

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE
AREQUIPA**

FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**“EVALUACIÓN GEOFÍSICA DEL DESLIZAMIENTO DEL CERRO
PUCRUCHACRA, DISTRITO DE SAN MATEO”
(Provincia de Lima, Perú)**

*Tesis presentada por el Bachiller
en Ciencias Geofísicas*

Miriam Eliana Vizcarra Zúñiga

*Para optar el título profesional de
INGENIERO GEOFÍSICO*

AREQUIPA-PERÚ
2014

Dedicado a:

*A Dios mi guía, protector,
sostén y esperanza*

*A mis padres Ruth y Enrique,
por su amor y apoyo incondicional*

*A mis hermanos: Juan Carlos, Marco, Lucho y Arturo
quienes siempre me alentaron*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a Dios quien guía e ilumina mi camino, siendo mi fortaleza en los momentos de debilidad y hace posible cualquier logro en mi vida.

A mi mamá por todo el cariño, comprensión y cuidados que me ha dado, pero sobre todo por su eterno apoyo en todo lo que he decidido. Siempre ha luchado por darme lo mejor en muchos sentidos y por eso la admiro.

Agradezco de manera especial a mis asesores los doctores Hernando Tavera y Bertrand Guillier por haberme brindado la oportunidad de recurrir a sus conocimientos, por su apoyo, así como su confianza para guiarme durante todo el desarrollo de la presente tesis y mi formación profesional.

De similar manera agradezco al Dr. Marc Wathelet del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), quien impartió sus conocimientos de la aplicación de métodos geofísicos.

A Isabel Bernal, por sus acertadas sugerencias y orientación. Asimismo, a mis compañeros que apoyaron en el trabajo de campo: H. Salas, J. Flores, J. Bustamante y R. Navarro.

Al Instituto Geofísico del Perú representado por su Presidente Ejecutivo, Dr. Ronald Woodman Pollit y su Director Técnico, Dr. José Macharé Ordoñez, por brindarme las facilidades para poder realizar la presente tesis.

Del mismo modo mi, agradecimiento a mis amigos y compañeros del Área de Sismología por su amistad y apoyo en cada momento.

Finalmente, agradezco a los docentes de la Universidad Nacional de San Agustín, por sus enseñanzas, experiencias y consejos impartidos durante mi formación académica.

RESUMEN

El Cerro Pucruchacra forma parte del flanco derecho del valle del río Rimac a la altura del km 92 – km 93 de la Carretera Central y aledaña a la localidad de San Mateo (Lima). En agosto del 2011, en la ladera sur del Cerro Pucruchacra se produjo un deslizamiento de tierra que interrumpió el tránsito vehicular y por ende, las comunicaciones por un lapso de tiempo de hasta 2 días. En diciembre del mismo año, los trabajos de campo realizados por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) evidenciaron la presencia de un gran número de grietas de diversas longitudes distribuidas a diferentes niveles de altura, y que en conjunto describían la inestabilidad de la ladera. Otros estudios geológicos, geodinámicos y geofísicos fueron hechos por la Sociedad Minera Corona, proponiendo diversas hipótesis sobre la fuente de origen del deslizamiento y de la presencia de fisuras sobre la ladera. A solicitud de INDECI, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) efectúa el estudio integral que considera el “Monitoreo del Peligro Geodinámico, Sísmico y Geofísico del Cerro Pucruchacra”.

En el presente estudio se analiza el comportamiento dinámico del suelo a través de la aplicación de técnicas geofísicas de ondas superficiales como el de Nakamura (H/V), el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) y el de espectros de amplitud a fin de identificar el espesor y las propiedades físicas de la capa deslizante (suelo coluvial), así como las posibles zonas donde podría producirse el deslizamiento teniendo como factor detonante algún evento sísmico cercano a la zona de estudio.

Los resultados obtenidos han permitido estimar para la capa sedimentaria, no consolidada (suelo coluvial), espesores variables entre 20 y 25 metros definiendo un volumen de material susceptible a algún tipo de deslizamiento (movimiento en masa) de 1.5 millones de metros cúbicos. En el área de estudio existen elementos detonadores naturales (sismos y lluvias) y antrópicos (regadíos) que facilitarían el desarrollo de cualquier proceso dinámico activo. Se recomendó tomar las medidas de mitigación necesarias bajo la premisa de que el deslizamiento de 50 mil o 28 mil metros cúbicos es muy probable.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ÍNDICE

CAPÍTULO I,	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos.....	5
1.2.1 Objetivos Generales.....	5
1.2.2 Objetivos Específicos.....	5
1.3 Ubicación.....	5
CAPÍTULO II, MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Unidades Lito-Estratigraficas.....	7
2.2.1 Grupo Rímac.....	7
2.2.2 Rocas Intrusivas.....	9
2.2.3 Depósitos Cuaternarios.....	9
2.2.3.1 Depósitos Coluviales (Q-cl).....	9
2.2.3.2 Depósitos Aluviales (Q-al).....	10
2.2.3.3 Depósitos Proluviales.....	11
2.2 Geomorfología.....	11
2.1.1 Quebradas.....	14
2.1.2 Terrazas.....	14
2.1.3 Ladera empinada y de pendiente media.....	15
2.3 Geodinámica.....	16
2.3.1 Deslizamientos.....	17
2.3.2 Flujo de detritos.....	22
2.4 Geotecnia.....	22
2.4.1 Zona geotécnica Norte.....	22
2.4.2 Zona geotécnica Sur.....	23
CAPÍTULO III, METODO SISMICO MASW	24
3.1 Conceptos Básicos de la Teoría de Ondas.....	24
3.1.1 Series de Tiempo y Transformada de Fourier.....	25
3.1.2 Velocidad de Grupo y Velocidad de Fase.....	25
3.2 Ondas Sísmicas.....	26
3.2.1 Ondas Sísmicas Corporales.....	26
3.2.2 Ondas Sísmicas Superficiales.....	27
3.2.2.1 Dispersión de las Ondas Superficiales.....	30
3.2.2.2 Métodos de Ondas Sísmicas Superficiales.....	33
3.3 Microtremores.....	35
3.3.1 Origen y Características de los Microtremores.....	35

3.3.2 Clasificación de los Microtremores.....	36
3.3.3 Método de Nakamura (H/V).....	38
3.3.3.1 Ventajas y Desventajas del Método.....	41
3.4 Método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW).....	42
3.4.1 Adquisición de Datos.....	44
3.4.1.1 Muestreo Espacial.....	44
3.4.1.2 Muestreo Temporal.....	49
3.4.2 Análisis de Dispersión.....	49
3.4.3 Algoritmo del Vecino para la Inversión de las Curvas de Dispersión.....	50
CAPÍTULO IV, PROCESAMIENTO DE DATOS DE CAMPO.....	54
4.1 Método de H/V.....	54
4.1.1 Adquisición de Datos.....	54
4.1.1.1 Equipo de Medición.....	55
4.1.1.2 Recolección de Datos.....	56
4.1.2 Procesamiento de la Información.....	58
4.2 Método de Espectros de Amplitud.....	62
4.2.1 Adquisición de Datos.....	62
4.2.1.1 Equipo de Medición.....	62
4.2.1.2 Recolección de Datos.....	63
4.2.2 Procesamiento de la Información.....	65
4.3 Método MASW.....	66
4.3.1 Adquisición de Datos.....	67
4.3.1.1 Equipo de Medición.....	67
4.3.1.2 Recolección de Datos.....	68
4.3.2 Procesamiento de la Información.....	71
CAPÍTULO V, ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	74
5.1 Análisis de los Resultados del Método H/V.....	74
5.2 Análisis de los Resultados del Método de Espectros de Amplitud.....	81
5.3 Análisis de los Resultados del Método MASW.....	84
CAPÍTULO VI, DISCUSIONES.....	109
6.1 Discusión de los Resultados.....	109

CONCLUSIONES

RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

CAPÍTULO I

1.1 INTRODUCCIÓN

En el último año, en la ladera del Cerro Pucruchacra (Figura 1), se ha registrado la ocurrencia de procesos dinámicos como deslizamientos a poca escala y la aparición de grietas de diferente longitud y orientación, todos puestos en evidencia y reportados en informes técnicos por INDECI, INGEMMET, SVS INGENIEROS y el Gobierno Regional de Lima. Durante el periodo de lluvias del año 2011 (Enero-Marzo) se incrementó la aparición de grietas en superficie hasta producirse en agosto del mismo año el deslizamiento del extremo inferior de orientación sur de la ladera provocando el bloqueo de la Carretera Central y el inicio de acciones preventivas por parte de las instituciones inherentes a la emergencia presentada. Después de haberse producido el deslizamiento, el Gobierno Central declaró en emergencia la situación física del Cerro Pucruchacra, estando latente el riesgo de producirse deslizamientos de mayor escala.



