, considering the conditions (definition of contrast values in geophysical parameters).

The use of VES and HVSR techniques, and the methodology developed in this research, can be an investigation and decision-making tool in the monitoring and instrumentation of slippery zones caused by the speed of execution of the surveys and their economy.

Based on these results, it would be convenient to establish a complementary research campaign through bore-hole drilling with core recovery to establish the conditions of the materials and verify what was exposed in this investigation.

Author Contributions: Conceptualization, O.A.-P. and F.J.T.; methodology, O.A.-P.; software, O.A.-P.; validation, O.A.-P., J.G.-R. and A.G.; formal analysis, O.A.-P. and F.J.T.; investigation, O.A.-P. and F.J.T.; resources, O.A.-P. and F.J.T.; data curation, O.A.-P. and A.G.; writing—original draft preparation, O.A.-P.; writing—review and editing, J.G.-R. and F.J.T.; visualization, O.A.-P. and A.G.; supervision, J.G.-R. and F.J.T. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: All data and processing results are under request. They will be available to anyone when they submit a request to the corresponding author.

Acknowledgments: This research work has been possible thanks to the collaboration of Ing. Iván Javier Hidrobo Montoya, manager of Unidad de Negocio Hidropaute, Corporación Eléctrica del Ecuador-CELEC E.P., and Ing. Ximena Robles, who allowed the use of the data to conduct this investigation. Part of the VES surveys data and seismic refraction profiles data presented in this document, as well as the topographic mapping handled, are the property of CELEC E.P.-SOUTH.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Tibaldi, A.; Ferrari, L.; Pasquarè, G. Landslides Triggered by Earthquakes and Their Relations with Faults and Mountain Slope Geometry: An Example from Ecuador. *Geomorphology* **1995**, *11*, 215–226. [CrossRef]
2. D’Ercole, R.; Trujillo, M. *Amenazas, Vulnerabilidad, Capacidades y Riesgos En El Ecuador. Los Desastres, Un Reto Para El Desarrollo*; Oxfam Publishing: Quito, Ecuador, 2003; ISBN 9978-42-972-7. Available online: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers11-03/010032419.pdf (accessed on 10 March 2022).
3. Hussain, Y.; Schlögel, R.; Innocenti, A.; Hamza, O.; Iannucci, R.; Martino, S.; Havenith, H.-B. Review on the Geophysical and UAV-Based Methods Applied to Landslides. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 4564. [CrossRef]
4. León Gómez, A.M.; Tijera Carrión, A.; Ruiz Bravo, R. Utilización de Técnicas Geofísicas en la Identificación de Deslizamientos de Ladera. *Ing. Civ.* **2014**, *175*, 39–51. Available online: <http://ingenieriacivil.cedex.es/index.php/ingenieria-civil/article/view/398> (accessed on 15 July 2022).
5. Jongmans, D.; Garambois, S. Geophysical Investigation of Landslides: A Review. *Bull. De La Société Géologique De Fr.* **2007**, *178*, 101–112. [CrossRef]
6. Pazzi, V.; Morelli, S.; Fanti, R. A Review of the Advantages and Limitations of Geophysical Investigations in Landslide Studies. *Int. J. Geophys.* **2019**, *2019*, 1–27. [CrossRef]
7. Burjánek, J.; Gassner-Stamm, G.; Poggi, V.; Moore, J.R.; Fäh, D. Ambient Vibration Analysis of an Unstable Mountain Slope. *Geophys. J. Int.* **2010**, *180*, 820–828. [CrossRef]
8. Ibragimov, A. Use HVSAR Method at Studying Structure of Landslides. *Geophys. Res. Abstr.* **2010**, *12*, 6191.
9. Mainsant, G.; Larose, E.; Brönnimann, C.; Jongmans, D.; Michoud, C.; Jaboyedoff, M. Ambient Seismic Noise Monitoring of a Clay Landslide: Toward Failure Prediction: Seismic Noise Monitoring of a Landslide. *J. Geophys. Res.* **2012**, *117*, 1–12. [CrossRef]
10. Delgado, J.; Garrido, J.; Lenti, L.; Lopez-Casado, C.; Martino, S.; Sierra, F.J. Unconventional Pseudostatic Stability Analysis of the Diezma Landslide (Granada, Spain) Based on a High-Resolution Engineering-Geological Model. *Eng. Geol.* **2015**, *184*, 81–95. [CrossRef]
11. Imposa, S.; Grassi, S.; Fazio, F.; Rannisi, G.; Cino, P. Geophysical Surveys to Study a Landslide Body (North-Eastern Sicily). *Nat. Hazards* **2017**, *86*, 327–343. [CrossRef]
12. Pazzi, V.; Tanteri, L.; Biccocchi, G.; D’Ambrosio, M.; Caselli, A.; Fanti, R. H/V Measurements as an Effective Tool for the Reliable Detection of Landslide Slip Surfaces: Case Studies of Castagnola (La Spezia, Italy) and Roccalbegna (Grosseto, Italy). *Phys. Chem. Earth Parts A/B/C* **2017**, *98*, 136–153. [CrossRef]
13. Delgado, J.; Galiana-Merino, J.J.; García-Tortosa, F.J.; Garrido, J.; Lenti, L.; Martino, S.; Peláez, J.A.; Rodríguez-Peces, M.J.; de Galdeano, C.S.; Soler-Llorens, J.L. Ambient Noise Measurements to Constrain the Geological Structure of the Güevéjar Landslide (S Spain). *Appl. Sci.* **2021**, *11*, 1454. [CrossRef]
14. González, J.; Schmitz, M. Caracterización dinámica de perfiles geotécnicos de Cariaco (estado Sucre, Venezuela), partiendo de datos de refracción sísmica. *Rev. De La Fac. De Ing. Univ. Cent. De Venez.* **2008**, *23*, 83–93.
15. Nakamura, Y. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. *Q. Rep. Railw. Tech. Res.* **1989**, *30*, 25–33.
16. Nakamura, Y. What Is the Nakamura Method? *Seismol. Res. Lett.* **2019**, *90*, 1437–1443. [CrossRef]
17. Albarello, D.; Lunedei, E. Alternative Interpretations of Horizontal to Vertical Spectral Ratios of Ambient Vibrations: New Insights from Theoretical Modeling. *Bull. Earthq. Eng.* **2010**, *8*, 519–534. [CrossRef]

18. Ibs-von Seht, M.; Wohlenberg, J. Microtremor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1999**, *89*, 250–259. [CrossRef]
19. Khan, S.; Khan, M.A. Mapping Sediment Thickness of Islamabad City Using Empirical Relationships: Implications for Seismic Hazard Assessment. *J. Earth Syst. Sci.* **2016**, *125*, 623–644. [CrossRef]
20. Alonso-Pandavenes, O.; Torres, G.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J. Basement Tectonic Structure and Sediment Thickness of a Valley Defined Using HVSR Geophysical Investigation, Azuela Valley, Ecuador. *Bull. Eng. Geol. Environ.* **2022**, *81*, 210. [CrossRef]
21. Bouchelouh, A.; Bensalem, R.; Zaourar, N.; Machane, D.; Moulouel, H.; Oubaiche, E.H. The Miocene Roof Mapping Using Microtremor Recording and Electrical Survey Method in Blida City, Algeria. *Pure Appl. Geophys.* **2018**, *175*, 287–301. [CrossRef]
22. Bing Maps. Available online: <https://www.bing.com/maps/> (accessed on 13 June 2022).
23. Google Earth. Available online: <https://www.google.com/intl/es/earth/> (accessed on 13 June 2022).
24. McCann, D.M.; Forster, A. Reconnaissance Geophysical Methods in Landslide Investigations. *Eng. Geol.* **1990**, *29*, 59–78. [CrossRef]
25. Bonnefoy-Claudet, S.; Cornou, C.; Bard, P.-Y.; Cotton, F.; Moczo, P.; Kristek, J.; Fäh, D. H/V Ratio: A Tool for Site Effects Evaluation. Results from 1-D Noise Simulations. *Geophys. J. Int.* **2006**, *167*, 827–837. [CrossRef]
26. Wathelet, M.; Chatelain, J.-L.; Cornou, C.; Giulio, G.D.; Guillier, B.; Ohrnberger, M.; Savvaidis, A. Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. *Seismol. Res. Lett.* **2020**, *91*, 1878–1889. [CrossRef]
27. Gallipoli, M.; Lapenna, V.; Lorenzo, P.; Mucciarelli, M.; Perrone, A.; Piscitelli, S.; Sdao, F. Comparison of Geological and Geophysical Prospecting Techniques in the Study of a Landslide in Southern Italy. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.* **2000**, *4*, 117–128.
28. Méric, O.; Garambois, S.; Malet, J.-P.; Cadet, H.; Guéguen, P.; Jongmans, D. Seismic Noise-Based Methods for Soft-Rock Landslide Characterization. *Bull. De La Société Géologique De Fr.* **2007**, *178*, 137–148. [CrossRef]
29. Panzera, F.; Lombardo, G.; D'Amico, S.; Gale, P. Speedy Techniques to Evaluate Seismic Site Effects in Particular Geomorphologic Conditions: Faults, Cavities, Landslides and Topographic Irregularities. In *Engineering Seismology, Geotechnical and Structural Earthquake Engineering*; D'Amico, S., Ed.; InTech: London, UK, 2013; ISBN 978-953-51-1038-5.
30. Sánchez-Sesma, F.J.; Rodríguez, M.; Iturrarán-Viveros, U.; Luzón, F.; Campillo, M.; Margerin, L.; García-Jerez, A.; Suarez, M.; Santoyo, M.A.; Rodríguez-Castellanos, A. A Theory for Microtremor H/V Spectral Ratio: Application for a Layered Medium: Theory for Microtremor H/V Spectral Ratio. *Geophys. J. Int.* **2011**, *186*, 221–225. [CrossRef]
31. Lermo, J.; Chávez-García, F.J. Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1993**, *83*, 1574–1594. [CrossRef]
32. Bard, P.-Y. Foreword: The H/V Technique: Capabilities and Limitations Based on the Results of the SESAME Project. *Bull. Earthq. Eng.* **2008**, *6*, 1–2. [CrossRef]
33. Delgado, J.; López Casado, C.; Giner, J.; Estévez, A.; Cuenca, A.; Molina, S. Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Applications and Limitations. *Pure Appl. Geophys.* **2000**, *157*, 1445–1462. [CrossRef]
34. Parolai, S. New Relationships between Vs, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2002**, *92*, 2521–2527. [CrossRef]
35. Hinzen, K.-G.; Weber, B.; Scherbaum, F. On the Resolution of H/V Measurements to Determine Sediment Thickness, a Case Study across a Normal Fault in the Lower Rhine Embayment, Germany. *J. Earthq. Eng.* **2004**, *8*, 909–926. [CrossRef]
36. Larose, E.; Carrière, S.; Voisin, C.; Bottelin, P.; Baillet, L.; Guéguen, P.; Walter, F.; Jongmans, D.; Guillier, B.; Garambois, S.; et al. Environmental Seismology: What Can We Learn on Earth Surface Processes with Ambient Noise? *J. Appl. Geophys.* **2015**, *116*, 62–74. [CrossRef]
37. Del Gaudio, V.; Wasowski, J.; Muscillo, S. New Developments in Ambient Noise Analysis to Characterise the Seismic Response of Landslide-Prone Slopes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2013**, *13*, 2075–2087. [CrossRef]
38. Del Gaudio, V.; Muscillo, S.; Wasowski, J. What We Can Learn about Slope Response to Earthquakes from Ambient Noise Analysis: An Overview. *Eng. Geol.* **2014**, *182*, 182–200. [CrossRef]
39. Panzera, F.; D'Amico, S.; Lotteri, A.; Galea, P.; Lombardo, G. Seismic Site Response of Unstable Steep Slope Using Noise Measurements: The Case Study of Xemxija Bay Area, Malta. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2012**, *12*, 3421–3431. [CrossRef]
40. Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J. Multichannel Analysis of Surface Waves. *Geophysics* **1999**, *64*, 800–808. [CrossRef]
41. Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J.; Ivanov, J. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)—Active and Passive Methods. *Lead. Edge* **2007**, *26*, 60–64. [CrossRef]
42. Whiteley, J.S.; Watlet, A.; Uhlemann, S.; Wilkinson, P.; Boyd, J.P.; Jordan, C.; Kendall, J.M.; Chambers, J.E. Rapid Characterisation of Landslide Heterogeneity Using Unsupervised Classification of Electrical Resistivity and Seismic Refraction Surveys. *Eng. Geol.* **2021**, *290*, 106189. [CrossRef]
43. Maurer, H.; Spillmann, T.; Heincke, B.; Hauck, C.; Loew, S.; Springman, S.M.; Green, A.G. Geophysical Characterization of Slope Instabilities. *First Break* **2010**, *28*, 53–61. [CrossRef]
44. Urgilez Vinueza, A.; Robles, J.; Bakker, M.; Guzman, P.; Bogaard, T. Characterization and Hydrological Analysis of the Guarumales Deep-Seated Landslide in the Tropical Ecuadorian Andes. *Geosciences* **2020**, *10*, 267. [CrossRef]
45. Bristow, C.R.; Guevara, S.; Almeida, C. *Hoja Geológica de Azogues N° 73, Scale Map 1:100.000*; IIGE Instituto de Investigación Geológica y Energético: Quito, Ecuador, 1980. Available online: <https://www.geoenergia.gob.ec/mapas-tematicos-1-100-000/> (accessed on 20 April 2022).

46. Nakamura, Y. Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications. In Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 30 January 2000.
47. Khalili, M.; Mirzakardeh, A.V. Fault Detection Using Microtremor Data (HVSr-Based Approach) and Electrical Resistivity Survey. *J. Rock Mech. Geotech. Eng.* **2019**, *11*, 400–408. [[CrossRef](#)]
48. Gosar, A.; Lenart, A. Mapping the Thickness of Sediments in the Ljubljana Moor Basin (Slovenia) Using Microtremors. *Bull. Earthq. Eng.* **2010**, *8*, 501–518. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

APENDICE 3

Artículo 3

Pujilí, Cotopaxi. Ecuador

Alonso-Pandavenes, O.; Bernal, D.; Torrijo, F.J. and Garzón-Roca, J.




A comparative analysis for defining the sliding surface and internal structure in an active landslide using the HVSr passive geophysical technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador.

Land 2023, 12(2), 961.

<https://doi.org/10.3390/land12050961>

Article

A Comparative Analysis for Defining the Sliding Surface and Internal Structure in an Active Landslide Using the HVSR Passive Geophysical Technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador

Olegario Alonso-Pandavenes ^{1,*} , Daniela Bernal ¹, Francisco Javier Torrijo ²  and Julio Garzón-Roca ³ 

¹ Geology and Mining Engineering Faculty-FIGEMPA, Central University of Ecuador, Quito 170521, Ecuador; cdbernal@uce.edu.ec

² Research Centre for Architecture, Heritage and Management for Sustainable Development (PEGASO), Department of Geotechnical Engineering, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain; fratorec@trr.upv.es

³ Department of Geodynamics (GEODESPAL), Faculty of Geology, Complutense University of Madrid, 28040 Madrid, Spain; julgarzo@ucm.es

* Correspondence: omalonso@uce.edu.ec; Tel.: +593-995608066

Abstract: Geophysical techniques were employed to analyze one of the landslides that affected the main access road to Pujilí (Ecuador). A passive seismic technique was utilized to test a total of 70 horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) points, complemented by an active seismic-refraction profile and a multichannel analysis of surface waves (MASW) survey. The results from the active geophysical surveys facilitated the determination of the shear-wave-velocity value for the surface materials that were in motion. However, the HVSR provided the fundamental frequency f_0 and amplification A_0 values of the ground. The Nakamura (1989) relationship was applied to obtain the thickness of the sediments over a compact material from the fundamental frequency of the terrain in a two-layer model. Additionally, constrained models of the shear-wave velocity (V_s) distribution in the landslide area, obtained from the active seismic surveys, were used to invert the ellipticity curves. The results from this inversion were compared with those obtained by applying the Nakamura equation. The landslide-rupture surface was delineated for each type of analysis, which verified the correlation and minimal differences between the results of the three proposed studies, thus validating the procedure. The directivity of the microtremor HVSR signals was also analyzed, demonstrating a relationship with the internal structure of the sliding material. Furthermore, the ability to slide concerning the K_g parameter (vulnerability index, Nakamura, 1989) was studied. The usefulness of the directivity analysis in defining the internal structures in landslide materials and in determining the areas with the most significant instability was demonstrated. Overall, the HVSR is considered valuable when conducting early landslide studies and is helpful in determining the rupture plane while remaining a simple, fast, and economical technique.

Keywords: Pujilí landslide; HVSR; MASW technique; surface of rupture; natural frequency f_0



Citation: Alonso-Pandavenes, O.; Bernal, D.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J. A Comparative Analysis for Defining the Sliding Surface and Internal Structure in an Active Landslide Using the HVSR Passive Geophysical Technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador. *Land* **2023**, *12*, 961. <https://doi.org/10.3390/land12050961>

Academic Editors: Nikolaos Depountis, Maria Ferentinou, Vassilis Marinos and Constantinos Loupasakis

Received: 7 March 2023

Revised: 14 April 2023

Accepted: 18 April 2023

Published: 26 April 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Landslides are natural geohazards that have recently caused significant losses, affecting both property and human lives. The largest landslides are recorded in the EMDAT database [1]. Significant sliding events exceeding 100 have been documented, exceeding 100, with more than 15,000 lives lost and over 4 million people affected worldwide. It is essential to consider and expend time and resources to study and prevent them. Depending on the nature of the ground, landslides can develop in soils, rocks, and fillings (natural or artificial). Each geological material has a different shape and rupture type [2,3], and the movement speed can vary, ranging from very slow or creeping to fast and sudden. One of the primary goals of the study of landslide-mitigation actions is to define the rupture or

failure surface [3]. This can be an easy task when the mobilizing materials differ significantly from the static materials, such as when soft sediments slide over a rocky substrate. Otherwise, the differentiation and investigation of the sliding surface when it is inside a homogeneous stratum (i.e., involving identical materials in the mobilization of sliding mass and the one kept fixed) can be very complicated [2,4].

Traditional investigations consider the performance of drill holes and using instrumentation inside (like piezometers and inclinometers). These tests help define the sliding surface and provide information with which to make decisions about its mitigation [5]. However, this type of landslide study is usually expensive and complicated. This is mostly due to the difficulty in accessing the working areas where these events occur, which are often high slopes, and the instabilities in the subsoil [4–6]. The application of geophysical techniques is one of the alternatives to early investigations. These methods can provide broad information and can be used to delimitate the most favorable areas to subsequently investigate in depth [7–9].

Geophysical landslide research has traditionally focused on active techniques, such as using seismic and geoelectrical methods. In recent decades, active seismic refraction and electrical tomography have been used to study and define sliding masses. These investigations obtained excellent results, especially when both techniques were combined to detect the failure surface, alteration levels, water content, and water table, all of which affect landslide phenomena [7,8]. Over the last twenty-five years, the application of passive investigation techniques using the seismic method has become more common, particularly in landslides related to the study of seismic risk and their triggers (co-seismic landslides) [8–10]. In this context, the horizontal to vertical spectral ratio (HVSr) technique has emerged to measure the ground-vibration period in seismic-hazard studies. It is generally accepted that the passive seismic single-station technique determines the natural frequency vibration (f_0) on a simple two-layer model, but more advanced applications are still under discussion [11–13].

As in any application of a geophysical method, the importance of the net separation between anomalies and materials is fundamental. In this case, the HVSr technique is based on the ability to separate two materials whose sonic or elastic impedances demonstrate clear differences. This was previously investigated in [14]. Based on those studies, Nakamura [15,16] concluded with the definition of a two-layer model: loose sediments over a competent substrate related to the natural frequency f_0 of the area. The HVSr technique has been applied in a range of investigations, including the detection of a rocky substrate under ice, sand, or sediments [17–19], liquefaction-potential estimation [20], and, under constrained conditions, the establishment of the shear-wave velocity (V_s) distribution profile through the analysis of the ellipticity curve [21–23]. The HVSr-based passive seismic technique has also been used to study sliding masses, such as cliff areas and landslides, as well as materials' mobilization by gravity [24–31]. Thus, the HVSr survey has the potential to become a passive, non-invasive, and low-cost method for the long or short-term study, monitoring, and characterization of landslides [18,22,23].

In Ecuador, landslide processes typically occur due to dynamic demands on the ground, such as earthquakes, or long periods of rain, some of which are related to El Niño events. They affect various types of geological formation and a vast territory from the coast to the Andean Cordillera. Most of the locations where they occur have significant slopes with loose soils, which complicates the installation of drilling machines [32]. In Pujilí canton (Cotopaxi province, Ecuador), landslides of different magnitudes and velocities of movement have occurred, particularly in the Cachi Alto community and its surroundings. This area is tectonically active and has experienced three medium-to-large-magnitude landslides over several years across a broad region [33,34]. At the beginning of 2018, an area of about 19,000 m² began to slide, initially affecting only farmlands. The landslide area continued to expand throughout that year and 2019, and it involved a house and the communication route with the Cachi Bajo neighborhood (Figure 1). According to early studies in the area [33–36], the landslide was due to a zone of poorly consolidated material

that slid over a more compact material. In this case, the geological ground corresponds to the same type of material, called *cangahua*, a hardened eruptive volcanic soil that is mostly cemented. The moving mass (altered *cangahua*) and the fixed mass (or cemented material) have very similar geological and geotechnical parameters [35,36].

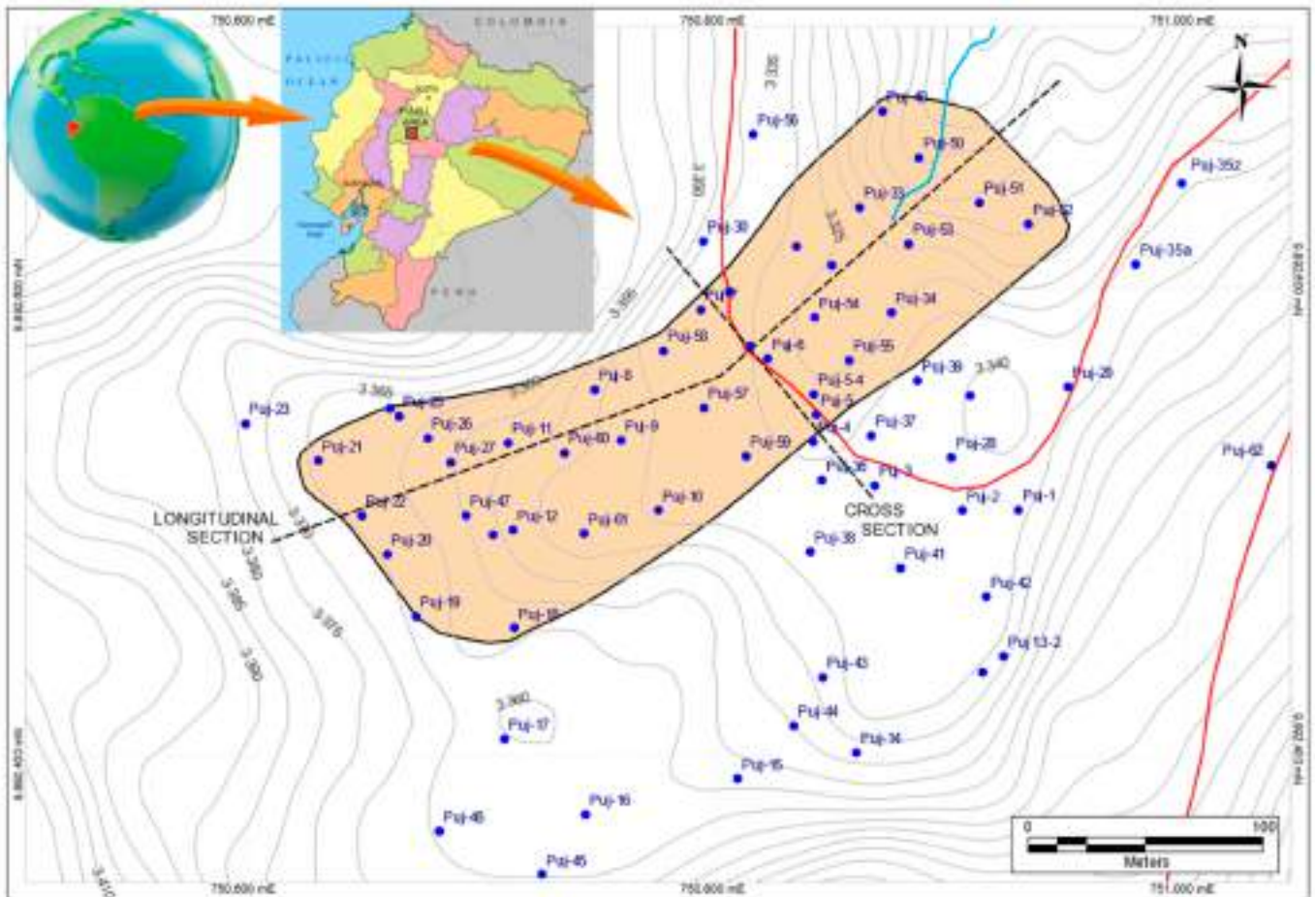


Figure 1. General situation map of the study area. The map shows a detailed plan view of the position of every HVSr-based single-station survey (blue dots) applied to the studied moving-landslide area (shaded) and its surroundings. Roads are depicted as red lines, and water courses as blue lines. The two interpretation sections that are analyzed (marked as the longitudinal section and cross-section) are displayed in black dashed lines.

This investigation uses the HVSr technique to determine and delineate the location of the rupture zone in this medium-sized landslide located in Pujilí canton (Ecuador).

2. Geographical Setting and Geological Framework

The study area is located in the Pujilí canton (Cotopaxi province, Ecuador), on the eastern slope of the Western Andean Cordillera, close to the Cotopaxi volcano (Figure 1). In the Cachi Alto community (751200 E/8982230 N UTM coordinates, 17S zone, WGS84 datum in the central point of the area), the local geomorphology is characterized by a steep relief with slopes ranging from moderate (8° – 16°) to steep (26° – 45°).

The Patoa River crosses the study area as the main watercourse, and various other small-size courses (referred to by Ecuadorians as *quebradas*) concur in this zone. Generally, the river has a dendritic morphology. The area's average elevation is 3330 m above sea level (m.a.s.l.) [36]. The meteorology is semi-humid, with annual rainfall between 1000 and 2000 mm, and a High-Mountain Equatorial climate type [33,36]. An outstanding

geomorphological feature of the area is the Punteras hill, located to the SE of the studied area, which corresponds to a dacitic dome formation that dominates the site (3515 m.a.s.l.).

The Central University of Ecuador conducted geological studies in this area [33,34]. The Río Cala Unit was identified as a Pre-Quaternary unit located from the NE zone to the SE of the Cachi Bajo community. Additionally, the NE of Cachi Alto was characterized as the rocky basement of the entire area, composed mainly of basaltic andesites (Figure 2).

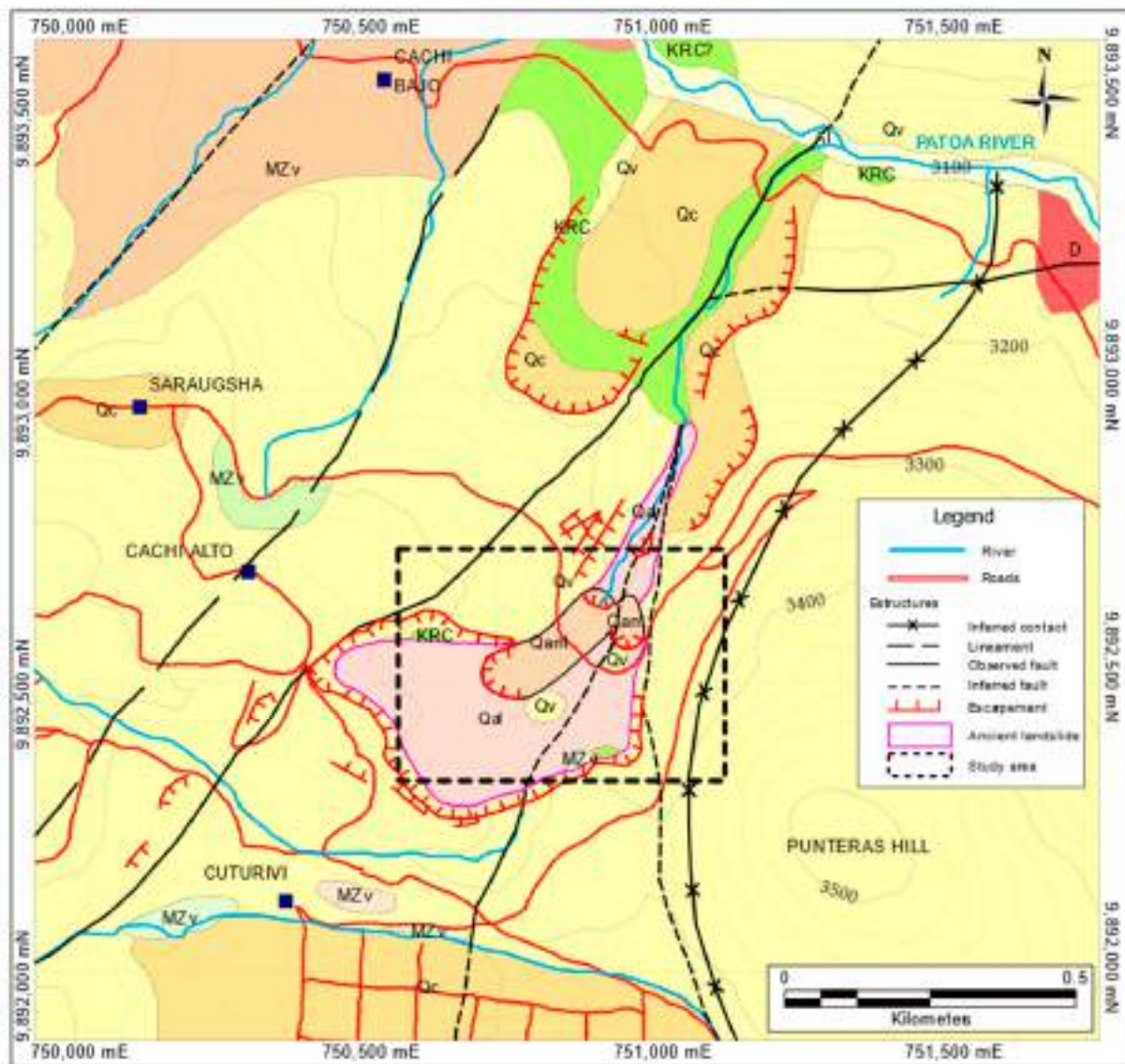


Figure 2. Geological map of the landslide area under study (dashed black square). Abbreviations: Mesozoic Zumbagua Group (MZv), Cretacic Rio Cala Unit (KRC), Cangahua Formation (Qv), colluvial (Qc), colluvial ancient landslide (Qal), colluvial actual medium-sized landslide (Qaml), alluvial (Al), dacitic igneous intrusion (D). The yellow-shaded area is the main landslide studied, shown in Figure 1. Modified from [34].

The Zumbagua Group has a varied stratigraphy, and it outcrops in the Cachi Bajo community area, with a wide extension. While geological gaps were observed in the NE of Cachi Alto, outcrops of sandstones and siltstone outcrops appeared in other nearby areas. Similarly, shales occur to the NW of Cuturiví Grande, and conglomeratic breccias appear to the NE. Small outcrops of pyroxenic andesites are also observed at the ends of the main landslide area, located SE of Cachi Alto and NE of the Cerro Punteras hill [33,34].

The recent Quaternary deposits cover the majority of the area under study. They are composed of materials from the Canguahua Formation, which are compact and slightly cemented sediments of volcanic origin (tuffs and ashes). The presence of recent and old colluvial deposits over these materials is related to previous and ancient landslides in the area. Finally, the presence of alluvial sediments is related to the Patoa River's embedded basin, running towards the north side of the site [33] (Figure 2).

The landslide under study was identified as being of medium magnitude and found within a larger ancient landslide (8.3 Ha in size), triggered by the 1966 M_w 5.7 Pujilí earthquake, affecting the upper area (Figure 2). Supposedly, the activation of the studied landslide began in 2018 and started to affect directly and visibly the local paved access road to the Cachi Bajo sector in 2019. The landslide-investigation zone covers an area that is more than 300 m long and with an average width of 65 m [35,36]. Previous investigations [33] proposed that this landslide has a co-seismic nature and is associated with active faults in the NNE–SSW and NE–SW directions, which are part of the Pallatanga–Pujilí–Calacalí regional system, and/or with the Tambillo fault. However, studies on the *cangahua* materials and stability analyses conducted on the largest and oldest landslide concluded that the new landslide could be related to water saturation in the area [35]. All the material geomechanical parameters involved are similar, except for the density, which is lower in the shallow and altered *cangahua*.

Slope deformations and deep-seated gravitational-slope deformations were identified [34], confirming the activity of the landslide under study. In contrast, the previous large-magnitude landslide is now inactive (due to the aging process). Additionally, investigations underline the possible formation of a broad pull-apart basin as a general feature of the area (Figure 3).