Figura 1 Vista panorámica del Cerro Pucruchacra, Distrito de San Mateo.

En el informe “Estudio Geotécnico de la Ladera de Pucruachaca” emitido por SVS Ingenieros S.A.C por encargo de la Compañía Minero Corona, se indica que la ladera de Pucruachaca presenta dos zonas geotectónicas bien diferenciadas por su morfología y composición litológica, las llamadas, Zona Sur y Zona Norte (Figura 2a). La Zona Sur tiene una superficie uniforme constituida predominantemente por suelo granular; mientras que, la Zona Norte presenta una superficie escalonada compuesta por arena arcillosa. El análisis de estabilidad y las características de grietas indican que la ladera en la Zona Norte presenta estabilidad precaria pudiendo colapsar y la Zona Sur, estaría afectada por desprendimientos de suelo activo, con inminente probabilidad de deslizarse. Asimismo, el volumen del material que podría deslizarse en la zona llamada “el cobertizo” (Zona Norte) ha sido estimado en $370,000\text{m}^3$. También se indica que el canal y el túnel aductor de la Central Hidroeléctrica de Huanchor, por el tipo de construcción y geometría, no estarían produciendo filtraciones y por lo tanto, no tienen influencia en el comportamiento dinámico de la ladera. Finalmente, en el informe se indica que los fenómenos geodinámicos activos no representan un peligro para las estructuras de la Central Hidroeléctrica Huanchor ubicadas en la Zona Norte y los procesos geodinámicos activos presentes en la Zona Sur, tienen su fuente de origen en la actividad de regadío que realizan los agricultores en la parte alta de la ladera y la saturación del suelo por las precipitaciones.

En el informe “Deslizamiento de Tierras en el Cerro Pucruachaca” realizado por INGEMMET, se indica que la ladera de dicha unidad está formada por materiales de un antiguo deslizamiento que está en proceso de reactivación, siendo su detonante la filtración de aguas provenientes de las labores de regadío que se realiza en las parte altas del cerro.

Por otro lado, en reciente presentación oral realizada por los representantes de la Minera Corona en INDECI sobre las conclusiones del monitoreo del desplazamiento de la ladera del Cerro Pucruachaca, sugieren que en la parte alta de la Zona Sur se producen desplazamientos de 1.5mm/día ; mientras que, en la parte baja de la misma zona, los desplazamientos son del orden de 0.7mm/día . En la parte baja de la Zona Norte, los desplazamientos serían del orden de 0.3mm/día (Figura 2b). De acuerdo al diferencial observado, se indica que la parte alta de la Zona Sur, presenta mayor inestabilidad. Posteriormente, en una nueva presentación a cargo de la misma empresa en el local de INDECI (31/10/12), se indica que los desplazamientos presentan valores más estables, del orden de 0.7 mm/día en toda el área de estudio.

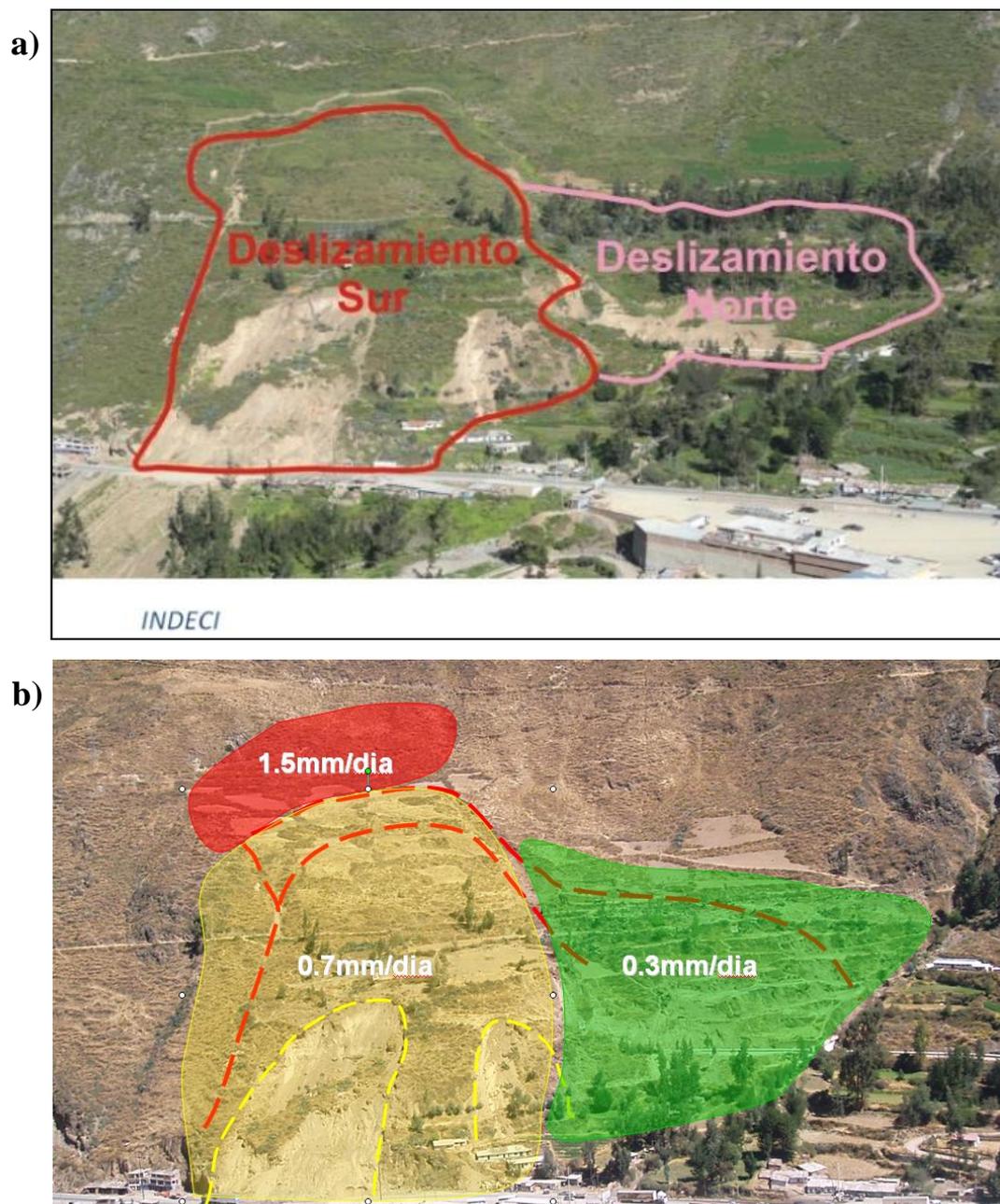


Figura 2 Imágen de la ladera del Cerro de Pucruyacra (Fuente, Compañía Minera Corona) a) indicando las dos zonas geotectónicas bien diferenciadas por su morfología y composición litológica y b) indicando las áreas en la cuales se ha identificado la velocidad de desplazamiento de la masa sedimentaria.

A pesar de haberse producido considerables deformaciones y desplazamientos en la ladera sur y ladera norte del cerro Pucruyacra, aun no se ha definido la geometría de la masa deslizante (suelo coluvial) distribuida en toda la ladera.

Existe una gran variedad de métodos sísmicos para determinar las propiedades geotécnicas de los estratos que conforman el suelo. El presente estudio tiene como propósito analizar y evaluar el comportamiento geodinámico de la ladera del Cerro Pucruyacra a través de la aplicación de 3 técnicas geofísicas de ondas superficiales.

La primera técnica aplicada es el método de Nakamura (H/V), la cual permite determinar la frecuencia predominante, la segunda el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) que proporcionara la distribución vertical de las velocidades de las ondas de corte (V_s) del suelo con el fin de conocer sus propiedades físicas y la tercera, el método de espectros de amplitud que evalúa la cantidad de energía inducida a la estructura y el efecto que se genera en esta.

Para completar y correlacionar los resultados obtenidos, se evalúan las características geológicas y geotécnicas locales, las cuales en conjunto, permitirán identificar el espesor y las propiedades físicas de la capa deslizante (suelo coluvial), así como las posibles zonas donde podría producirse un deslizamiento teniendo como factor detonante algún evento sísmico cercano a la zona de estudio.

El presente estudio se ha estructurado en seis Capítulos, que se detallan a continuación:

El Capítulo I, está constituido por la introducción, los objetivos y la presentación del estudio.

En el Capítulo II, se define las características geológicas, geotécnicas, geodinámicas y geomorfológicas de la ladera del Cerro Pucruchacra.

En el Capítulo III, se desarrolla las características de ondas sísmicas, las propiedades de las ondas superficiales, las técnicas geofísicas de ondas superficiales, concepto de microtemores, también se describe el método de Nakamura (H/V), el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) y métodos de inversión que son utilizados para el procesamiento de ondas superficiales.

En el Capítulo IV, se describe la aplicación de las técnicas geofísicas de ondas superficiales en la ladera del Cerro Pucruchacra.

En el Capítulo V, se realiza la interpretación y análisis de los resultados obtenidos de cada técnica geofísica aplicada correlacionándolos, obteniendo así la distribución del espesor de la capa deslizante (suelo coluvial) de toda la ladera del Cerro Pucruchacra.

En el Capítulo VI, se presentan los resultados y realiza una discusión de ellos, asociados estos con los obtenidos por métodos directos de exploración en perforaciones de diamantina y se presentan las conclusiones y recomendaciones alcanzadas en este estudio.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivos Generales

- Analizar y evaluar el comportamiento geodinámico y geofísico del Cerro Pucruyacra a fin de conocer su estabilidad física ante la posibilidad de presentarse un deslizamiento de gran volumen.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar la geología, morfología y dinámica local a partir de trabajos de campo.
- Determinar la frecuencia predominante del suelo obtenida a partir de mediciones de vibración ambiental aplicando el método de Nakamura (H/V).
- Obtener la distribución vertical de las velocidades de ondas de corte (V_s) del suelo mediante arreglos lineales empleando el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales).
- Evaluar la energía inducida a la estructura mediante la amplificación de ondas por efectos topográficos a través del método de espectros de amplitud.
- Identificar y caracterizar la interfaz de la base del material deslizable (suelo coluvial) con el suelo duro (roca) a partir de la correlación de resultados obtenidos de las técnicas geofísicas empleadas en el cerro Pucruyacra.

1.3 UBICACIÓN

La ladera del cerro Pucruyacra se encuentra ubicada en el flanco derecho del valle del Rio Rímac, distrito de San Mateo, provincia de Huarochirí y departamento de Lima (Figura 3). Limita por el norte con los distritos de Carampoma y Chicla y por el oeste, con Matucana.

El acceso principal se realiza desde la ciudad de Lima a través de la Carretera Central, la misma que cruza longitudinalmente por el pie de la ladera, aproximadamente entre las progresivas del kilómetro 92 al kilómetro 93 y aledaña al pueblo de San Mateo. El clima es muy variado y riguroso por las precipitaciones.

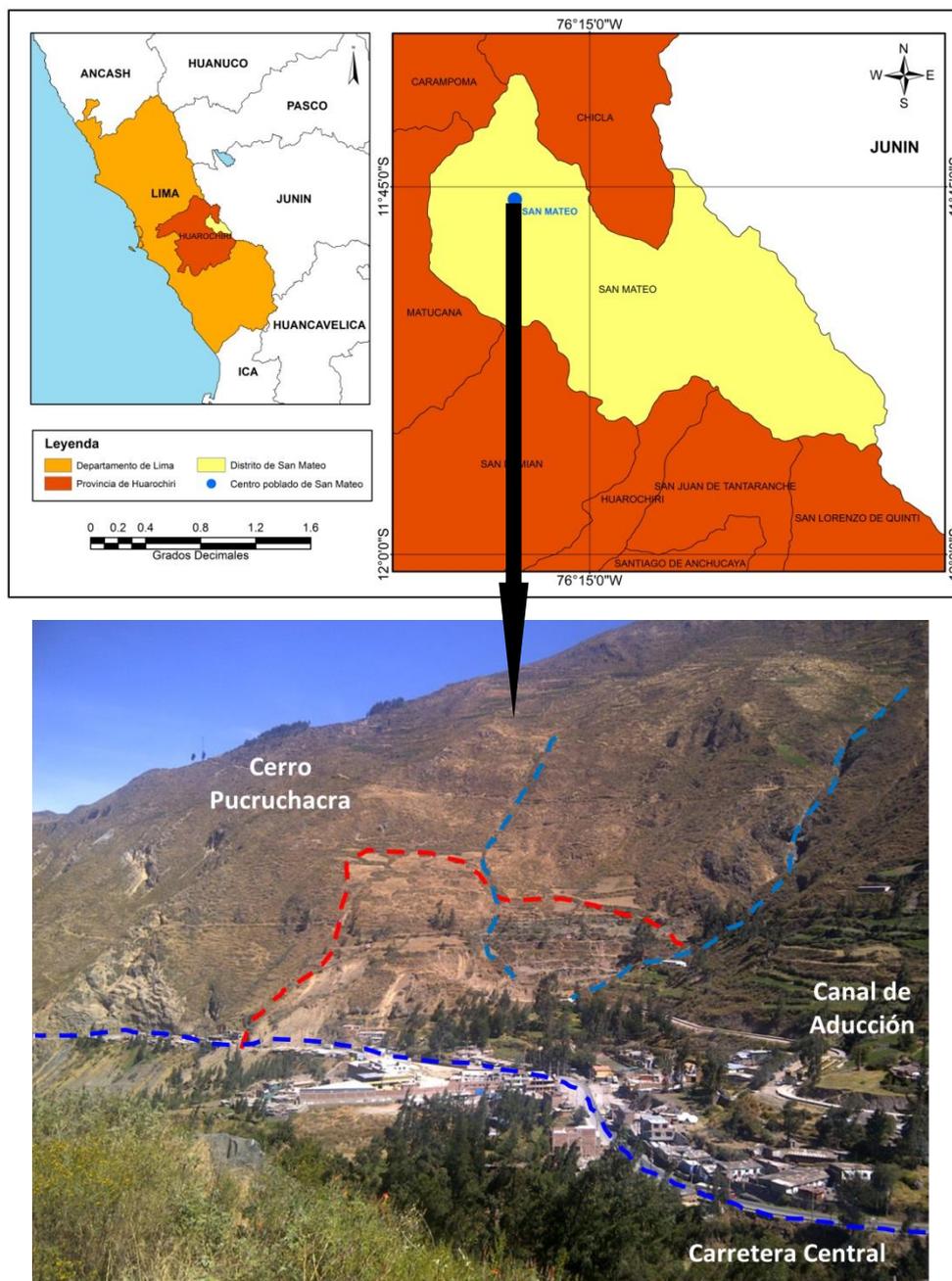


Figura 3 Ubicación del Cerro Pucruchacra, Distrito de San Mateo.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

Las características geológicas de la ladera Este del Cerro Pucruchacra es analizada considerando la información disponible sobre la cartografía geológica, geomorfológica y geodinámica propuesta por INGEMMET y descrita por SVS INGENIEROS S.A.C. (2010). Para complementar la información, fue necesario realizar trabajos de campo durante 2 meses para levantar información in situ debido que se observó cambios importantes en la geomorfología local durante el último año.

2.1 UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS

En el mapa geológico del cuadrángulo de Matucana (hoja 24-K) elaborado por INGEMMET (1995); la ladera Este del Cerro Pucruchacra se emplaza sobre la unidad lito-estratigráfica identificada como Grupo Rímac compuesta por rocas volcánico-sedimentarias, instruidas por un cuerpo pórfido monzonítico cubierto por depósitos superficiales no consolidados del Cuaternario (depósitos aluviales, coluviales y proluviales principalmente), tal como se muestra en la Figura 4.

Las principales características de la columna lito-estratigráfica de la zona son:

2.1.1 Grupo Rímac

Está conformado por una secuencia de derrames lávicos y rocas piroclásticas de composición andesítica del Paleógeno. La andesita se presenta de dos formas al sur de la ladera tiene una coloración gris amarillento claro debido a las alteraciones hidrotermales, además de estar moderadamente meteorizada e intensamente fracturada, y en la parte norte se presenta de color verde grisáceo oscuro, muy duras, levemente meteorizadas con patinas de óxido y moderadamente fracturada, ver Figura 5.