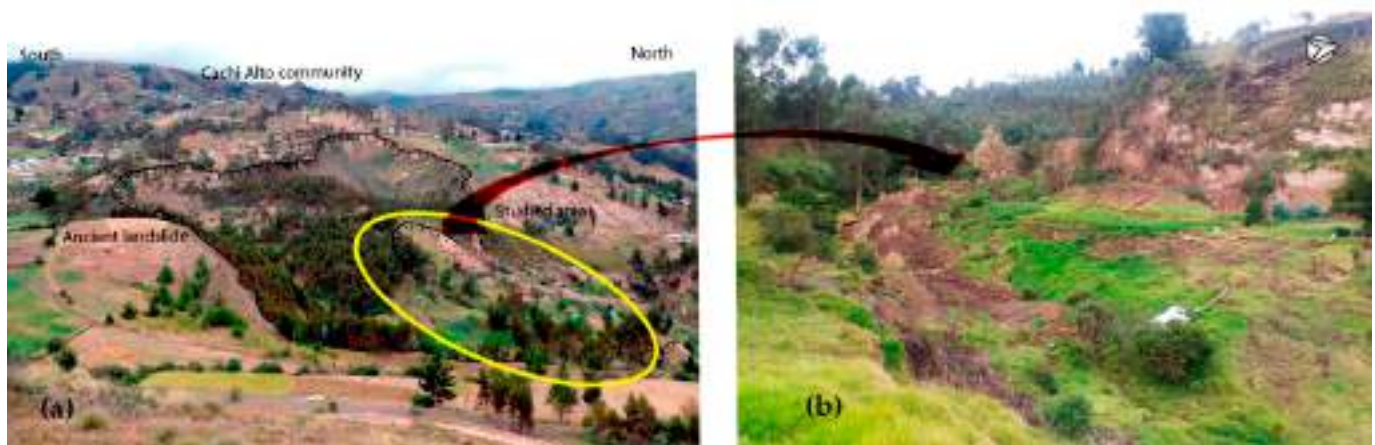


Figure 3. General views of the area under study. (a) The ancient landslide, with its head marked by a black line with ticks; the studied area is marked with a yellow oval (a car can be seen as a scale at the bottom of the picture), modified from [34]. (b) Studied landslide area viewed from the middle to the top (note the rest of the destroyed house, white roof in the right center of the landslide).

Some geophysical investigations were also conducted in the nearby town of Pujilí [37]. The results demonstrated general fundamental frequency peaks (f_0) associated with values between 1.0 and 1.5 Hz and a sedimentary overburden between 1.5 and 3.0 Hz. However, higher-frequency peaks appeared in two sets: from 5.0 to 7.0 Hz and from 7.0 to 10.0 Hz, with the H/V ratio equal to or greater than these fundamental frequencies (in the same peak category). These second peaks (sometimes prominent) were related to a surface layer of possibly alluvial materials (loose and not compact).

3. Background and Methods

3.1. Geophysical Methods

Geophysical research applied to landslide studies is widely recognized, with seismic and electrical methods being the most valuable techniques for such investigations [7–9]. The movement of the mass and its sliding rupture generate changes in geophysical parameters that can be used to analyze and recognize a landslide body or even study its dynamic motion [31]. In this research, HVSR passive surveys are applied as the main investigation tools, along with two active seismic techniques to define and obtain a basic starting model and provide complementary data.

Nakamura [16] defined the relationship between the thickness of sediments overlaying a basement through the natural vibration frequency in a two-layer model. This was based on the hypothesis that the vertical component of ambient noise in the sediment's surface ground has the characteristics of the source and is relatively influenced by Rayleigh waves on the sediment. Thus, the vertical component may be removed both from the source and from the Rayleigh-wave effects from the horizontal components to clearly determine the fundamental vibration mode in the sedimentary layer [16,38].

The fundamental frequency f_0 of a soft sediment layer overlying a harder layer (considered as the basement) can be more accurately evaluated using thickness-averaged sediment-shear-wave velocity V_s . Nakamura [15,16] demonstrated experimental results from ambient-vibration and velocity profiles (analyzed through down-hole drilling) that confirmed that the amplitude of the HVSR peak is related to V_s contrast between the upper layer of soft sediments and the more rigid underlying layer. Thus, the maximum or peak amplitude increases proportionally to the V_s ratio of the two layers. In some cases, a higher secondary peak may appear related to other changes in elastic impedance (i.e., velocity times a layer material density), as indicated by [39,40]. The geological materials must exhibit a high-level elastic parameter contrast to establish f_0 in a two-layer model (sediment—rock or a soft-soil layer over a compact or cemented half-space), meaning a marked difference in seismic impedance must characterize them. Currently, the HVSR technique is recognized for setting f_0 and fundamental periods of the ground [41–45], defining sediment thickness [18,19,46], and studying soil–structure interactions [15,47].

When using the HVSR technique, the thickness of the soft materials (H) from the acquisition of the values of the natural frequency of soil (f_0) can be defined by applying Equation (1) [15,16]:

$$H = \frac{nV_s}{4f_0} \quad (1)$$

where n is the vibration mode, without attenuation or irregularity, and V_s is the sediment's shear-wave velocity averaged over the whole sedimentary soft material above the basement. The concept of the fundamental resonant frequency of a sedimentary layer over a basement and its implied amplification factor in the HVSR single-station measure is widely accepted by most authors [41,45].

The use of the dispersion or ellipticity curve to design inversion models for defining the V_s distribution in the ground is not considered an accurate tool. This is because infinite solutions can be obtained that satisfy the ellipticity-curve adjustment [18,48]. However, stratigraphic knowledge or geophysical and geotechnical parameters related to the investigation area can be used to build an initial model that allows the ellipticity curve's inversion (using these constrained conditions). In this way, a response model assessing V_s in the ground can be defined and fitted [18,49]. Constrained models are applied in the interpretation and marker identification at the frequency f_0 , which is related to the material column to be determined. This limits the number of models that can be obtained, and the results are fitted by the ground stratigraphy associated with the thickness of materials and V_s [49,50].

The maximum frequency is widely accepted as a reliable diagnostic tool for subsurface conditions at a given site. It was observed that independent site conditions can considerably influence the amplitude of the spectral ratio (H/V). The noise wavefield's composition

and direction include different proportions of surface waves (Love and Rayleigh) and body waves [51]. Amplification caused by dynamic conditions (such as earthquakes) on topographic slopes is more significant in specific directions than in others. Furthermore, it relates to the azimuthal variation observed in microtremor measurements [52]. The azimuth-parameter value has been considered to be related to the directionality inside the ground (directivity) [29,53]. The directional effects in landslides have been demonstrated, and there is evidence that this vibration directionality is perpendicular to the tectonic structures that control the area [54,55].

Directional analyses performed on HVSR data provide knowledge about how landslide bodies received contributions from ambient-noise energy along the three spatial axes. As the amplification in the moving ground on the two horizontal components can be different, there is more significant movement in specific azimuths, i.e., a directional amplification is produced [56]. The presence of fractures or cracks in sliding-material bodies can also show directionality in HVSR logs (especially in prominent fault zones). These discontinuities can generate the presence of directional amplification, particularly those related to large-scale open cracks [55–57] or even microcracks [26].

Seismic refraction and MASW surveys have previously been used to define the V_s of shallow materials and build initial ground models. Seismic refraction is a geophysical technique that makes it possible to obtain geometrical distribution profiles of compression or primary wave velocities (V_p) along extensions of receivers (geophones). A field of elastic waves is created by applying energization (an explosion or a falling mass) to the ground, which is critically refracted in the different layers of the subsoil [58,59]. The MASW technique is an active seismic survey that allows the study of the distribution of V_s through geophone alignment (profile) coupled on the ground surface [60,61]. The MASW technique is based on the net-dominance factor of Rayleigh waves, which are related to V_s . Thus, the V_s velocity distribution is analyzed from the phase-velocity dispersion records, obtaining a one-dimensional model (1D). The data processing involves the inversion of wave-dispersion data to obtain a V_s distribution up to 40 m [62,63].

A $V_{s\text{ sed}}$ average can be calculated from the V_s values of soil and soft sedimentary layers through the surface to the basement or compact material depth. This procedure is similar to the V_{s30} calculation used in seismic-ground-profile-classification codes [64,65]. Nevertheless, instead of only accounting for the first 30 m, the thickness of all the sediments over the compact substrate is considered, following Equation (2):

$$V_{s\text{ sed}} = \frac{\sum_{i=1}^N h_i}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{si}}} \quad (2)$$

where $V_{s\text{ sed}}$ is the shear-wave-velocity average to be considered, N is the total number of layers, and h_i and V_{si} are each layer's thickness and the shear-wave velocity, respectively.

3.2. Research Methodology

In the present work, no direct complementary investigations or other data such as drilling surveys (boreholes) or laboratory material tests, were available for the study area. Therefore, the definition of the landslide-rupture surface was based on the application and analyses of the HVSR technique, complemented by use of active seismic profiles as geophysical seismic techniques (seismic refraction and MASW). Interpreting the active seismic surveys applied to profiles based on V_p and V_s distribution in each geological layer was the first step in defining an initial ground model. The data provided by the HVSR single-station surveys were used to obtain the ellipticity curve (dispersion), f_0 , and spectral ratio H/V (also known as amplification, A_0) at each point. These values enable calculation of the position of the surface rupture (thickness of soft material), K_g index, and the azimuth of the natural vibration by analyzing its directivity.

The rupture surface was calculated using three different approaches: (i) the V_s value obtained from active seismic techniques; (ii) the inversion of the ellipticity curve to obtain

a V_s vertical distribution of geological materials; and (iii) a V_s average value from the inversion results. The first methodology (i) employed the traditional Nakamura [16] formulation to relate the shear-wave velocity (V_s) of sedimentary materials and its associated f_0 value. This approach used the multichannel analysis of seismic waves (MASW) profile technique to investigate the V_s value of the sedimentary material. The second methodology proposed (ii) used the results of the ellipticity-curve inversion at each HVSR station point measured inside the landslide. The inversion was performed on an initial constrained model defined from the active seismic-profiling survey data (refraction and MASW) and provided a vertical distribution of V_s velocities. The last methodology (iii) utilized the average V_s value obtained from the previous inversion results as input to the Nakamura formulation (i.e., the third methodology combined the first and second methodologies).

The three approaches were used to define the rupture surface, and their differences were evaluated to assess their application capabilities. Additionally, the directionality of the natural vibration was analyzed (microtremor) [26,29,56,66,67] and applied to establish internal rupture zones or their relationship with the sliding mass. The distribution of the vulnerability index (K_g) parameter, which indicates the potential capacity of earth masses to remain unstable [15], was also analyzed. The methodology presented in this work can be applied to other areas with similar geological characteristics, where constraining conditions can be defined to adjust or use the different analyzed methods.

3.3. Seismic-Active-Techniques Surveys

A seismic refraction profile, 69 m in length with 24 reception channels and geophones spaced 3 m apart (applying five energization points), was carried out, reaching an exploration depth of approximately 30 m. The survey was conducted in the central area of the landslide, where the movement began. This enabled observation of the best relationship between V_p values of the mobilized and the fixed material, thus defining V_p impedance. Moreover, this area is more stable and has a flatter surface than the sliding area. The profile extended over the access road and crossed an incipient fracture zone that can be observed on the surface between PUJ-4 and PUJ-2 (see Figure 1). The results included V_p values for each layer, defining the characteristics and distribution of the different geological materials in the area (depth and geometry of the interfaces along the profile as a 2D model).

The active MASW investigation was performed with 24-channel equipment and applied to a single profile over the exact alignment where the seismic refraction survey was executed. Using the same array as the refraction survey, the data obtained provided the V_s values and distribution of layers in depth. Five 2.4-s-long stacked records were measured and transformed by fast Fourier transform (FFT) to the frequency domain. The obtained curves on the fundamental mode were inverted to reach a final V_s distribution model. As the MASW technique does not make it possible to obtain a 2D distribution (as in the case of seismic refraction), the analysis of all records (channels) from a unique alignment was applied to the center's profile with a 1D distribution [60]. Results displayed V_s values for the defined layers within the first 35 m.

3.4. Seismic Passive-HVSR-Technique Surveys

An irregular mesh of points was established and distributed inside and outside the sliding-mass area. The former belonged to the mobilized materials and involved 40 single-station surveys (3 were not inside, but close to it). At the same time, the latter was considered fixed ground and involved 30 single-station points. For every 70 HVSR single-station surveys performed, at least 20 min of vibration noise was recorded. The three-geophone equipment was oriented towards magnetic north when placed on the ground. Since a directivity analysis was later conducted, the equipment (horizontal-component geophones) at every station was oriented in the N–S and E–W directions.

For processing HVSR data, the free software, GEOPSY [68], developed by the SESAME project, was used [69,70]. From the measured data, composed of the three vibration components (N–S, E–W, and vertical) records, a discretization of the total time of the

wavelets was made in 25-s windows. The FFT was applied after the removal of the transients, and after incorrect signals were filtered and eliminated. Once FFT was used, the horizontal components (N–S, E–W) were geometrically composed to obtain a single horizontal value and perform the spectral-ratio analysis (H/V). Smoothing of 40% was applied using a filter to obtain the ellipticity curves [71].

The records obtained in HVSR single-station tests may provide more reliable data for determining the V_s at each measured point [21,40]. Nevertheless, considering a constrained interpretation model of their results (ellipticity curve from HVSR records), V_s distribution can be consistently defined under the tested points [21,50]. To conduct the inversion procedure, starting ellipticity curves were analyzed using free DINVER software, part of GEOPSY package [68–70]. An initial ground model is required, with velocity and thickness limited as the main layer parameters. The input model must consider a range of values for each layer's depth and velocity. The software employs a conditional neighborhood algorithm to perform inversion and optimization through successive iterations [72,73]. The final model obtained (with the minimum possible adjustment error) shows the V_s distribution values for each proposed layer proposed and its thickness. These layers must be categorized as either loose or soft compacted sediments, or high compact or cemented sediments, with a boundary established at V_s over 600 m/s [16].

The DINVER module [73] facilitated the analysis of the directional effects in HVSR data processing by rotating the components of the spectral ratio H/V obtained at each measurement site. The representation was generated in steps of 10° , covering half the circumference amplitude (from 0° N to 180° N), with spectral amplitude values plotted as contours on the distribution of the function of frequency and direction of movement [74,75]. The north direction was represented by 0° , while the south direction was represented by 180° (orientation direction of the N–S horizontal-component equipment). The results from 180° to 360° were symmetrical, expressing the direction of the directivity.

3.5. Vulnerability Index (K_g)

The vulnerability index K_g [16] was defined for a specific efficiency percentage related to A_o and f_o obtained in a HVSR-measurement survey. If a 60% efficiency and a shear-wave velocity for the basement of 600 m/s are considered, Equation (3) can be used to obtain K_g :

$$K_g = \frac{A_o^2}{f_o} \quad (3)$$

This index indicates the ease of material deformation and defines the ground's weakness. The index is also related to the potential capacity of the instability of a landslide: according to Nakamura's investigations, K_g values exceeding ten are associated with shear-strain deformation [15,16].

It should be noted that A_o values may vary over an extended period during the collection of data sets. Typically, the stability of this parameter is usually valid within one-month periods [76]. In this research, the data set was collected during two periods of one-month duration, fulfilling the premise of the invariability of this index. Other parameters typically do not vary significantly over short periods.

4. Results and Analysis of the Data

4.1. Seismic Refraction: Compressional Velocity (V_p) Model

The processing of the seismic-refraction-profile data provided a distribution of four geophysical levels to the first 30 m (see Figure 4). The materials' distribution began with a discontinuous surface layer of with an average thickness of approximately 2 to 4 m, exhibiting a V_p of 369 m/s. This layer was related to soft soil or loose surface materials. The next geophysical level, showing a variable geometry, was related to highly altered soils or significantly altered *cangahua* with low-to-medium compaction ($V_p = 590$ m/s), and a thickness ranging from 1 to more than 10 m.

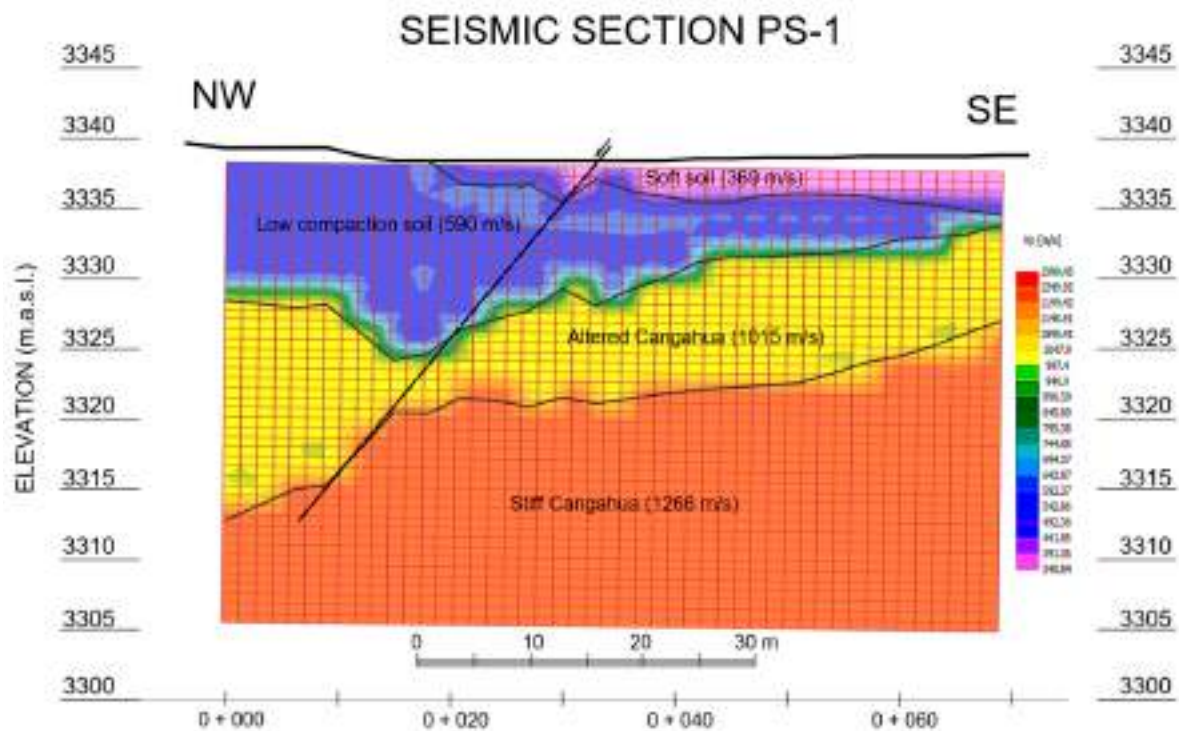


Figure 4. Seismic-refraction-interpretation section. The V_p averaged values and interpreted geophysical levels are defined. From the center of the profile to the NW end, it is possible to identify a prone fault (black dashed line and arrow pointing to the movement) related to the landslide.

The last two layers corresponded to the *cangahua* material. This was the predominant material on the surface of the investigated area and was defined by two velocity levels: a shallow level, with $V_p = 1015$ m/s, extending from the bottom of the previous level to approximately 20 m in depth, and the infinite semi-space, where $V_p = 1266$ m/s. Higher V_p values indicated high compaction and the possible cementation of this material compared to the previous *cangahua* level, which had a higher alteration grade and, consequently, presented less hardness. A significant impedance contrast of V_p values was observed between the shallow materials (the first and second geophysical levels), which did not have high compaction, and the substratum materials (the third geophysical level). The impedance-contrast ratio was about 2.74, which allowed the differentiation of these levels in the HVSR surveys.

In the layered geometrical interpretation, a jump can be observed in the deeper materials towards the beginning of the profile (NW zone in Figure 4). This may have been related to a fault structure detected on the surface.

4.2. MASW Technique: Shear Velocity (V_s) Distribution and Constrained-Model Definition

The interpretation results of the MASW profile technique provide a vertical distribution model of V_s and its corresponding material thickness set to the center of the whole geophone alignment, resulting in a one-dimensional distribution (1D) [60].

The results demonstrated a superficial layer with a V_s of 142 m/s and a thickness of 2.50 m. This layer was followed by a geophysical level 6.53 m thick (up to a depth of 9.0 m) and with a V_s of 241 m/s. These two superficial levels overlay a deeper level with a V_s of 465 m/s, which had a thickness of 10.40 m. This means that the deepest point of this bottom interface was 19.4 m. The previous sequence was located over a layer with a V_s of 612 m/s (Figure 5). As $V_s > 600$ m/s, this last layer corresponded to the compact or cemented *cangahua* material, and it can be considered immobile or fixed in the landslide zone [16].

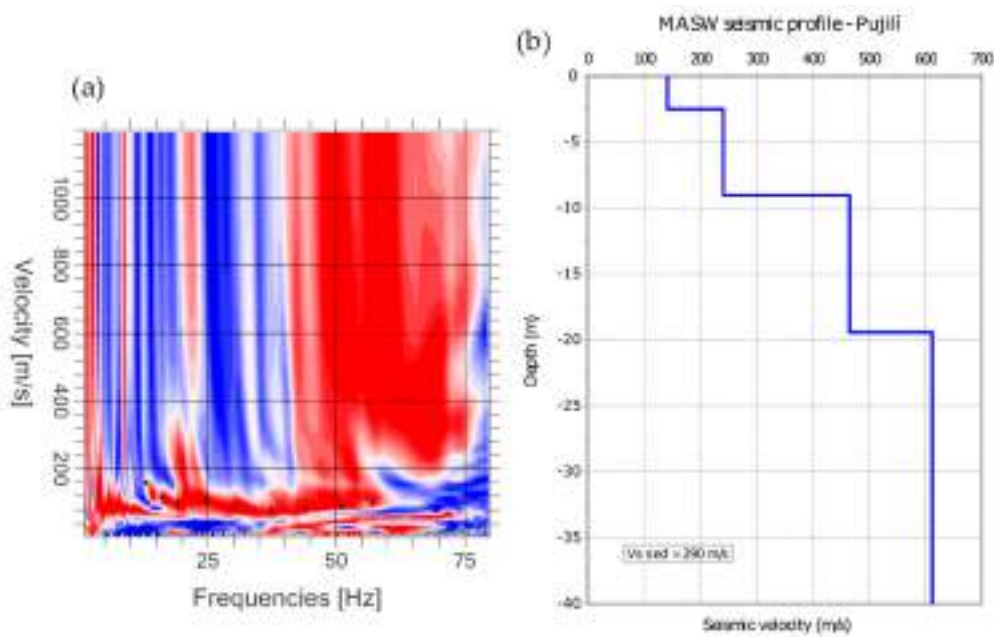


Figure 5. Dispersion-graph data (a) and distribution of V_s (b) as a result of the MASW seismic-survey interpretation. This interpretation was conducted on the same area as the application of the seismic-refraction profile (see Figure 1). The $V_{s\text{ sed}}$ value for shallow sedimentary materials (average from $V_s < 600$ m/s) is also shown.

Based on these results, Equation (2) was used to calculate the average shear-wave velocity for the surface materials (the first shallow soft levels overlaying the compact materials' substratum or basement materials), which was found to be $V_{s\text{ sed}} = 290$ m/s. This value was subsequently used to interpret the HVSR-test results and determine the V_s of the sliding sediments by applying Equation (1).

The impedance contrast in the S-waves between the shallow sediments and the compacted materials for the proposed model was 2.89, a value similar to that obtained in the seismic-refraction P-wave velocity. This value allowed the definition of an initial two-layer model.

Therefore, the constrained model to be considered in the further inversion procedure of the ellipticity curve was proposed to consist of the five geophysical levels (GL), shown in Table 1, where V_s and thickness are defined within a specific interval to limit the constructed models. The V_s interval was determined with the central value close to that specified in the MASW-technique-based model.

Table 1. The values of the proposed constrained geophysical model used for the ellipticity curve inversion.

Geophysical Levels	Velocity Interval (V_s)		Thickness	
	From (m/s)	To (m/s)	From (m)	To (m)
GL-1	80	350	2.0	10.0
GL-2	150	500	3.0	20.0
GL-3	250	700	5.0	30.0
GL-4	250	900	10.0	100.0
GL-5	350	1500	-	-

The GL-1 level was related to shallow materials, such as soft soils and highly weathered *cangahua*. At the GL-2 level, the geological materials necessarily had more compact characteristics than the materials in the previous layer, and the weathered *cangahua* had a lower degree of alteration. The material defined in the GL-3 level could have been the last layer involved in the sliding motion, reaching the separation limit from the fixed material,

since the V_s ranged from 250 to 700 m/s (for static and compact *cangahua*, $V_s > 600$ m/s was assumed). The GL-4 material may have been related to the compacted and less altered *cangahua*, as part of the fixed material. The last level (GL-5) was beyond the range and was used to control the inversion process (it was not considered in further calculations); it had no thickness because it was a semi-infinite space.

4.3. HVSR Data Results: Natural Frequency (f_0) Determination

Figure 6 shows the processing results of the selected points on which single or two predominant peaks were set.

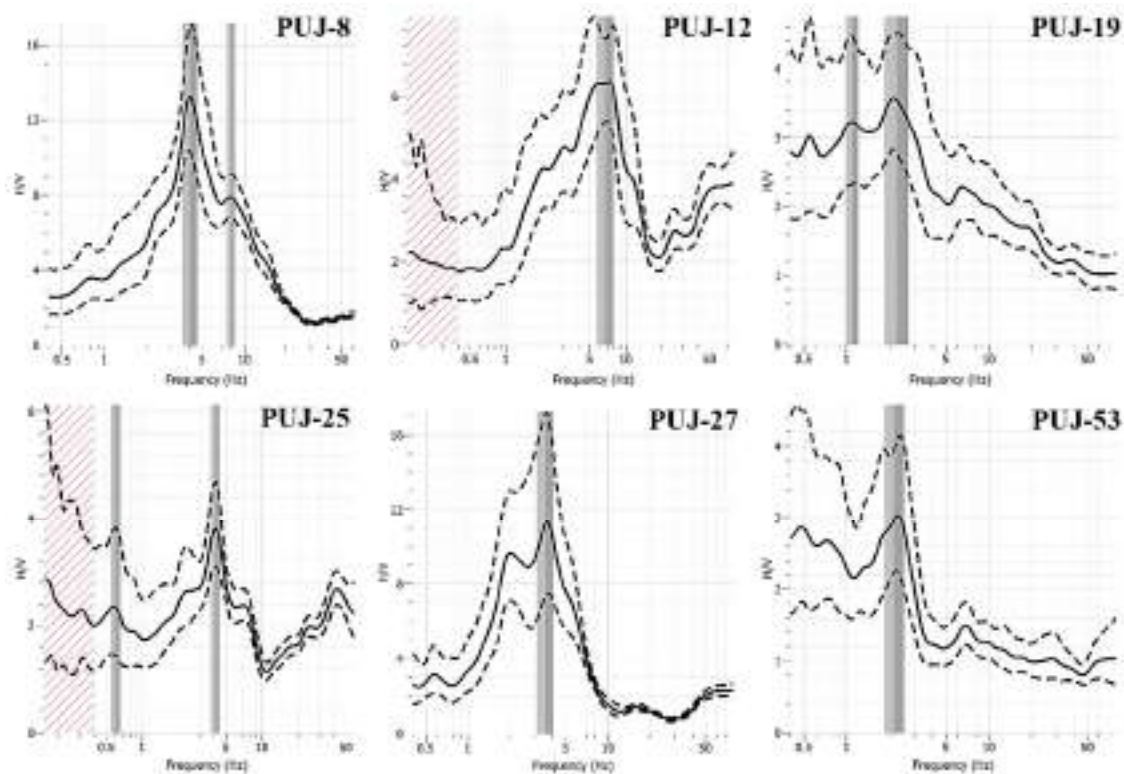


Figure 6. Six selected examples of HVSR-data-processing results (ellipticity curves). The continuous black line is the mean value of the H/V ratio (the amplification A_0), and the black dashed lines are the standard deviation of this value. The center of the gray bands indicates the position of the applied fundamental frequencies f_0 and the extent of the standard deviation.

Most of the ellipticity curves obtained in this study (80%) presented a single clear peak, with the highest amplitude corresponding to the primary or fundamental frequency. The remaining curves exhibited either a secondary peak (with a lower amplitude, and not considered in the calculations) or a broad peak.

The primary peak was analyzed and defined as the f_0 value, corresponding to the frequency with the highest spectral ratio (H/V) or amplification (A_0). Some of the curves exhibited a single and clear narrow peak (such as PUJ-8, PUJ-12, or PUJ-27) with associated minor peaks, while others had broad peaks, such as PUJ-9 (Figure 6). The f_0 value was extracted as the maximum value, with more significant spectral ratio or amplification for that frequency. This is indicated by the middle of the two gray bars. The continuous black line represents the ellipticity curve, while the dashed line shows the standard deviation (Figure 6).

Peaks with significant amplitudes and clear definitions are typically associated with the presence of a large impedance contrast [51,69]. Conversely, curves that lack clear peaks (broad), or have a secondary peak, are related to internal changes in the layers or interfaces.

A flat curve corresponds to shallow basement (hard rock) areas or highly compact and cemented-material layers [69].

Table 2 shows the fundamental ground-vibration frequency (f_o) values for all the single-station HVSR surveys. The amplification (A_o) value is also shown for each fundamental frequency, along with the K_g calculated value from Equation (3). The f_o frequency ranged from 9.59 Hz to 1.22 Hz, with an average of 3.16 Hz and a standard deviation of 1.58 Hz. The amplification A_o ranged from 13.24 to 1.67 (dimensionless), with an average of 3.83 and a standard deviation of 2.06. Note that these intervals and averages corresponded to the total 70 HVSR measured points, but they exhibited minimal variations if only the surveyed points on the sliding mass were considered. The K_g value ranged from 42.97 at its maximum to a minimum of 0.79, with an average of 6.07 and a standard deviation of 7.01 (also dimensionless).

Table 2. Values of the data obtained in the HVSR-processing records. Indication of the fundamental frequency (f_o), the amplification of the spectral ratio (A_o). The calculated value of the vulnerability index (K_g) from Equation (3) is given. The last two values are dimensionless.

Point	f_o (Hz)	A_o	K_g	Point	f_o (Hz)	A_o	K_g
PUJ-1	3.31	2.80	2.37	PUJ-35z	2.33	3.06	4.02
PUJ-2	4.08	3.35	2.75	PUJ-36	12.50	3.49	0.97
PUJ-3	3.94	2.41	1.47	PUJ-37	1.84	2.71	3.99
PUJ-4	5.51	4.67	3.96	PUJ-38	3.45	2.43	1.71
PUJ-5	4.75	1.94	0.79	PUJ-39	2.00	5.06	12.80
PUJ-6	2.43	5.44	12.18	PUJ-40	3.60	7.31	14.84
PUJ-7	2.15	2.33	2.53	PUJ-41	1.75	1.67	1.59
PUJ-8	4.08	13.24	42.97	PUJ-42	1.73	2.81	4.56
PUJ-9	2.60	3.90	5.85	PUJ-43	3.34	4.03	4.86
PUJ-10	2.58	3.47	4.67	PUJ-44	6.03	4.64	3.57
PUJ-11	2.91	2.62	2.36	PUJ-45	1.63	2.79	4.78
PUJ-12	2.25	3.54	5.57	PUJ-46	1.78	2.80	4.40
PUJ-13	2.34	2.18	2.03	PUJ-47	3.00	3.03	3.06
PUJ-14	4.26	4.89	5.61	PUJ-48	2.22	3.08	4.27
PUJ-15	7.06	3.78	2.02	PUJ-49	3.12	4.28	5.87
PUJ-16	1.51	3.28	7.12	PUJ-50	9.59	14.82	22.90
PUJ-17	1.73	2.43	3.41	PUJ-51	6.97	5.58	4.47
PUJ-18	1.59	4.16	10.88	PUJ-52	5.85	2.35	0.94
PUJ-19	6.76	6.30	5.87	PUJ-53	2.56	2.68	2.81
PUJ-20	2.90	6.70	15.48	PUJ-54	2.09	3.60	6.20
PUJ-21	3.84	3.79	3.74	PUJ-55	1.78	3.76	7.94
PUJ-22	4.84	10.27	21.79	PUJ-56	2.84	3.49	4.29
PUJ-23	3.98	3.12	2.45	PUJ-57	2.17	2.98	4.09
PUJ-24	2.15	2.85	3.78	PUJ-58	2.31	2.30	2.29
PUJ-25	4.08	3.80	3.54	PUJ-59	1.80	2.85	4.51
PUJ-26	2.33	5.20	11.61	PUJ-60	2.31	2.54	2.79
PUJ-27	3.57	11.17	34.95	PUJ-61	1.93	3.35	5.81
PUJ-28	4.01	2.43	1.47	PUJ-62	2.10	2.81	3.76
PUJ-29	2.00	2.68	3.59	PUJ5-4	3.71	2.50	1.68
PUJ-30	2.41	2.48	2.55	PUJ6-4	2.20	4.06	7.49
PUJ-31	3.24	1.91	1.13	PUJ7-2	2.13	1.88	1.66
PUJ-32	2.17	5.50	13.94	PUJ13-2	2.30	2.23	2.16
PUJ-33	2.18	4.81	10.61	PUJ-200	2.34	3.93	6.60
PUJ-34	5.40	2.28	0.96	PUJ-201	2.01	2.24	2.50
PUJ-35a	2.41	3.01	3.76	PUJ-202	1.22	4.28	15.02

4.4. Ellipticity-Curve Inversion

The constrained model presented in Table 1 served as a starting point to initiate the modeling of the iterations of the inversion. However, these iterations were not necessarily linked (as fixed limits) to the model (which was free and used as a limitation for the

adjustment iterations). The process described in [77,78] was followed to eliminate errors and ensure accuracy in the final results.

Once this model was used as the initial input in the software, the final model for each HVSR -survey ellipticity curve was determined through a series of iterations. The inversion -iteration process of the ellipticity curve converged to a group of models with different adjustment values (referred to as misfit in the software).

An example of the different model results is shown in Figure 7 for the PUJ-57 HVSR point, where broadly different adjustment misfit curves are displayed (with a color scale from 1.5% to 10.0%, Figure 7a). The iteration results needed to converge into a reliable model until the minimum misfit (adjust) value was reached (represented in Figure 7b as a V_s vertical distribution vs. depth).