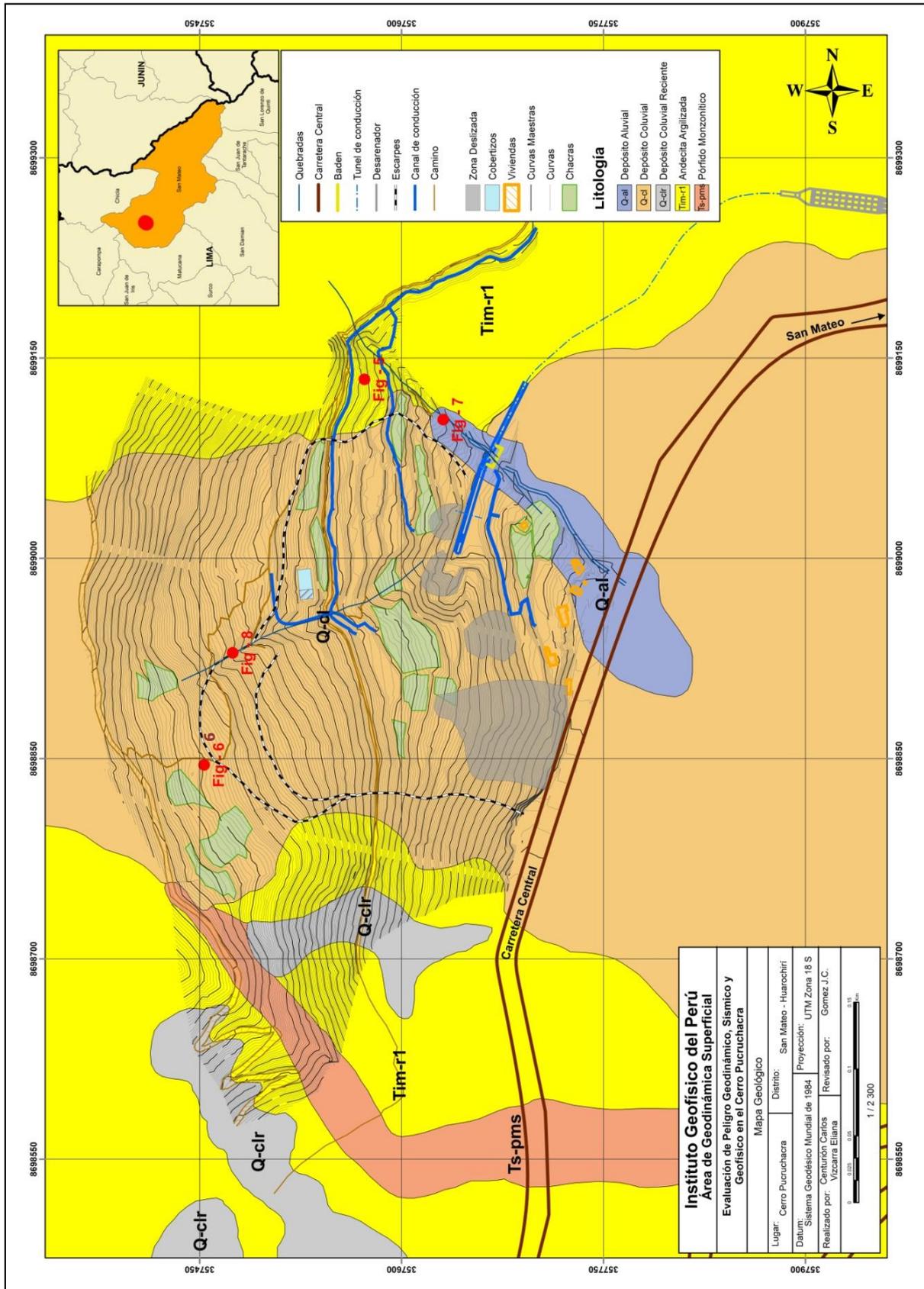


Figura 4 Mapa geológico para el Cerro Pucruchacra.



Figura 5 Afloramiento rocoso con meteorización tipo argilítica de color verde grisáceo oscuro del grupo Rímac.

2.1.2 Rocas Intrusivas

Presentes en el extremo sur de la ladera del Cerro Pucruchacra donde aflora como un cuerpo pórfido monzonítico (Ts-pms) en dirección NW-SE y que corta a los volcánicos andesíticos del Grupo Rímac, siendo la causa del fracturamiento intenso que se desarrolla en la misma unidad. El intrusivo es de color gris verdoso, grano medio a fino y estructura masiva; están moderadamente fracturados y meteorizados. En el cuerpo se observa venillas de mineralización.

2.1.3 Depósitos Cuaternarios

Están constituidos por potentes depósitos coluviales que se asientan en la margen derecha del valle. Se identifican tres tipos de depósitos, diferenciados en base al tipo de acarreo y naturaleza del material (Varnes, 1978), ver Figura 4.

2.1.3.1 Depósitos Coluviales (Q-cl)

Corresponden a materiales producto de deslizamientos, que cubren gran parte de la zona de estudio y sobreyacen al basamento rocoso de la ladera. Estos depósitos están constituidos por fragmentos de roca andesítica heterométricas de 20" de diámetro en promedio (angulosas

a subangulosas), además de presentar una matriz fina arenosa y limoarcillosa. Son materiales permeables, inconsolidados e inestables, Figura 6.



Figura 6 Depósitos coluviales en la parte de la ladera, sector cobertizos.

2.1.3.2 Depósitos Aluviales (Q-al)

Constituidos por acumulaciones de bloques de roca andesítica y gravas con formas que van de subangulosas a angulosas y matriz areno limosa. Estos depósitos son conformados por la activación de la quebrada Chahuatupe en temporada de lluvias, Figura 7.



Figura 7 Depósitos aluviales conformados por fragmentos de rocas con matriz areno limosa en la quebrada Chahuatupe.

2.1.3.3 Depósitos Proluviales

Se encuentran en la parte baja de la ladera Pucruchacra entre las cotas 3170 y 3310 m.s.n.m. uniendo una franja de 60 m aproximadamente. Están constituidos por material suelto, poco consolidados, de naturaleza volcánica-sedimentaria con un espesor promedio de 0.80 m, presentando bloques de 0.25 m de diámetro con matriz areno limoso, de forma subangulosas con una distribución irregular y evidenciando un corto acarreo.

El origen de estos materiales es debido a la deposición conformada por el acarreo de flujos detríticos, Figura 8.



Figura 8 Depósitos Proluviales en la parte baja de la ladera Pucruchacra, en las inmediaciones de cobertizos.

2.2 Geomorfología

En general los rasgos geomorfológicos de la zona de estudio fueron descritos por Fidel et al, (2006) y la información recolectada de campo permiten indicar como rasgo característico, en una sección transversal, que el relieve presenta la típica forma de una “V” sobre un fondo angosto limitado por cadenas montañosas de moderada a fuerte pendiente, ver Figura 9.

La ladera Este del Cerro Pucruachaca está comprendida entre las cotas 3000 y 3300 m.s.n.m. con una superficie irregular debido a la presencia de andenes y parcelas agrícolas con pendientes promedio de 25° a 35°.

La zona norte de la ladera desde la carretera Central hasta la cota 3150 m.s.n.m. (canal), tiene una pendiente suave y por encima de esta cota la pendiente se incrementa y tiene una superficie escalonada por los andenes de cultivo. La zona sur de la ladera tiene una superficie uniforme y su pendiente está entre 30° a 35°.

En la ladera existen depósitos coluviales originados por un antiguo deslizamiento, con un ancho de 400 x 500 m de largo aproximadamente.

En este sector se presenta un cierre de valle generado y controlado por depósitos coluviales que han descendido por las laderas del margen derecho, formando una terraza de 20 m de altura en la parte baja de la antigua Carretera Central.

En el área de estudio se ha identificado la existencia de tres unidades geomorfológicas relacionadas a 3 rangos de pendientes según el modelo de elevación digital (MDE) construido y cuya clasificación se muestra en la Tabla 1.

En base al análisis de pendientes, las características de estas unidades son:

Tabla 1 Rangos de pendientes identificados en el Cerro Pucruachaca

Unidad Geomorfológica	Pendiente
Terrazas	0° - 25°
Ladera de pendiente media	25° - 35°
Ladera empinada	> 35°