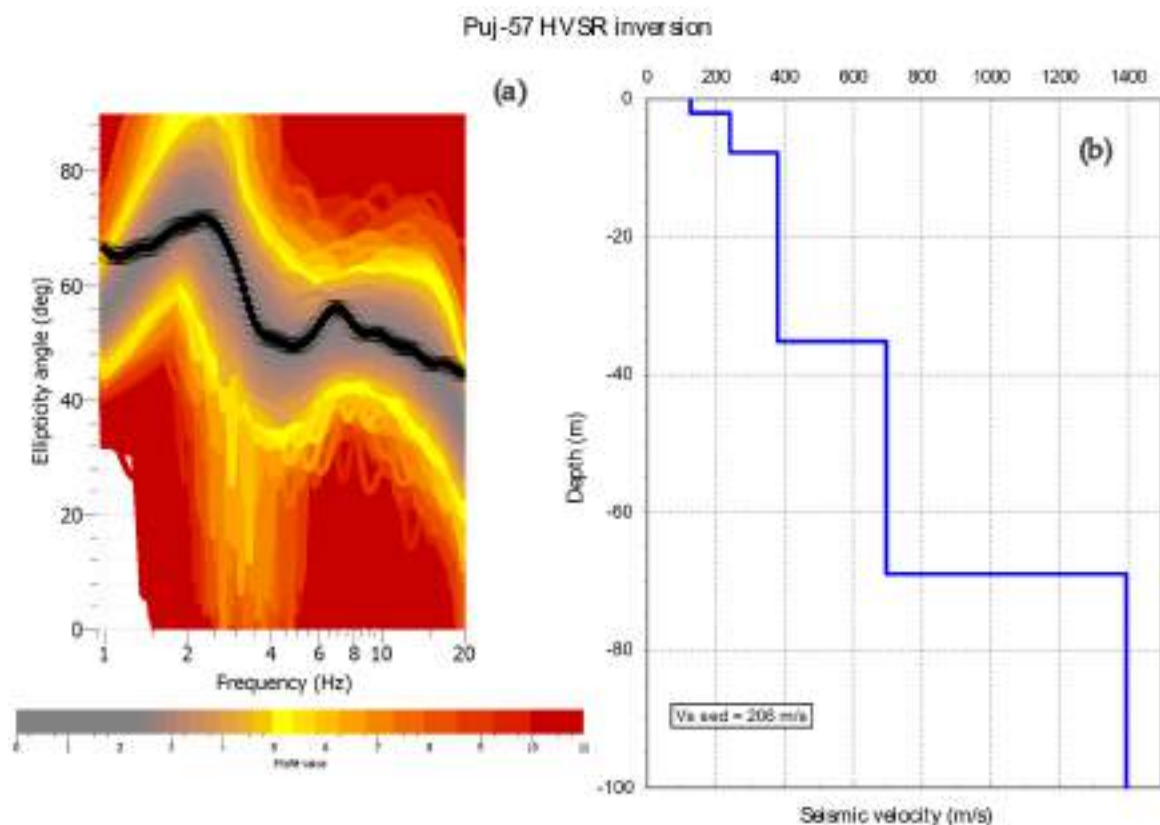


Figure 7. Example of a HVSR ellipticity-curve inversion for PUJ-57 point. (a) Ellipticity curve (using a black dotted line) inversion graphical results of all adjusted curves and their misfit value (shown using a color scale). (b) Vertical V_s distribution of layers versus depth as the obtained solution after computing the inversion procedure. The V_s average value of the sediments over the compact *cangahua* (considered as the basement) obtained is shown ($V_{s\ sed}$).

The inversion was carried out only on the HVSR points measured over the sliding mass, i.e., where the rupture surface was analyzed. The complete inversion results for the V_s at each of the 37 station points inside the sliding-mass area are shown in Table 3. The values of V_s for the five geophysical levels defined and the $V_{s\ sed}$ obtained from Equation (2) are listed. The average values for each layer and $V_{s\ sed}$ are also provided. It can be observed that the L4 layer representing the compacted *cangahua* had a value of over 600 m/s [15]. In comparison, the V_s in the L5 layer was an almost constant value (~ 1400 m/s) because that layer was used to control the stability of the models. The $V_{s\ sed}$ average of all the considered points was 317 m/s, a value close to that obtained previously for the MASW-model interpretation (290 m/s).

Table 3. Values of shear-wave velocity obtained from the inversion of the ellipticity curve of the proposed model (L# V_s is the shear-wave velocity obtained at each geophysical level).

Hvsr Point	L1 V_s (m/s)	L2 V_s (m/s)	L3 V_s (m/s)	L4 V_s (m/s)	L5 V_s (m/s)	$V_{s\ sed}$ (m/s)
PUJ-4	119	289	400	718	1354	289
PUJ-5	134	339	458	710	1466	322
PUJ-6	103	249	450	474	1467	305
PUJ-7	110	292	502	740	1481	307
PUJ-8	113	289	372	683	1496	257
PUJ-9	107	254	473	770	1496	331
PUJ-10	112	295	395	732	1496	277
PUJ-11	109	273	415	697	1409	360
PUJ-12	115	281	477	747	1467	334
PUJ-20	109	284	577	793	1096	389
PUJ-21	114	270	387	747	1424	296
PUJ-22	110	289	369	725	1496	266
PUJ-23	115	307	612	726	1409	391
PUJ-25	124	316	612	754	1496	396
PUJ-26	117	301	487	793	1481	319
PUJ-27	117	239	383	676	1481	267
PUJ-30	117	281	477	817	1467	357
PUJ-31	133	304	419	676	1438	307
PUJ-32	109	281	424	711	1496	303
PUJ-33	107	286	554	711	1467	375
PUJ-34	113	275	533	770	1496	354
PUJ-36	105	264	308	576	1166	231
PUJ-47	124	295	473	643	1438	304
PUJ-49	117	289	317	697	1452	249
PUJ-50	100	273	522	683	1496	342
PUJ-51	120	307	560	785	1481	344
PUJ-52	115	284	492	725	1467	324
PUJ-53	127	275	354	565	1409	278
PUJ-54	113	292	527	817	1481	385
PUJ-55	114	275	380	612	1481	256
PUJ-57	133	267	383	588	1251	206
PUJ-58	149	333	450	754	1424	368
PUJ-59	124	313	380	690	1467	284
PUJ-60	135	304	468	793	1452	367
PUJ-5-4	112	286	324	631	1496	256
PUJ-6-4	114	292	543	718	1481	357
PUJ-7-2	122	320	492	697	1481	330
AVERAGES	117	288	453	707	1441	317

4.5. Thickness Calculation

The MASW seismic technique was used to determine the separation between the soil overburden and the altered *cangahua* over the compact substratum, showing $V_{s\ sed} = 290$ m/s for this sedimentary material. Furthermore, from the ellipticity-curve inversion, a difference value that exceeded it by 27 m/s ($V_{s\ sed} = 317$ m/s) was obtained. The impedance-contrast value obtained from the elastic waves (up to 2.7 on average) led to the separation of the altered and soft materials over the cemented or compact basement of the rupture surface based on this change.

Table 4 shows the thicknesses of surface sediments obtained from both V_s values and using Equation (1), which ranged from 5.40 to 0.60 m. The average difference between the two procedures was computed as 2.46 ± 0.96 m.

Table 4. Values of the frequency (f_o) and the thickness of materials (m) according to the MASW analysis (TH-1 column) and for the $V_{s \text{ sed}}$ average value from the ellipticity-curve inversion (TH-2 column) in relation to the separation with the immobilized substrate. The points within the investigated active landslide are marked in red.

Hvsr Point	f_o (Hz)	TH-1 (m)	TH-2 (m)	Hvsr Point	f_o (Hz)	TH-1 (m)	TH-2 (m)
PUJ-1	3.31	21.9	23.9	PUJ-35z	2.33	31.1	34.0
PUJ-2	4.08	17.8	19.4	PUJ-36	12.50	5.8	6.3
PUJ-3	3.94	18.4	20.1	PUJ-37	1.84	39.4	43.1
PUJ-4	5.51	13.2	14.4	PUJ-38	3.45	21.0	23.0
PUJ-5	4.75	15.3	16.7	PUJ-39	2.00	36.3	39.6
PUJ-6	2.43	29.8	32.6	PUJ-40	3.60	20.1	22.0
PUJ-7	2.15	33.7	36.9	PUJ-41	1.75	41.4	45.3
PUJ-8	4.08	17.8	19.4	PUJ-42	1.73	41.9	45.8
PUJ-9	2.60	27.9	30.5	PUJ-43	3.34	21.7	23.7
PUJ-10	2.58	28.1	30.7	PUJ-44	6.03	12.0	13.1
PUJ-11	2.91	24.9	27.2	PUJ-45	1.63	44.5	48.6
PUJ-12	2.25	32.2	35.2	PUJ-46	1.78	40.7	44.5
PUJ-13	2.34	31.0	33.9	PUJ-47	3.00	24.2	26.4
PUJ-14	4.26	17.0	18.6	PUJ-48	2.22	32.7	35.7
PUJ-15	7.06	10.3	11.2	PUJ-49	3.12	23.2	25.4
PUJ-16	1.51	48.0	52.5	PUJ-50	9.59	7.6	8.3
PUJ-17	1.73	41.9	45.8	PUJ-51	6.97	10.4	11.4
PUJ-18	1.59	45.6	49.8	PUJ-52	5.85	12.4	13.5
PUJ-19	6.76	10.7	11.7	PUJ-53	2.56	28.3	31.0
PUJ-20	2.90	25.0	27.3	PUJ-54	2.09	34.7	37.9
PUJ-21	3.84	18.9	20.6	PUJ-55	1.78	40.7	44.5
PUJ-22	4.84	15.0	16.4	PUJ-56	2.84	25.5	27.9
PUJ-23	3.98	18.2	19.9	PUJ-57	2.17	33.4	36.5
PUJ-24	2.15	33.7	36.9	PUJ-58	2.31	31.4	34.3
PUJ-25	4.08	17.8	19.4	PUJ-59	1.80	40.3	44.0
PUJ-26	2.33	31.1	34.0	PUJ-60	2.31	31.4	34.3
PUJ-27	3.57	20.3	22.2	PUJ-61	1.93	37.6	41.1
PUJ-28	4.01	18.1	19.8	PUJ-62	2.10	34.5	37.7
PUJ-29	2.00	36.3	39.6	PUJ-5-4	3.71	19.5	21.4
PUJ-30	2.41	30.1	32.9	PUJ-6-4	2.20	33.0	36.0
PUJ-31	3.24	22.4	24.5	PUJ-7-2	2.13	34.0	37.2
PUJ-32	2.17	27.3	36.5	PUJ-13-2	2.30	31.5	34.5
PUJ-33	2.18	33.3	36.4	PUJ-200	2.34	31.0	33.9
PUJ-34	5.40	13.4	14.7	PUJ-201	2.01	36.1	39.4
PUJ-35a	2.41	30.1	32.9	PUJ-202	1.22	59.4	65.0

4.6. Directivity (Azimuthal) Values

An example of six selected processing results is shown in Figure 8. These graphs represent the same information as an ellipticity curve, along with a distribution analysis of the vibration direction in relation to the azimuth (0° to 180°). The frequency values are on the X-axis, while the azimuthal-vibration direction is represented on the orthogonal Y-axis. The amplification or spectral ratio H/V is shown as a contour color scale.

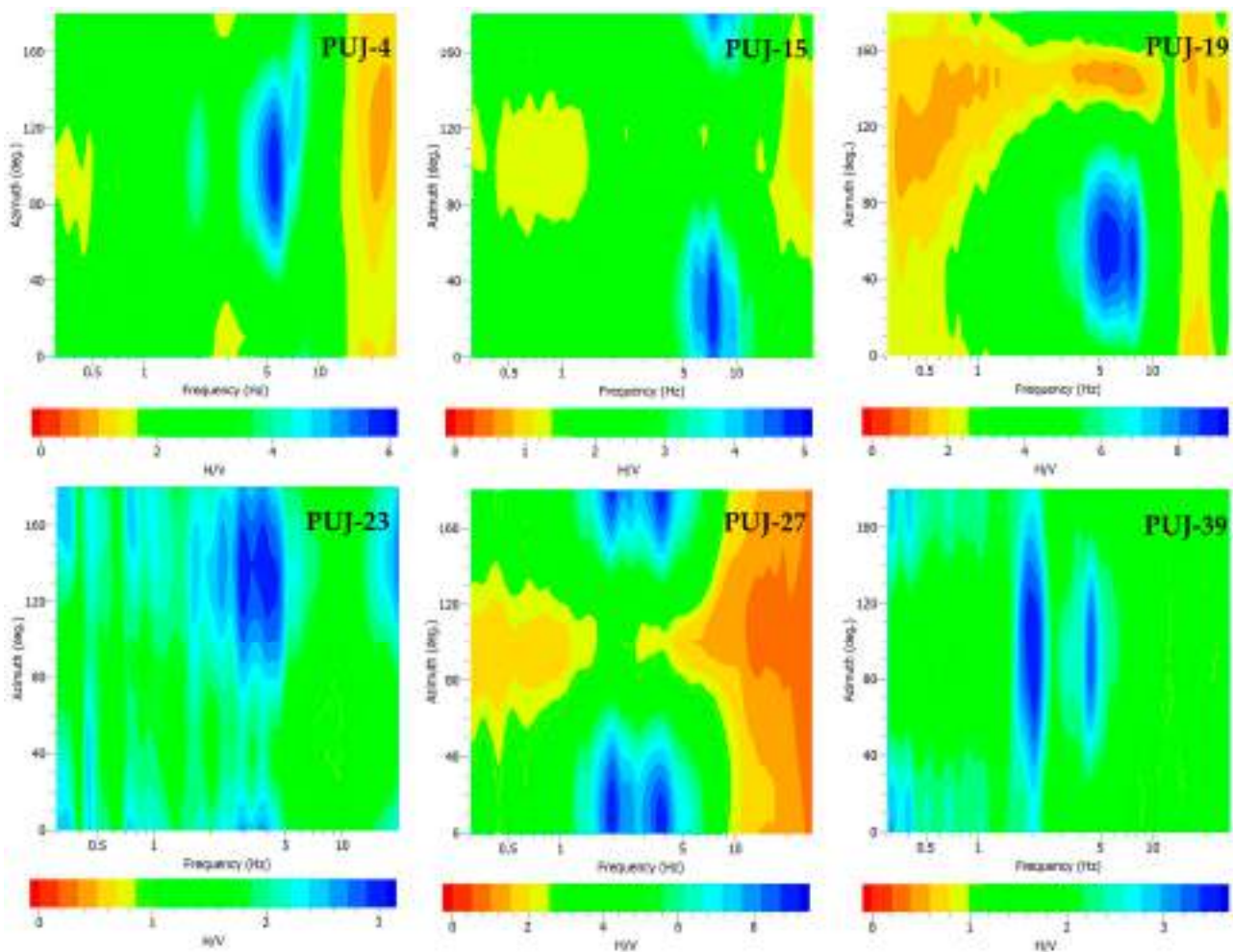


Figure 8. Directional analysis output graphic representation on six selected points, including clear single peaks (PUI-4 and PUI-15), broad peaks (PUI-19 and PUI-23), and peak curves (PUI-27 and PUI-39). Each figure shows the contour plots of the HVSR curve as a function of frequency (X-axis) and rotation angle (Y-axis) in the direction of magnetic north. The color scale represents the HVSR amplitude.

The results showed one or two peaks of the HVSR-ellipticity curve, marked by the high amplification value (blue-band-color contoured intervals are used on these scales, with the contouring scale varying on every graph). Two examples of each case are shown: broad peaks, compared to clear dominant peaks, and a double-peak appearance. The azimuthal directivity value assigned to each HVSR single-point station was computed from the maximum value in these graphs. It can be observed that the maximum values in the directivity graphs were isolated, indicating that the directivity analysis was related to the upper level and not directly to the substratum [29].

Table 5 presents the values obtained for each HVSR survey point measured in the area. The direction was calculated as the value perpendicular to the azimuth, which was expected to correspond to the general trend of the internal structures [10,13,21]. The directivity graphs in Figure 8 only consider half of the circumference because the values were symmetric [69]. Therefore, the main direction was computed and shown in Table 5 to represent these values as a whole. In addition, the general declination value for the area was taken into consideration.

Table 5. Values of the directionality of the HVSR measurements. Indication of the main direction (azimuth column) in degrees, considering north as 0° and the value of the direction of the structures (direction column) calculated orthogonally to the azimuth.