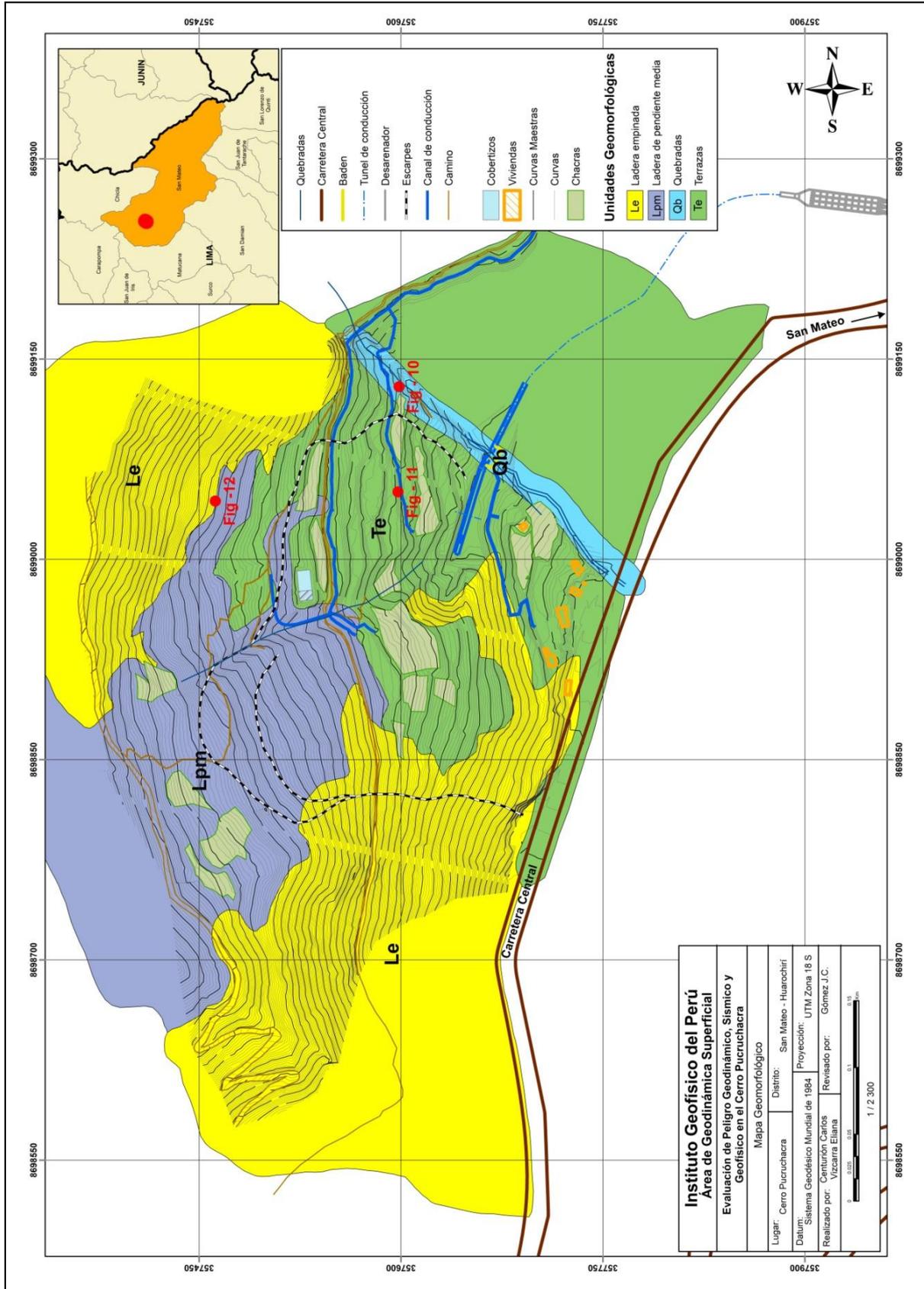


Figura 9 Mapa geomorfológico para el Cerro Pucruchacra.

2.2.1 Quebradas

Esta unidad geomorfológica comprende la quebrada Chahuatupe ubicada entre las cotas 3100 y 3260 m.s.n.m. con una pendiente mayor a 25° (Figura 10), en donde se emplaza un canal de concreto que permanece seco la mayor parte del año, discurriendo agua solo en épocas de fuertes precipitaciones en el sector andino.



Figura 10 Cabecera de la Quebrada Chahuatupe (QC), con una pendiente mayor a 25°.

2.2.2 Terrazas

Se han formado por la acumulación de depósitos coluviales y aluviales producto de un deslizamiento antiguo que ha modificado la topografía de la ladera del Cerro Pucruyacra entre las cotas 3100 y 3220 m.s.n.m, Esta unidad presenta un rango de pendientes entre los 0° y 25°. Las zonas deslizadas con pendientes menores a 25° son utilizadas como parcelas agrícolas, tal como se muestra en la Figura 11.



Figura 11 Terrazas agrícolas en la parte media de la ladera del Cerro Pucruchacra.

2.2.3 Ladera empinada y de pendiente media

Las laderas empinadas se localizan en la parte alta del Cerro Pucruchacra entre las cotas 3220 y 3350 m.s.n.m. y en el sector del deslizamiento activo que llega hasta la Carretera Central. En el primer caso, las pendientes son mayores a 35° (Figura 12); mientras que, en el segundo las pendientes están entre 25° y 35° , estando estas zonas ubicadas en la parte central de la ladera.



Figura 12 Parte alta de la ladera Pucruchacra con pendientes mayores a 35° .

En la Figura 13, se presenta una vista panorámica de la ladera del Cerro Pucruchacra en la cual se puede observar los diferentes tipos de pendientes presentes en su ladera.

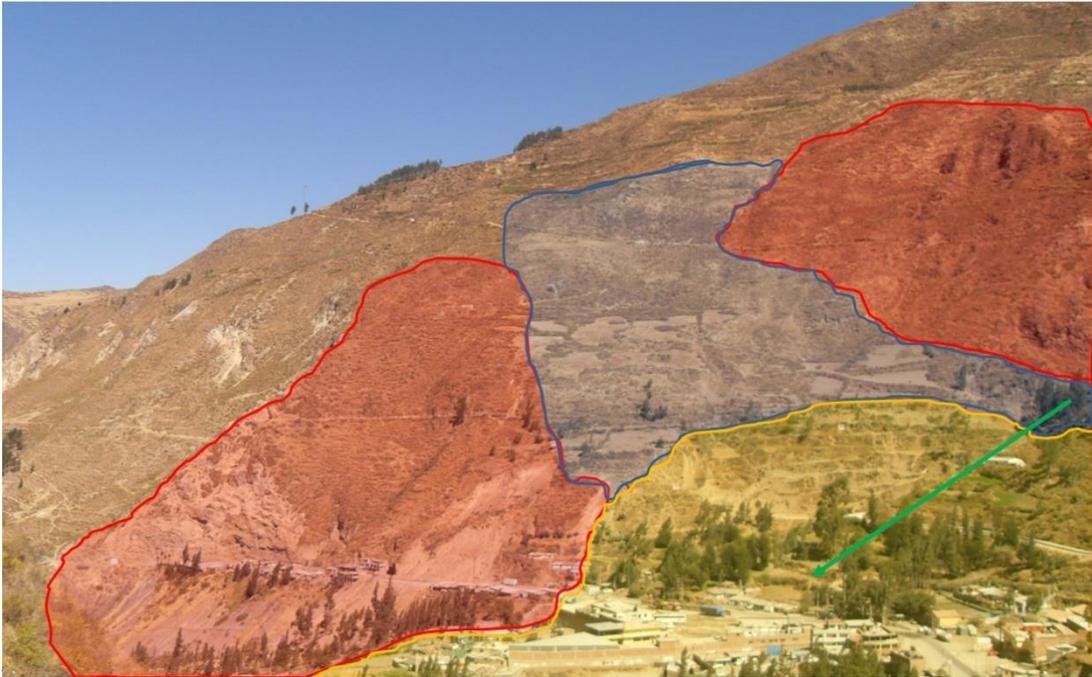


Figura 13 Vista panorámica de la ladera del cerro Pucruchacra en la cual se diferencian zonas de pendientes altas en rojo ($>35^\circ$), pendientes medias en azul ($25^\circ-35^\circ$) y terrazas de color amarillo ($0^\circ-25^\circ$).

2.3 GEODINÁMICA

Los procesos geodinámicos superficiales dan lugar a diversas geoformas producto de la ocurrencia de movimientos en masa, los cuales están relacionados a parámetros intrínsecos como (Santacana, 2001) litología, pendientes, geomorfología, cobertura vegetal y drenaje; mientras que, como agentes detonantes intervienen las precipitaciones, los sismos y la actividad antrópica (Figura 14) que afectan la infraestructura, tales como trazos de túneles de conducción, tramos de la carreteras y parcelas agrícolas. Los movimientos en masa reconocidos en la zona del Cerro Pucruchacra son los deslizamientos y los flujos de detritos, que asociados a lluvias intensas pueden provocar la reactivación de la ladera del Cerro Pucruchacra, Figura 15.



Figura 14 Agrietamientos paralelos a la orientación del canal de aducción que afectan al suelo areno limoso, sector el badén en la cota 3145 m.s.n.m.

2.3.1 Deslizamientos

Definen movimientos ladera abajo, de una masa de suelos o rocas que ocurren predominantemente a lo largo de una superficie de ruptura o zonas de intensa deformación cortante. Existen evidencias de escarpas de pequeños deslizamientos superficiales ocurridos en años anteriores en toda la ladera. Por ejemplo, en la parte baja de la ladera se observan trazos de 4 deslizamientos recientes en dirección Este (ver Figura 15) y cuyas características se describen a continuación:

El primer deslizamiento (D-1) se encuentra próximo a la Carretera Central (Figura 16); el segundo (D-2) en la zona de asentamiento de las viviendas (Figura 17 y 18) y caída de rocas cerca de la ladera (Figura 19); el tercero (D-3) se encuentra en la parte alta del portal de entrada del túnel (Figura 20) y el último (D-4), en la parte baja de las terrazas ubicada en el extremo derecho del canal de aducción en las inmediaciones del badén (Figura 21).