Hvsr Point	Azimuth (°)	Direction (°)	Hvsr Point	Azimuth (°)	Direction (°)
PUJ-1	313	223	PUJ-35z	333	243
PUJ-2	268	178	PUJ-36	338	248
PUJ-3	269	179	PUJ-37	292	202
PUJ-4	278	188	PUJ-38	341	251
PUJ-5	317	227	PUJ-39	277	187
PUJ-6	317	227	PUJ-40	272	182
PUJ-7	51	141	PUJ-41	14	104
PUJ-8	6	96	PUJ-42	264	174
PUJ-9	54	144	PUJ-43	343	253
PUJ-10	10	100	PUJ-44	26	116
PUJ-11	11	101	PUJ-45	76	166
PUJ-12	58	148	PUJ-46	53	143
PUJ-13	6	96	PUJ-47	2	92
PUJ-14	58	148	PUJ-48	99	189
PUJ-15	25	115	PUJ-49	119	209
PUJ-16	30	120	PUJ-50	79	169
PUJ-17	17	107	PUJ-51	20	110
PUJ-18	79	169	PUJ-52	289	199
PUJ-19	56	146	PUJ-53	12	102
PUJ-20	36	126	PUJ-54	50	140
PUJ-21	89	179	PUJ-55	56	146
PUJ-22	29	119	PUJ-56	37	127
PUJ-23	132	222	PUJ-57	18	108
PUJ-24	191	281	PUJ-58	73	163
PUJ-25	133	223	PUJ-59	297	207
PUJ-26	6	96	PUJ-60	87	177
PUJ-27	10	100	PUJ-61	18	108
PUJ-28	300	210	PUJ-62	9	99
PUJ-29	339	249	PUJ-200	3	93
PUJ-30	174	264	PUJ-201	2	92
PUJ-31	60	150	PUJ-202	9	99
PUJ-33	65	155	PUJ 5-4	314	224
PUJ-32	47	137	PUJ-6-4	6	96
PUJ-34	58	148	PUJ-7-2	79	169
PUJ-35a	293	203	PUJ-13-2	255	165

It should be noted that in the field, the sliding movements (internal and external) were associated with rupture processes (see Figure 9). Thus, Figure 10 displays the values from Table 5, which were represented on a map as an arrow pointing in the obtained azimuthal direction (geographical north was considered). For this representation, the values were adjusted to point towards the drift of the mobilization of the landslide. Figure 10 also includes a rose-diagram-distribution analysis of the frequency of the azimuth values for the 70 HVSR surveys applied over the studied area with the average direction (55°) of the sliding movement. The diagram depicts two main trends: 10° and 60° from magnetic north.



Figure 9. A picture view of the lower area of the landslide showing rupture structures (cracks) inside the sliding body mass. They are orthogonal to the direction of the sliding movement of the mass.

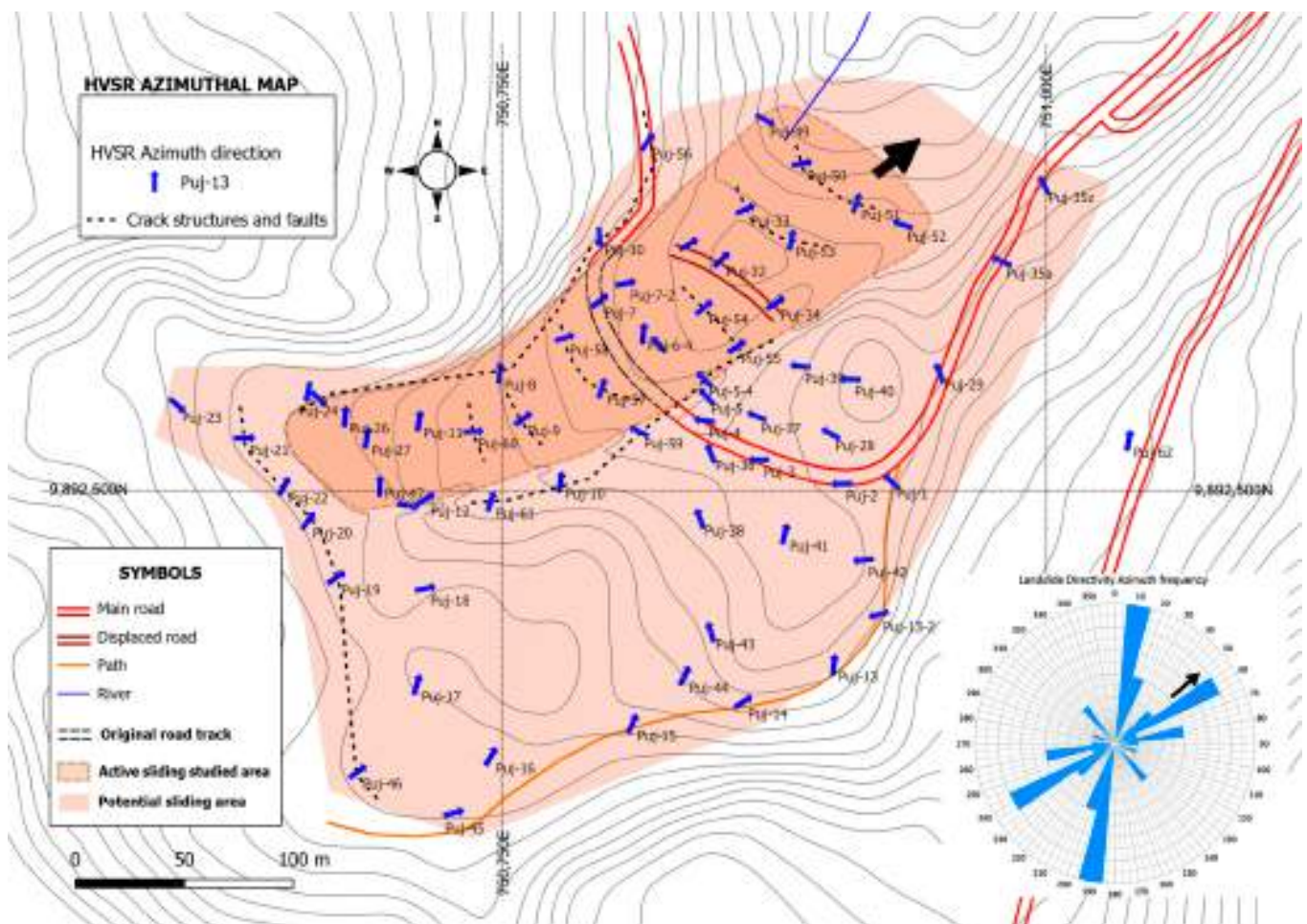


Figure 10. Plant-view representation of the azimuth of the measured points (blue arrows show parameters from Table 5, and the black arrow shows the moving direction). The investigated landslide is shaded dark, and slide-affected areas are light. Black dotted lines show the main fracture areas observed on the field. A rose diagram of azimuth frequency for all considered areas in the study is included (the black arrow shows the main sliding direction).

The directivity analysis of the HVSR-processed surveys in the active sliding zone was related to the internal structures of the materials, such as fractures and micro-cracks [29,56,67]. The analysis showed a relationship between these structures and the cracks observed on the surface. In this case, *cangahua* is a semi-compact material with stiff behavior. The directivity is related to the direction of the sliding of the surface material. The angle values obtained from the processing-output graphs (Figure 8) were related to shallow sediments and not basement materials because their influence area was around the f_0 value and did not extend across the 180 degrees represented on the graphs (which corresponds to the basement response [29]). Therefore, these directions (or their corresponding azimuths) mark the internal sliding-surface fracturing of the materials, which, depending on the type of movement in the area, corresponded to the compartmentalization of the sliding mass.

The HVSR points results measured outside the main landslide area show a direction towards this sliding zone (10°). This indicates that the landslide increased towards that area, as indicated by the light color in Figure 10. These structures were observed on the surface and were correlated with those shown in Figure 10 (black dotted lines). Outside the investigated landslide area, this value marks the prone structures in the sliding process, and the represented direction (Figure 10) shows the main sliding-mass process in a given course.

The magnitude of the movement can be observed in Figures 10 and 11, where the two parallel lines indicate the actual position of the road. During the landslide motion, there was a 60-m displacement of the road in the direction marked by the bold black arrow. The combined influence of topographic and geologic factors on the on-site-response directivity can explain the complexity of the spectral properties, with slightly diverging peaks at different frequencies related to various causal factors acting along similar directions [67].

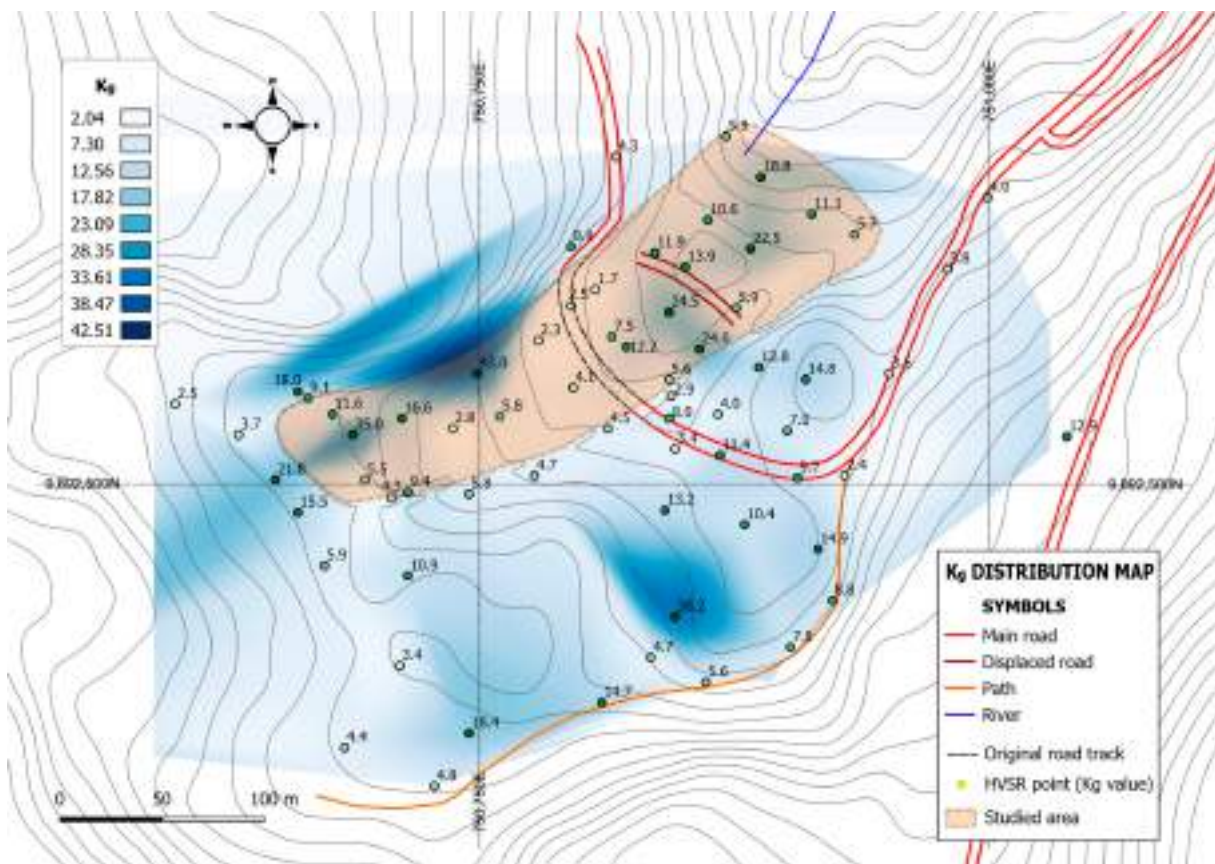


Figure 11. The K_g -index value-distribution map of the area under study was constructed by the TIN (triangular irregular network) interpolation method. Categorized representation with the index value for each surveyed point (see explanation in the text). The two parallel red lines inside the landslide area show the actual position of the road once it was displaced.

The most remarkable aspect of site amplification in landslide-prone slopes is its azimuthal variation. This means that the site response is amplified more significantly in specific azimuths than in other orientations [52]. Therefore, assessing the site seismic response (especially the azimuthal dependency) of unstable slopes and its relation with slope geometry and internal structure can provide more detailed knowledge about behavior during earthquakes, which is essential in landslide-hazard assessment [79].

4.7. Vulnerability Index (K_g)

Figure 11 represents the distribution of the K_g parameter in the study area, constructed from the values in Table 2. It reveals the three sectors with the highest values indicating unstable conditions.

In these delimited zones, the K_g value exceeded 30, corresponding to the actual maximum activity at the head and north sides of the landslide. The K_g values between 10 and 25 were geometrically distributed from the head to the toe of the sliding mass, showing the most unstable areas of the phenomenon. The third zone, with K_g over 30, was in a prone area outside the analyzed sliding mass. These areas were related to an incipient destabilization of materials, or to zones where the *cangahua* presented alterations with low levels of weathering. Additionally, high K_g values were present along the central part of the landslide, which is now stable (see Table 2 and Figure 11).

Due to the assumed stiffness of the *cangahua* sliding materials, most of the obtained K_g values were below the limit of ten [15], except for those in the indicated areas.

5. Discussion

This research proposed the investigation of the rupture surface in an active medium-sized landslide by applying the HVSR passive seismic technique and using seismic profiling (MASW and refraction) as a reference. The geological materials involved in the landslide were altered and stiff *cangahua*, which comprise the same geological material, both when static and when in motion. This makes the definition of the rupture surface complex, since their properties are similar, except for the degree of alteration (related to density). Nevertheless, a seismic-impedance contrast was defined near a value of 3.0 between the sliding and fixed materials, providing clear separation between the sliding materials to the static materials.

The V_s velocity-distribution model was determined from the MASW-type passive seismic survey and adjusted by the information derives from the interpretation of the seismic-refraction survey. This gave an average V_s value of 290 m/s for the moving materials involved in the sliding. It was used, along with the f_0 values obtained at every HVSR test point, to compute the thickness of the upper sedimentary layer over a compact layer based on Equation (1). The f_0 fundamental frequency used to define the depth of a basement is described in the works of various authors [10,79–81], including in Ecuador [19], as a reliable tool for defining sediment thicknesses. It was also applied to obtain the landslide-rupture surface, as in [10,13,22,28,31].

In contrast to these studies, the moving and fixed masses in the actual investigation area were made of the same stratigraphic material. Therefore, the separation needed be based on the impedance changes observed due to weathering and alteration processes. Otherwise, it could have been unreliable [18,21].

The rupture-surface analysis based on the inversion of the ellipticity curve of the HVSR-measured data was defined by considering a constrained model [13,21]. The proposed starting model was based on the seismic-refraction and passive-MASW-survey results, in which the thickness and V_s distribution were defined. An initial five-layer model was inverted until the best fit was reached in the adjustments of the field curve (ellipticity) and the theoretical curve (interpretation model) to the HVSR station points in the active sliding mass [68].

From the results of this inversion, a three-layer model was finally proposed, consisting of a shallow-material layer (containing the first two surficial soft-sediment layers), with a

low V_s value, an intermediate layer related to a more compact material (altered *cangahua*-type materials), and a firm and hard *cangahua* basement (probably cemented). The average value of V_s for the surface material ($V_{s\ sed}$) was calculated, yielding 317 m/s, corresponding to the sliding of the soft and altered materials over the compact *cangahua*. This value differed by 27 m/s from that obtained in the $V_{s\ sed}$ MASW survey (290 m/s). After introducing this new average $V_{s\ sed}$ value into Equation (1), a new rupture-surface depth was obtained at each HVSR station point, with an average difference of 2.46 m (ranging from less than 1.0 to 7.0) from the surface-rupture depth obtained using the $V_{s\ sed}$ MASW survey.

These results can be used to study the morphology of the landslide area and its rupture surface. Two interpretation sections over the landslide were defined (see Figure 1 for locations): a cross-section (Figure 12) and a longitudinal section (Figure 13). The three rupture surfaces obtained by applying the approaches were drawn in both representations. The values obtained for the mobilized sediment thickness (summarized in Table 4) were placed under each HVSR point, and the surface-rupture position was obtained by connecting them (with TH-1 represented by the dashed–dotted blue line and TH-2 by the red dashed line). Moreover, the material-stratigraphy analysis performed using the HVSR-inversion results from the three-layer model (shown as colored columns) also demonstrated a rupture surface, represented in these sections as a continuous black line.