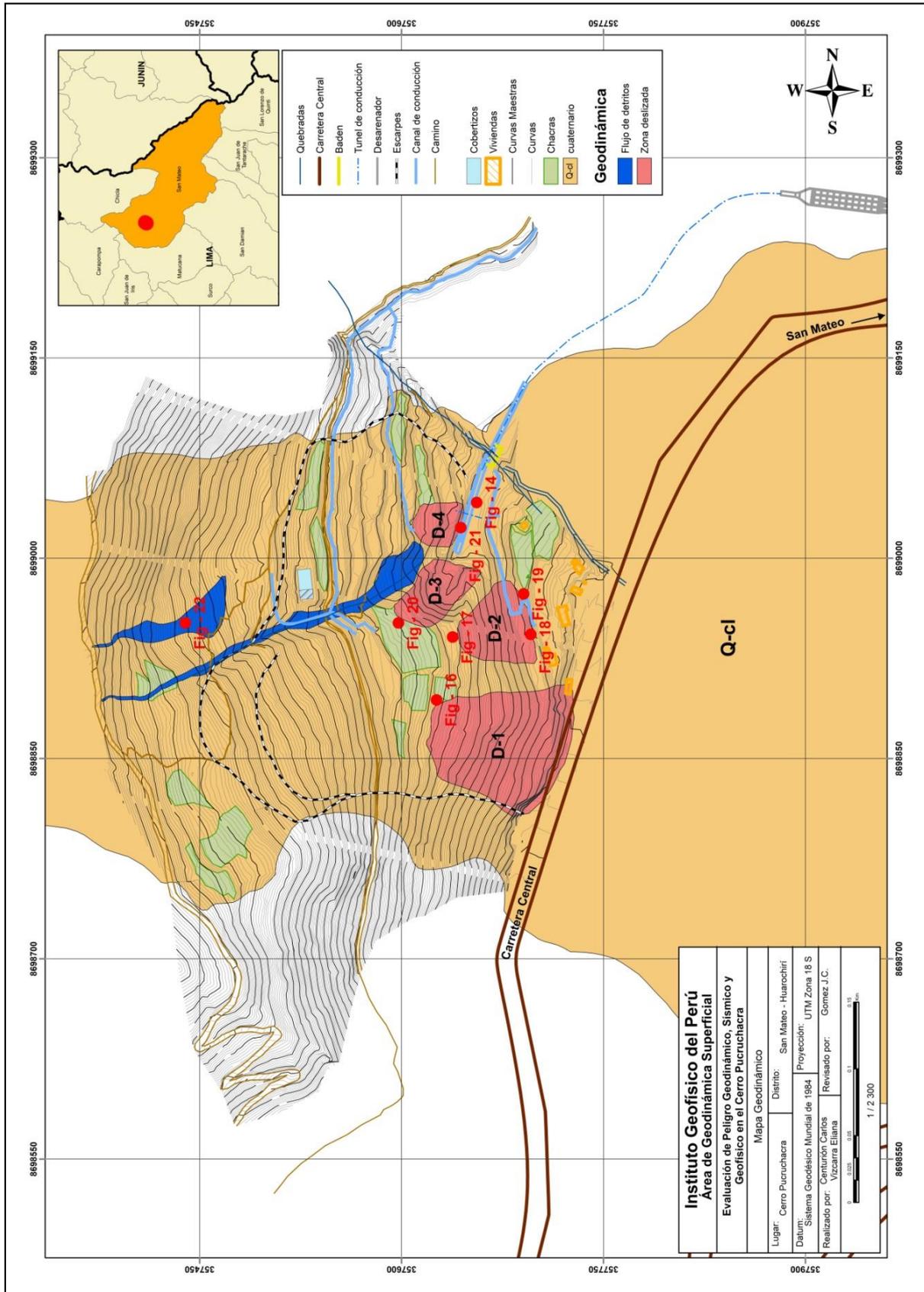


Figura 15 Mapa geodinámico para el Cerro Pucruchacra y distribución espacial de los cuatro deslizamientos activos en el Cerro Pucruchacra.



Figura 16 Vista desde la parte alta del deslizamiento (D-1) producido el 16 de agosto del 2011, que afecta desde el talud hasta la Carretera Central.



Figura 17 Vista del deslizamiento (D-2) ubicado en el extremo norte de la Quebrada Chahuatupe, donde se asientan viviendas contiguas a la Carretera Central.



Figura 18 Deslizamiento (D-2), mostrando la escarpa activa y la presencia de materiales inconsolidados.



Figura 19 Deslizamiento (D-2), mostrando el desprendimiento de rocas que afectan a las viviendas ubicadas en el extremo Norte de la quebrada Chahuatupe.



Figura 20 Deslizamiento (D-3) que afecta al canal de aducción, ubicado en la parte alta de la portada del túnel.



Figura 21 Deslizamiento (D-4) ocurrido en el extremo Norte del canal de aducción; lugar donde hicieron trabajos para la estabilización de la ladera.

2.3.2 Flujo de detritos

Estos eventos están asociados a las precipitaciones pluviales, como factor detonante para la reactivación de posibles flujos. En la ladera del cerro Pucruchacra se ha inventariado la existencia de dos flujos de detritos ocurridos en el pasado. En el futuro, fuertes precipitaciones podrían activar estos depósitos por presentar fragmentos de rocas y material inconsolidado, Figura 22.

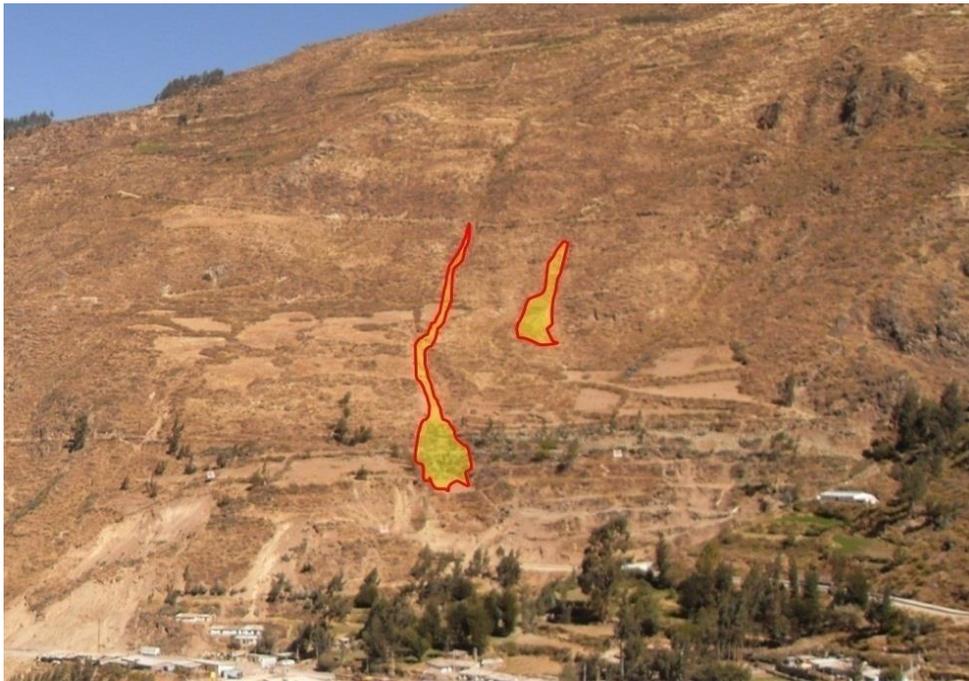


Figura 22 Depósitos de flujos de detritos que está constituido por materiales de origen proluvial.

2.4 GEOTÉCNIA

Para la zona de estudio, se dispone de los resultados del analisis geotecnico realizado por SVS INGENIEROS S.A.C. Esta informacion permitió diferenciar en la ladera del Cerro Pucruchacra la presencia de dos zonas geotécnicas con las siguientes características:

2.4.1 Zona geotécnica Norte

Presenta una superficie escalonada con numerosas parcelas agrícolas asentadas sobre suelos areno-arcillosos con grava y pendiente menor de 35°.

2.4.2 Zona geotécnica Sur

Presenta una pendiente uniforme mayor a 35°, y en este caso, no hay parcelas agrícolas, pero está conformada por suelos granulares de color beige como gravas y cantos rodados.

CAPÍTULO III

MÉTODO SÍSMICO MASW

En un registro sísmico multicanal se pueden diferenciar varios tipos de ondas como las corporales, superficiales no-planas y ruido ambiental. El análisis de los métodos geofísicos de ondas superficiales se basan en la propiedad de dispersión de ondas a fin de obtener perfiles de velocidades de ondas de cizalla. Por lo tanto, estos métodos consideran a las ondas superficiales como su fuente principal de información y todo el ruido presente en los registros estará conformado por ondas corporales. A continuación, se describe algunos conceptos básicos.

3.1 CONCEPTOS BÁSICOS DE LA TEORÍA DE ONDAS

La Figura 23 muestra de manera práctica los conceptos básicos de la teoría de ondas. La frecuencia f es el número de ciclos por unidad de tiempo, el período T es el tiempo por ciclo y la longitud de onda λ es la distancia más corta entre dos puntos en la onda que tienen características similares:

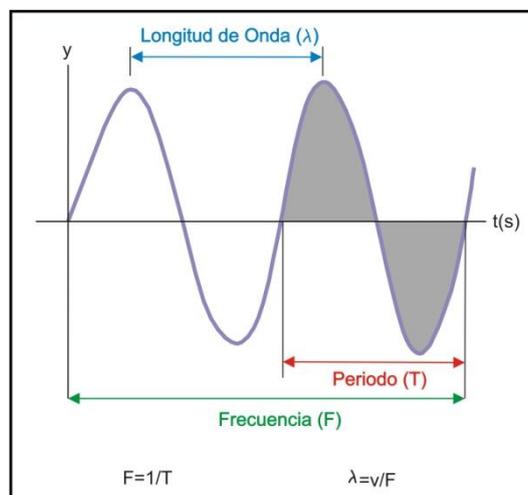


Figura 23 Esquemización de los conceptos básicos de la teoría de ondas.

3.1.1 Series de Tiempo y Transformada de Fourier

La transformación de Fourier consiste en una generalización que permite efectuar el análisis (descomposición) espectral de señales no periódicas de energía finita. El análisis de Fourier de las señales de este tipo (o series de tiempo) obliga a pensar en la frecuencia como una nueva variable continua.

3.1.2 Velocidad de Grupo y Velocidad de Fase

Velocidad de Grupo: Es la rapidez en la cual la superficie y energía de una onda viajan en una dirección dada radialmente hacia fuera, desde una fuente puntual en un medio homogéneo (Figura 24). Si el medio es atenuante, esta velocidad varía con la frecuencia; si es anisotrópico, varía con la dirección.

Velocidad de Fase: Es la rapidez en la cual un punto de una fase de ondulación constante viaja en dirección normal a la superficie de la onda en un medio homogéneo (Figura 24). En un medio anisotrópico, la velocidad de fase está sujeta a la dispersión angular; es decir, la rapidez varía con el ángulo. En un medio atenuante, la velocidad de fase está sujeta a la dispersión de la frecuencia; es decir, la rapidez varía con la frecuencia. (Winterstein, 1990).

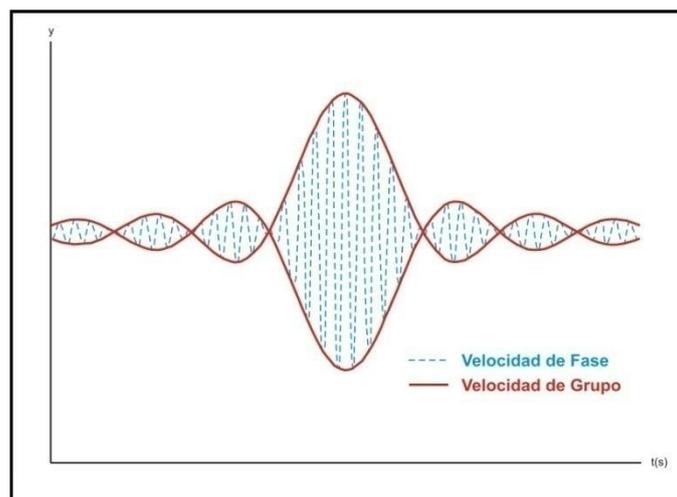


Figura 24 Velocidad de grupo y velocidad de fase.

3.2 ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son vibraciones que viajan en el subsuelo, originadas súbitamente por el fracturamiento del material rocoso en el interior de la Tierra. Dichas ondas están compuestas por energía que viaja en el interior de la Tierra y son registradas por diversos aparatos, como por ejemplo: los sismógrafos. Las ondas sísmicas se pueden dividir en dos categorías: las ondas corporales que viajan por el interior de la Tierra y las ondas superficiales que viajan por la superficie de la Tierra.

3.2.1 Ondas Sísmicas Corporales

Las ondas de cuerpo viajan a través del interior de la Tierra siguiendo caminos curvos debido al incremento de sus velocidades producido por la variedad de densidad y composición del interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo se clasifican en dos grupos: Ondas Primarias (P) y Secundarias (S).

Ondas P: También conocidas como ondas primarias o compresionales que se propagan a través de medios sólidos o fluidos. Estas ondas se mueven longitudinalmente, comprimiendo y dilatando la roca a través de la cual viajan, de manera similar al movimiento que realizan las ondas de sonido cuando se propagan a través del aire. La onda P es la que generalmente viaja a una velocidad 1.73 veces mayor que las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Velocidades típicas son 330m/s en el aire, 1450m/s en el agua y cerca de 5000m/s en el granito (Figura 25).



Figura 25 Movimiento longitudinal de las ondas P.

Ondas S: También conocidas como ondas de cizalla, son ondas transversales o de corte, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. En este

sentido es posible una separación o división de la onda S en sus dos modos o componentes: SV Y SH, que corresponden a un movimiento de la partícula en el plano vertical y horizontal respectivamente (Figura 26).

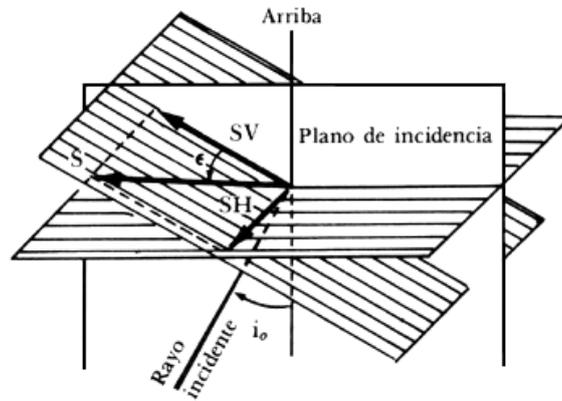


Figura 26 La onda S y sus componentes SV y SH.

Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad para cualquier material sólido es alrededor del 58% la velocidad de una onda P. Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la P y se siente más fuerte que ésta (Figura 27).



Figura 27 Movimiento transversal de las ondas S.

3.2.2 Ondas Sísmicas Superficiales

Son ondas que viajan por la superficie, por lo que su amplitud es máxima en esta y nula a mayores profundidades. Debido a su baja frecuencia provocan que las estructuras entren en resonancia con mayor facilidad que las ondas de cuerpo y son, por consiguiente, las ondas sísmicas más destructivas.

Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que estas. Presentan el fenómeno de dispersión, esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades, o visto de otra forma, para una distancia dada, las ondas de distinto periodo llegan a distinto tiempo. Se distinguen dos tipos: Rayleigh y Love.

Ondas Rayleigh: Son, denotadas usualmente por R, o LR y cuando son de periodo muy largo, se deben a la interacción entre las ondas P y las SV y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno se da en forma elíptica retrograda, según se muestra en la Figura 28. A profundidades mayores el movimiento se da en elipses más pequeñas cuya excentricidad cambia con la profundidad y a mayores profundidades, el movimiento se vuelve progresivo.

Rayleigh Wave

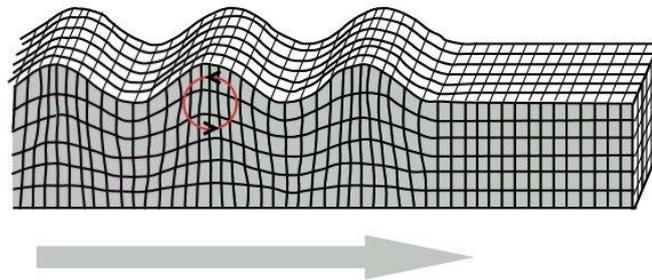


Figura 28 Movimiento elíptico retrogrado de las ondas Rayleigh en superficie.

La velocidad de las ondas Rayleigh V_R es menor que la velocidad de las ondas S (transversales), aproximadamente $V_R = 0,9194 * V_s$. Según Dobrin (1988), presentan velocidades de grupo (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s. La Figura 29 muestra varias curvas correspondientes a diversos modos de propagación de la onda Rayleigh, donde cada modo propio, modo fundamental o eigenmodo es una forma en la cual puede vibrar el suelo de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales. El modo cuya amplitud no cambia de signo con la profundidad (Figura 29a) es llamado modo fundamental, el que cambia una vez de signo (Figura 29b), se conoce como primer modo superior, el que cambia de signo dos veces (Figura 29c) segundo modo superior, etc.