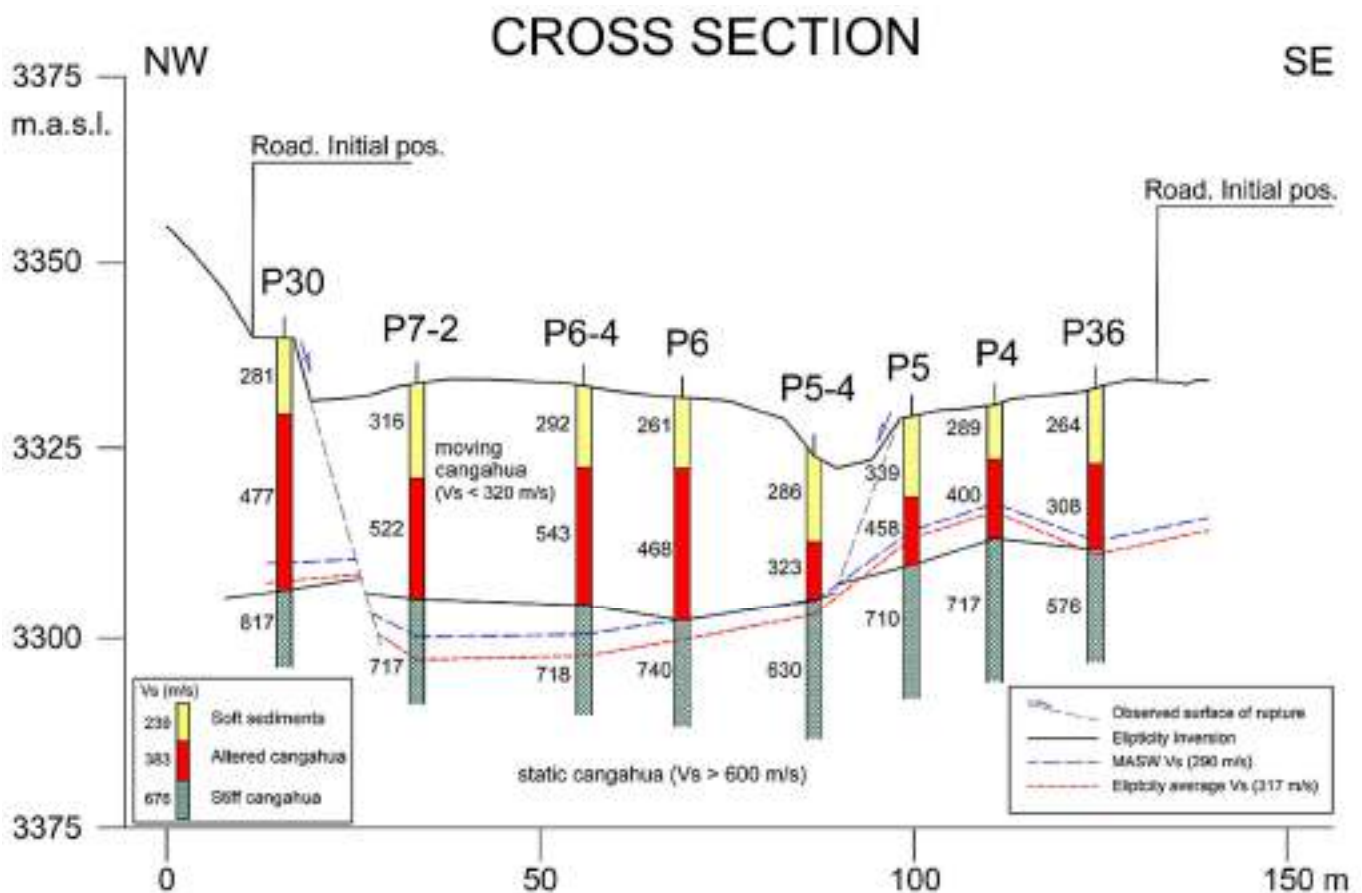


Figure 12. Cross-section of the landslide with the computed surface ruptures labeled. Colored columns represent the material distribution obtained from the inversion of the HVSR ellipticity curve. The three sliding surfaces are defined to compare: ellipticity-inversion curves, represented by continuous black line; computed MASW V_s (<320 m/s), represented by blue dashed line; and $V_{s\ sed}$ average ellipticity value, represented by red dashed line. Two inferred faults are displayed in broad dashed black lines considering the delimitation of the landslide area. Arrows indicates movement.

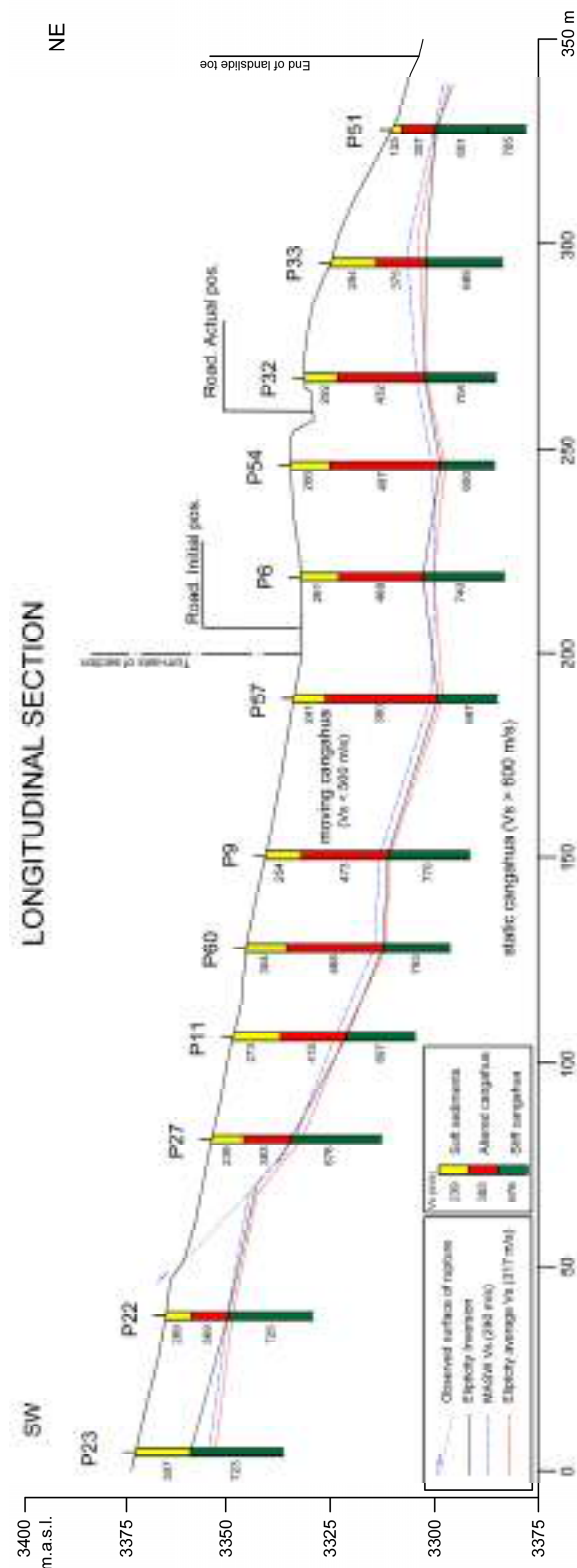


Figure 13. Longitudinal section of the landslide with the landslide-surface ruptures labeled. Colored columns represent the material distribution obtained from the inversion of the ellipticity curve. The three sliding surfaces are represented to compare: ellipticity-inversion curves, represented by continuous black line; computed MASW V_s , represented by blue dashed line; and ellipticity $V_{s\text{ sed}}$, represented by red dashed line. An inferred fault is displayed by a broad dashed black line considering the delimitation of the top part of the landslide area (the arrow indicates the movement direction).

The cross-section drawn over the previous road layout shows a wide U-shaped geometry, in which the maximum sediment thickness appears near the NW flank (Figure 12). This is an active area of the landslide, where the flank fracture is more evident, with a 10-m subsidence (see the center and right images in Figure 3b). The longitudinal section (Figure 13) shows a shape that confirms the translational-landslide type that was initially postulated for this area, similar to that of the ancient landslide (see Figure 3a) [33].

The rupture surfaces obtained using the HVSR-ellipticity-inversion model and its associated average V_s values are more closed and evident in the longitudinal section. However, they differ more in the cross-section (at points P-30, P-7-2, and P-6-4 HVSR). The maximum difference obtained between the surfaces set by the V_s values related to the curve's inversion was 7.0 m. In contrast, the maximum difference was less than 3.0 m (2.46 m) between the levels, based on the two shear-wave velocities obtained.

It must be considered that the surface obtained from the ellipticity-curve inversion is an approximation that can be regarded as less precise than that obtained from the application of Equation (1). This is because the results depend on the accuracy of the inverted models and the impedance ratio between sliding and fixed materials. On the other hand, from the two V_s velocity calculations based on Equation (1), even if the difference is low, the surface obtained from an average V_s value on selected points inside the landslide can be considered more precise than that calculated from a general value (obtained from a unique MASW seismic profile).

A complete two-dimensional description of the sliding mass can be obtained by including all the HVSR points within the landslide area. However, a detailed digital elevation model (DEM) of the entire area should be created for a more accurate representation.

The obtained surface rupture and the results of the directivity and K_g -index analyses (Figures 10 and 11) provide a comprehensive understanding of the landslide process. The calculated sliding thickness can be used to estimate the volume of the involved moving mass, and the K_g index can identify the potential areas of increased movement susceptibility (see Figure 11). The directivity analysis can also help to determine the internal structures of stiff materials (which can be cemented or highly compact, as in volcanic tuffs). Furthermore, it can be used to identify interior partitions or moving blocks, which can show different cinematic conditions.

The proposed HVSR-based survey methodology can be used as an early reference in the design of direct investigations, such as the drilling of boreholes and the determination of their depths, or the identification of better positions for conducting inclinometer-based monitoring of sliding masses.

It is worth noting that when collecting HVSR data, one common issue is the inclusion of anthropogenic environmental noise (e.g., noise related to industrial activities) because this tends to provide directional vibration noise. In the records, this anthropogenic noise is usually displayed by a sharp and clear peak in the ellipticity curve. The analyzed results can give "false" frequency values that mask the main fundamental frequency f_0 or confuse its definition. However, in this work, the study area had no anthropogenic activities or other vibrations during the data collection.

6. Conclusions

The application of an irregular mesh using the HVSR passive seismic technique as a stand-alone geophysical survey over a 19,000-m² active landslide and its surroundings provided ellipticity curves in which a main peak was exhibited. These peaks demonstrated the fundamental frequency of the ground f_0 , and the related spectral ratio H/V (or amplification A_0).

As a reference, active seismic profiles were established using the refraction and MASW techniques, which allowed the design of P- and S-wave velocity distribution models and the determination of the geometrical shapes of the layers. The combination of both models allowed the establishment of an initial five-layer model, which was used to apply constrained inversion processing over the ellipticity curve.

The value assumed for the $V_{s\text{ sed}}$ of the sliding materials was 290 m/s, which was obtained from the MASW survey, and it was close to that obtained from the inversion models of the ellipticity curves (317 m/s). The average seismic-impedance contrast (2.87) provided greater precision in the separation of the soft and altered sediments from compact materials. Therefore, the procedures can be considered to have similar levels of accuracy.

The three defined rupture surfaces, one of which was based on the inversion model from the HVSR-ellipticity curve and two of which were obtained by applying Equation (1) [15], differed in terms of their thickness values by less than 1.0 to 7.0 m (at their extremes) and had an average of 2.46 m. This indicates that all three rupture surfaces had a similar level of precision. The Nakamura relation in Equation (1) may be considered more useful due to the difficulties involved in inverting ellipticity curves, which can result in large errors.

The usefulness of the directivity analysis was demonstrated in this landslide area, where compact materials, such as the *cangahua* (stiff-to-rigid volcanic sediments) are present in the ground. The direction obtained (orthogonal to the HVSR azimuth angle) demonstrated the internal structural discontinuities in the sliding material. These fractures were related to the field-observed surficial fractures, and demonstrated blocks of sliding materials inside the landslide mass.

The K_g -based vulnerability-index analysis enabled the identification and delineation of areas with the potential for actual mobilization or that are prone to showing susceptibility to sliding in the environment. These were related to the top, center, and northwest landslide sectors, where the movement continued at slow rates (at points PUJ-27, PUJ-8, and PUJ-54), in addition to the surrounding area of PUJ-43, which exhibited a high K_g value indicating a prone-to-slide area. The values in these areas were abnormal and exceeded the considered limit of ten. This is a potential indicator of the future persistence of a sliding motion or, as in the southeast area, zones that are prone to instability (some incipient cracks were observed in this zone).

Both of the methodologies analyzed provide an easy, quick, and low-cost approach to the study of landslide areas and demonstrate preliminary surface ruptures in their early phases, compared with investigations based on the drilling of boreholes. However, the impedance ratio between materials and the geological conditions of these materials should be considered to ensure accuracy. Overall, the HVSR technique demonstrated its usefulness as a preliminary exploration tool for landslide phenomena, enabling more detailed geological and geotechnical investigations (e.g., designing the depth to be used in a hole-drilling campaign, or the use of monitorization with inclinometers).

The application of this HVSR-based passive seismic geophysical technique and methodology can be used to complement the three-dimensional investigation of landslides by using a regular grid of single station points along the mass and surroundings of a landslide. Such investigations can provide fundamental information regarding the depth of the competent (immobile) substrate, the position of the rupture surface, and the determination of the volume of the sliding mass in movement, in addition to traditional geological and geotechnical investigations (e.g., boreholes and geophysics).

A potential future investigation would involve correlating these stand-alone geophysical investigations with perforations and monitoring data to adjust and specify both the obtained results and the changes due to materials and environmental conditions.

Author Contributions: Conceptualization, O.A.-P., D.B. and F.J.T.; methodology, O.A.-P.; software, O.A.-P. and D.B.; validation, O.A.-P., D.B., F.J.T. and J.G.-R.; formal analysis, O.A.-P. and F.J.T.; investigation, O.A.-P., D.B. and F.J.T.; resources, O.A.-P.; data curation, O.A.-P. and J.G.-R.; writing—original draft preparation, O.A.-P.; writing—review and editing, F.J.T. and J.G.-R.; visualization, O.A.-P. and D.B.; supervision, F.J.T. and J.G.-R. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: All data and processing results are available upon request. They will be made available to anyone who submits a message to the corresponding author.

Acknowledgments: This was a self-funded investigation and applied to an area whose local community has no resources with which to implement these studies. Further thanks are due to the light seen at the end of a beer-night bet. The authors would also like to thank all those who will improve on the results obtained and who apply this methodology.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database; Centre for Research on the Epidemiology of Disasters—CRED, Université Catholique de Louvain: Brussels, Belgium. 2022. Available online: <https://www.emdat.be/> (accessed on 20 April 2022).
2. Cruden, D.M.; Varnes, D.J. Landslide Types and Processes. In *Landslides: Investigation and Mitigation*; Turner, A.K., Shuster, R.L., Eds.; Transportation Research Board: Washington, DC, USA, 1996; Volume 247, pp. 36–75.
3. Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* **2014**, *11*, 167–194. [CrossRef]
4. Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, L. *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*; John Wiley & Sons Ltd.: Chichester, UK, 1996.
5. Wan, M.S.P.; Standing, J.R. Lessons learnt from installation of field instrumentation. *Proc. Inst. Civ. Eng. Geotech. Eng.* **2014**, *167*, 491–506. [CrossRef]
6. Fell, R.; Hungr, O.; Leroueil, S.; Riemer, W. Geotechnical Engineering of the Stability of Natural Slopes and Cuts and Fills in Soil. In *Proc. GeoEng*; Technomic Publishing: Melbourne, Australia, 2000; Volume 1, pp. 21–120.
7. McCann, D.M.; Forster, A. Reconnaissance Geophysical Methods in Landslide Investigations. *Eng. Geol.* **1990**, *29*, 59–78. [CrossRef]
8. Gallipoli, M.; Lapenna, V.; Lorenzo, P.; Mucciarelli, M.; Perrone, A.; Piscitelli, S.; Sdao, F. Comparison of Geological and Geophysical Prospecting Techniques in the Study of a Landslide in Southern Italy. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.* **2000**, *4*, 117–128.
9. Jongmans, D.; Garambois, S. Geophysical Investigation of Landslides: A Review. *Bull. Société Géologique Fr.* **2007**, *178*, 101–112. [CrossRef]
10. Delgado, J.; Garrido, J.; Lenti, L.; Lopez-Casado, C.; Martino, S.; Sierra, F.J. Unconventional Pseudostatic Stability Analysis of the Diezma Landslide (Granada, Spain) Based on a High-Resolution Engineering-Geological Model. *Eng. Geol.* **2015**, *184*, 81–95. [CrossRef]
11. Albarello, D.; Lunedei, E. Alternative Interpretations of Horizontal to Vertical Spectral Ratios of Ambient Vibrations: New Insights from Theoretical Modeling. *Bull. Earthq. Eng.* **2010**, *8*, 519–534. [CrossRef]
12. Sebastiano, D.; Francesco, P.; Salvatore, M.; Roberto, I.; Antonella, P.; Giuseppe, L.; Pauline, G.; Daniela, F. Ambient Noise Techniques to Study Near-Surface in Particular Geological Conditions: A Brief Review. In *Innovation in Near-Surface Geophysics*; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2019; pp. 419–460, ISBN 978-0-12-812429-1.
13. Delgado, J.; López Casado, C.; Giner, J.; Estévez, A.; Cuenca, A.; Molina, S. Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Applications and Limitations. *Pure Appl. Geophys.* **2000**, *157*, 1445–1462. [CrossRef]
14. Nogoshi, M.; Igarashi, T. On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *J. Seismol. Soc. Jpn.* **1971**, *24*, 26–40.
15. Nakamura, Y. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. *Q. Rep. Railw. Tech. Res.* **1989**, *30*, 25–33.
16. Nakamura, Y. Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura’s Technique and Its Applications. In Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 30 January–4 February 2000.
17. Colombero, C.; Comina, C.; De Toma, E.; Franco, D.; Godio, A. Ice Thickness Estimation from Geophysical Investigations on the Terminal Lobes of Belvedere Glacier (NW Italian Alps). *Remote Sens.* **2019**, *11*, 805. [CrossRef]
18. Delgado, J.; López Casado, C.; Estévez, A.; Giner, J.; Cuenca, A.; Molina, S. Mapping Soft Soils in the Segura River Valley (SE Spain): A Case Study of Microtremors as an Exploration Tool. *J. Appl. Geophys.* **2000**, *45*, 19–32. [CrossRef]
19. Alonso-Pandavenes, O.; Torres, G.; Torrijo, F.J.; Garzón-Roca, J. Basement Tectonic Structure and Sediment Thickness of a Valley Defined Using HVSR Geophysical Investigation, Azuela Valley, Ecuador. *Bull. Eng. Geol. Environ.* **2022**, *81*, 210. [CrossRef]
20. Issaadi, A.; Saadi, A.; Semmane, F.; Yelles-Chaouche, A.; Galiana-Merino, J.J. Liquefaction Potential and Vs30 Structure in the Middle-Chelif Basin, Northwestern Algeria, by Ambient Vibration Data Inversion. *Appl. Sci.* **2022**, *12*, 8069. [CrossRef]
21. Delgado, J.; Galiana-Merino, J.J.; García-Tortosa, F.J.; Garrido, J.; Lenti, L.; Martino, S.; Peláez, J.A.; Rodríguez-Peces, M.J.; de Galdeano, C.S.; Soler-Llorens, J.L. Ambient Noise Measurements to Constrain the Geological Structure of the Güevéjar Landslide (S Spain). *Appl. Sci.* **2021**, *11*, 1454. [CrossRef]
22. Hussain, Y.; Martinez-Carvajal, H.; Condori, C.; Uagoda, R.; Cárdenas-Soto, M.; Cavalcante, A.L.B.; Da Cunha, L.S.; Martino, S. Ambient Seismic Noise: A Continuous Source for the Dynamic Monitoring of Landslides. *Terrae Didat.* **2019**, *15*, e019012.
23. Hussain, Y.; Martinez-Carvajal, H.; Cárdenas-Soto, M.; Uagoda, R.E.S. Analysis of Surface Waves Recorded at a Mass Movement in Brasília, Brazil: An Im-Plication in Hazard Mitigation. *Geociencias* **2018**, *37*, 385–391. [CrossRef]
24. Yuliyanto, G.; Harmoko, U.; Widada, S. Identification of Potential Ground Motion Using the HVSR Ground Shear Strain Approach in Wirogomo Area, Banyubiru Subdistrict, Semarang Regency. *Int. J. Appl. Environ. Sci.* **2016**, *11*, 1497–1507.

25. Ibragimov, A. Use HVSR Method at Studying Structure of Landslides. *Geophys. Res. Abstr.* **2010**, *12*, 6191.
26. Pischiutta, M.; Fondriest, M.; Demurtas, M.; Magnoni, F.; Di Toro, G.; Rovelli, A. Structural Control on the Directional Amplification of Seismic Noise (Campo Imperatore, Central Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* **2017**, *471*, 10–18. [\[CrossRef\]](#)
27. Yuliyanto, G.; Harmoko, U.; Widada, S. Identify the Slip Surface of Land Slide in Wirogomo Banyubiru Semarang Regency Using HVSR Method. *Int. J. Appl. Environ. Sci.* **2017**, *12*, 2069–2078.
28. Hussain, Y.; Cardenas-Soto, M.; Moreira, C.; Rodriguez-Rebolledo, J.; Hamza, O.; Prado, R.; Martinez-Carvajal, H.; Dou, J. Variation in Rayleigh Wave Ellipticity as a Possible Indicator of Earthflow Mobility: A Case Study of Sobradinho Landslide Compared with Pile Load Testing. *Earth Sci. Res. J.* **2020**, *24*, 141–151. [\[CrossRef\]](#)
29. Kakhki, M.K.; Peters, F.C.; Mansur, W.J.; SadidKhoii, A.; Rezaei, S. Deciphering Site Response Directivity in Landslide-Prone Slopes from Ambient Noise Spectral Analysis. *Eng. Geol.* **2020**, *269*, 105542. [\[CrossRef\]](#)
30. Yuliyanto, G.; Nurwidyanto, M.I. Analysis of Landslide in Bungkah, Sepakung, Banyubiru Using Ground Shear Strain Method and Shear Wave Profile from HVSR Method. *J. Phys. Conf. Ser.* **2021**, *1943*, 012027. [\[CrossRef\]](#)
31. Alonso-Pandavenes, O.; Torrijó, F.J.; Garzón-Roca, J.; Gracia, A. Early Investigation of a Landslide Sliding Surface by HVSR and VES Geophysical Techniques Combined. A Case Study in Guarumales (Ecuador). *Appl. Sci.* **2023**, *13*, 1023. [\[CrossRef\]](#)
32. D'Ercole, R.; Trujillo, M. *Amenazas, Vulnerabilidad, Capacidades y Riesgos En El Ecuador. Los Desastres, Un Reto Para El Desarrollo*; COOPI, IRD, OXFAM Editors: Quito, Ecuador, 2003; ISBN 9978-42-972-7.
33. Burga, S. Caracterización litológica—Estructural y Evaluación de los Deslizamientos en la Zona de Cachi, Pujilí, Provincia de Cotopaxi. Geology Engineering. Bachelor's Thesis, Central University of Ecuador, Quito, Ecuador, 2019. Available online: <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/19426> (accessed on 11 May 2022).
34. Pilatasig, L.; Bustillos, J.; Jácome, F.; Mariño, D. Evaluación de la Actividad de los Movimientos en Masa de Cachi Alto-Pujilí, Ecuador Mediante Monitoreo Instrumental de Bajo Costo. *RP* **2022**, *49*, 19–30. [\[CrossRef\]](#)
35. Analuisa, E.E. Estabilización de Laderas en la Zona del Deslizamiento de Cachi, Ubicado en la Parroquia y Cantón Pujilí, Provincia de Cotopaxi. Mining Engineering. Bachelor's Thesis, Central University of Ecuador, Quito, Ecuador, 2019. Available online: <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/18532> (accessed on 1 June 2022).
36. Bernal, C.D. Caracterización Mediante Métodos de Sísmica Pasiva (HVSR) de un Deslizamiento Activo de Mediana Magnitud Ubicado al Este del Sector de Cachi Alto, Cantón Pujilí, Provincia de Cotopaxi. Geology Engineering. Bachelor's Thesis, Central University of Ecuador, Quito, Ecuador, 2021. Available online: <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/25532> (accessed on 17 March 2022).
37. Guéguen, P.; Chatelain, J.-L.; Guillier, B.; Yepes, H.; Egred, J. Site Effect and Damage Distribution in Pujilí (Ecuador) after the 28 March 1996 Earthquake. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **1998**, *17*, 329–334. [\[CrossRef\]](#)
38. Xu, R.; Wang, L. The Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio and Its Applications. *EURASIP J. Adv. Signal Process.* **2021**, *2021*, 75. [\[CrossRef\]](#)
39. Boore, D.M. Estimating $s(30)$ (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depths < 30 m). *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2004**, *94*, 591–597. [\[CrossRef\]](#)
40. Oubaiche, E.H.; Chatelain, J.-L.; Bouguern, A.; Bensalem, R.; Machane, D.; Hellel, M.; Khaldou, F.; Guillier, B. Experimental Relationship Between Ambient Vibration H/V Peak Amplitude and Shear-Wave Velocity Contrast. *Seismol. Res. Lett.* **2012**, *83*, 1038–1046. [\[CrossRef\]](#)
41. Lermo, J.; Chávez García, F. Site Effect Evaluation Using Microtremor Measurements: A Review in Three Cities in Mexico and Results of a New Technique. *Memoria* **1992**, 144–155.
42. Field, E.; Jacob, K. The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise. *Geophys. Res. Lett.* **1993**, *20*, 2925–2928. [\[CrossRef\]](#)
43. Bottelin, P.; Baillet, L.; Carrier, A.; Larose, E.; Jongmans, D.; Brenguier, O.; Cadet, H. Toward Workable and Cost-Efficient Monitoring of Unstable Rock Compartments with Ambient Noise. *Geosciences* **2021**, *11*, 242. [\[CrossRef\]](#)
44. Fäh, D.; Kind, F.; Giardini, D. A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios. *Geophys. J. Int.* **2001**, *145*, 535–549. [\[CrossRef\]](#)
45. Kanlı, A.I.; Tildy, P.; Prónay, Z.; Pınar, A.; Hermann, L. Vs30 Mapping and Soil Classification for Seismic Site Effect Evaluation in Dinar Region, SW Turkey. *Geophys. J. Int.* **2006**, *165*, 223–235. [\[CrossRef\]](#)
46. Pamuk, E.; Özdağ, Ö.C.; Akgün, M. Soil Characterization of Bornova Plain (Izmir, Turkey) and Its Surroundings Using a Combined Survey of MASW and ReMi Methods and Nakamura's (HVSR) Technique. *Bull. Eng. Geol. Environ.* **2019**, *78*, 3023–3035. [\[CrossRef\]](#)
47. Abate, G.; Corsico, S.; Grasso, S.; Massimino, M.R. An Early-Warning System to Validate the Soil Profile during TBM Tunnelling. *Geosciences* **2022**, *12*, 113. [\[CrossRef\]](#)
48. Wang, H.; Wang, P.; Yu, Y.; Xu, S.; Guo, H.; Pu, X. Applicability of HVSR in Site Effect of Loess Slope Covered on Mud Rock. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* **2019**, *304*, 052096. [\[CrossRef\]](#)
49. Castellaro, S.; Mulargia, F. Vs30 Estimates Using Constrained H/V Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2009**, *99*, 761–773. [\[CrossRef\]](#)
50. Castellaro, S.; Mulargia, F. The Effect of Velocity Inversions on H/V. *Pure Appl. Geophys.* **2009**, *166*, 567–592. [\[CrossRef\]](#)
51. Bonnefoy-Claudet, S.; Cotton, F.; Bard, P.-Y. The Nature of Noise Wavefield and Its Applications for Site Effects Studies. *Earth-Sci. Rev.* **2006**, *79*, 205–227. [\[CrossRef\]](#)
52. Del Gaudio, V.; Wasowski, J.; Muscillo, S. New Developments in Ambient Noise Analysis to Characterise the Seismic Response of Landslide-Prone Slopes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2013**, *13*, 2075–2087. [\[CrossRef\]](#)

53. Martorana, R.; Capizzi, P.; Avellone, G.; D'Alessandro, A.; Siragusa, R.; Luzio, D. Assessment of a Geological Model by Surface Wave Analyses. *J. Geophys. Eng.* **2017**, *14*, 159–172. [[CrossRef](#)]
54. Burjáněk, J.; Gassner-Stamm, G.; Poggi, V.; Moore, J.R.; Fäh, D. Ambient Vibration Analysis of an Unstable Mountain Slope. *Geophys. J. Int.* **2010**, *180*, 820–828. [[CrossRef](#)]
55. Imposa, S.; Grassi, S.; Fazio, F.; Rannisi, G.; Cino, P. Geophysical Surveys to Study a Landslide Body (North-Eastern Sicily). *Nat. Hazards* **2017**, *86*, 327–343. [[CrossRef](#)]
56. Bonamassa, O.; Vidale, J.E. Directional Site Resonances Observed from Aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1991**, *81*, 1945–1957.
57. Moore, J.R.; Gischig, V.; Burjáněk, J.; Loew, S.; Fäh, D. Site Effects in Unstable Rock Slopes: Dynamic Behavior of the Randa Instability (Switzerland). *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2011**, *101*, 3110–3116. [[CrossRef](#)]
58. Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. *Applied Geophysics*, 2nd ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1990; ISBN 978-0-521-33938-4.
59. González, J.; Schmitz, M. Caracterización dinámica de perfiles geotécnicos de Cariaco (estado Sucre, Venezuela), partiendo de datos de refracción sísmica. *Rev. Fac. Ing. Univ. Cent. Venez.* **2008**, *23*, 83–93.
60. Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J. Multichannel Analysis of Surface Waves. *Geophysics* **1999**, *64*, 800–808. [[CrossRef](#)]
61. Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J.; Ivanov, J. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)—Active and Passive Methods. *Lead. Edge* **2007**, *26*, 60–64. [[CrossRef](#)]
62. Budi, A.P.; Ginting, R.A.; Sunardi, B.; Sukanta, I.N. Combination of Passive Seismic (HVSr) and Active Seismic (MASW) Methods to Obtain Shear Wave Velocity Model of Subsurface in Majalengka. *J. Phys. Conf. Ser.* **2021**, *1805*, 012002. [[CrossRef](#)]
63. Xia, J.; Miller, R.D.; Park, C.B. Estimation of Near-surface Shear-wave Velocity by Inversion of Rayleigh Waves. *Geophysics* **1999**, *64*, 691–700. [[CrossRef](#)]
64. Council, Building Seismic Safety. In *NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures*; Part1 Provisions; FEMA302: Washington, DC, USA, 1997. Available online: <https://www.nehrp.gov/> (accessed on 20 April 2022).
65. NEC-SD-DS Peligro Sísmico, Diseño Sísmo Resistente 2015. Ecuador Republic Government. Quito. Available online: <https://www.habitatyvivienda.gob.ec/> (accessed on 20 April 2022).
66. Le Breton, M.; Bontemps, N.; Guillemot, A.; Baillet, L.; Larose, É. Landslide Monitoring Using Seismic Ambient Noise Correlation: Challenges and Applications. *Earth-Sci. Rev.* **2021**, *216*, 103518. [[CrossRef](#)]
67. Del Gaudio, V.; Coccia, S.; Wasowski, J.; Gallipoli, M.R.; Mucciarelli, M. Detection of Directivity in Seismic Site Response from Microtremor Spectral Analysis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2008**, *8*, 751–762. [[CrossRef](#)]
68. Geopsy Project. SESAME European Project EVG1-CT-2000-00026, Université de Liège, Belgium. Available online: <https://geopsy.org> (accessed on 22 March 2022).
69. SESAME Project. *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation*; European Research Project WP12; European Commission: Brussels, Belgium, 2004; p. 62.
70. Wathelet, M.; Chatelain, J.-L.; Cornou, C.; Di Giulio, G.; Guillier, B.; Ohrnberger, M.; Savvaidis, A. Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. *Seismol. Res. Lett.* **2020**, *91*, 1878–1889. [[CrossRef](#)]
71. Konno, K.; Ohmachi, T. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1998**, *88*, 228–241. [[CrossRef](#)]
72. Bard, P.-Y. Foreword: The H/V Technique: Capabilities and Limitations Based on the Results of the SESAME Project. *Bull. Earthq. Eng.* **2008**, *6*, 1–2. [[CrossRef](#)]
73. Wathelet, M.; Jongmans, D.; Ohrnberger, M. Surface-Wave Inversion Using a Direct Search Algorithm and Its Application to Ambient Vibration Measurements. *Near Surf. Geophys.* **2004**, *2*, 211–221. [[CrossRef](#)]
74. Panzera, F.; D'Amico, S.; Lotteri, A.; Galea, P.; Lombardo, G. Seismic Site Response of Unstable Steep Slope Using Noise Measurements: The Case Study of Xemxija Bay Area, Malta. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2012**, *12*, 3421–3431. [[CrossRef](#)]
75. Panzera, F.; Lombardo, G.; D'Amico, S.; Gale, P. Speedy Techniques to Evaluate Seismic Site Effects in Particular Geomorphologic Conditions: Faults, Cavities, Landslides and Topographic Irregularities. In *Engineering Seismology, Geotechnical and Structural Earthquake Engineering*; D'Amico, S., Ed.; InTech: London, UK, 2013; ISBN 978-953-51-1038-5.
76. Guillier, B.; Chatelain, J.-L.; Bonnefoy-Claudet, S.; Haghshenas, E. Use of Ambient Noise: From Spectral Amplitude Variability to H/V Stability. *J. Earthq. Eng.* **2007**, *11*, 925–942. [[CrossRef](#)]
77. Garcia-Jerez, A. Characterization of the Sedimentary Cover of the Zafarraya Basin, Southern Spain, by Means of Ambient Noise. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **2006**, *96*, 957–967. [[CrossRef](#)]
78. Setiawan, B.; Jaksa, M.; Griffith, M.; Love, D. Seismic Site Classification Based on Constrained Modeling of Measured HVSr Curve in Regolith Sites. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **2018**, *110*, 244–261. [[CrossRef](#)]
79. Farid, M. Microseismic Wave Measurements to Detect Landslides in Bengkulu Shore with Attenuation Coefficient and Shear Strain Indicator. *KEG* **2016**, *1*, 1–7. [[CrossRef](#)]

-
80. Ibs-von Seht, M.; Wohlenberg, J. Microtremor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1999**, *89*, 250–259. [[CrossRef](#)]
 81. Khan, S.; Khan, M.A. Mapping Sediment Thickness of Islamabad City Using Empirical Relationships: Implications for Seismic Hazard Assessment. *J. Earth Syst. Sci.* **2016**, *125*, 623–644. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher’s Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.