En esta Figura 29 se observa que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes y solamente cerca de la superficie del suelo, por lo que las propiedades del material profundo casi no influyen en ellos. En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables en profundidades mayores, por lo que su velocidad depende de las profundidades del medio tanto cerca de la superficie como lejos de ella.

La velocidad del suelo aumenta usualmente con la profundidad, lo que explica que las componentes de más baja frecuencia son usualmente las más rápidas. Sin embargo, la velocidad de grupo no disminuye siempre al aumentar la frecuencia, pues la transmisión de energía requiere de interferencia constructiva de los modos. Otro efecto de la dependencia de los modos con respecto a la profundidad es que si la fuente sísmica ocurre a cierta profundidad, excitará más a aquellos modos cuyas amplitudes sean grandes y menos a aquellos cuyas amplitudes sean pequeñas (o, posiblemente, nulas) a dicha profundidad.

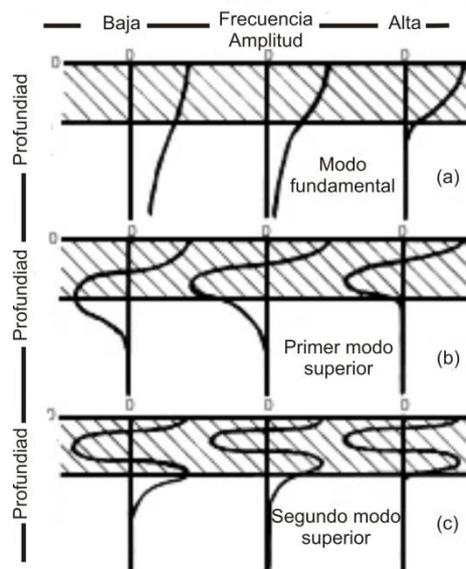


Figura 29 Amplitudes de los modos propios de vibración para el modo fundamental y los dos primeros modos superiores de una onda de Rayleigh.

Ondas Love: Son las denotadas como L, G o LQ si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas Rayleigh, pero se deben solamente a interferencias constructivas de ondas SH; por lo tanto no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren de al menos una capa en donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Su

propagación se manifiesta como desplazamientos horizontales transversales, por lo que su propagación debe ser paralela a la superficie y su amplitud debe disminuir con la profundidad (Figura 30).

Las ondas Love son polarizadas horizontalmente (como las SH) y por lo tanto, no se registran en los sensores con registro en la componente vertical. Aunque más lentas que las ondas internas, las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s y son más veloces que las ondas Rayleigh.

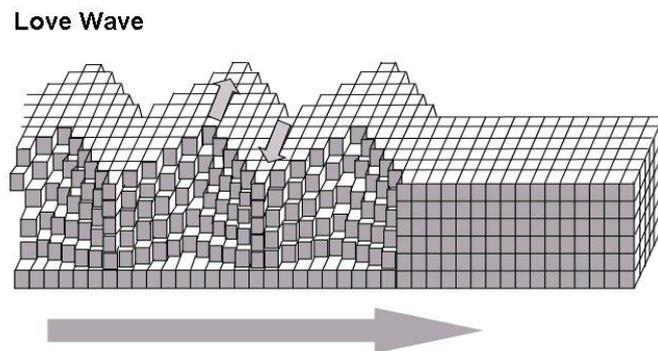


Figura 30 Movimiento transversal de las ondas Love.

3.2.2.1 Dispersión de las Ondas Superficiales

El fenómeno de dispersión se produce en medios heterogéneos e inelásticos. Tal y como se dijo antes, las ondas superficiales de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades de propagación en las diversas capas del subsuelo. La velocidad mencionada corresponde a la **velocidad de fase**; es decir, la velocidad a la cual viaja la fase de cualquier componente de frecuencia de las ondas. Esto indica la tasa a la que la onda se propaga y está dada por la siguiente relación:

$$C = \lambda/T = \lambda \cdot f \text{ o bien } C = \omega/k$$

Donde:

C es la velocidad de ondas de fase, λ es la longitud de onda dada por $\lambda = 1/k$ (distancia entre dos crestas, por ejemplo), T el periodo, f la frecuencia, k el número de onda y ω la frecuencia angular = $2\pi \cdot f$

El **número de onda k** es una propiedad de la onda inversamente relacionada con la longitud de onda λ . Es el concepto análogo espacial de la frecuencia, o sea, una medida del número de unidades repetidas de una onda que se propaga (el número de veces que la onda tiene la misma fase), por unidad de longitud.

La transformada de Fourier de datos en función del tiempo da el espectro de frecuencia. La transformada de Fourier aplicada a datos en función de la posición (x,y) permite obtener el espectro de número de onda.

Algunas relaciones importantes para k son: $k = 1/\lambda = f/C$

La **velocidad de grupo** es la velocidad con la que las variaciones de la forma de la amplitud de la onda se propagan en el espacio y esta dada por la siguiente relación:

$$V_g = dw/dk$$

Como la frecuencia angular es igual al producto del número de onda por la velocidad de fase, $w = kC$, (C es función de k), se obtiene:

$$V_g = C + k (dc/dk)$$

Si la velocidad de fase es constante, $V_g = C$.

En este contexto, resulta más sencillo representar matemáticamente y gráficamente el fenómeno de la dispersión para ondas Love. Considérese el modelo de una capa de espesor H sobre un espacio semi-infinito, teniéndose el semiespacio una velocidad de onda P igual a α , una velocidad de onda S igual a β , un módulo de cortante igual a μ y una densidad igual a ρ . La capa de espesor H por su parte tiene a α' , β' , μ' y ρ' como velocidad de onda P, velocidad de onda S, módulo cortante y densidad, respectivamente.

La ecuación que explica la dispersión de las ondas Love es:

$$\frac{\mu \sqrt{1 - \frac{C^2}{\beta^2}}}{\mu' \sqrt{\frac{C^2}{(\beta^1)^2} - 1}} = \tan \left[kH \sqrt{\frac{C^2}{(\beta^1)^2} - 1} \right]$$

Si se grafica esta ecuación, se obtiene la forma en que varían las curvas de dispersión en función del número de onda k vs. velocidad de fase C , tal y como lo muestra la figura 31a. En la figura se observa que C varía entre β y β' , siendo esta última una asíntota para valores de k altos.

El fenómeno de dispersión para ondas Rayleigh en una capa y un medio semi-infinito es más complejo debido a que el número de condiciones de contorno aumentan, tanto las de la superficie libre como las de la separación entre la capa y el medio. Sin embargo, si es posible obtener la dependencia entre la velocidad de fase C con la frecuencia o el número de onda, por lo que la curva de dispersión correspondiente resulta ser semejante a la de las ondas Love, variando solamente la velocidad límite inferior a $C_{R'}$ para el modo fundamental (Figura 31b).

El caso de varias capas vuelve mucho más complejo el problema. Sin embargo, se muestran en las Figuras 32a y 32b unos esquemas para ambos tipos de ondas superficiales para distintos modos, de acuerdo con el tipo de estructura. Corresponden al primer modo de ondas Love y Rayleigh, para velocidades de fase C y de grupo V_g en función del periodo T .

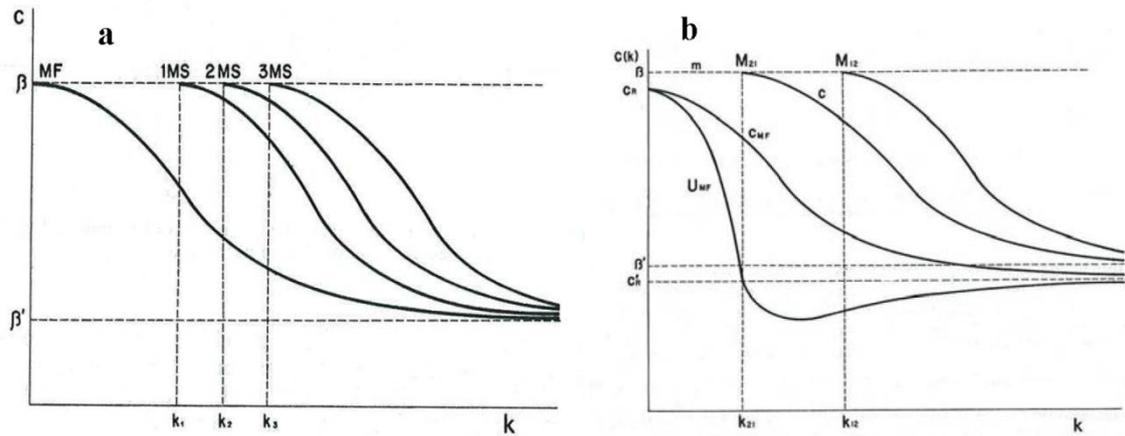


Figura 31 Curvas de dispersión para velocidades de fase en función del número de onda, para ondas Love (a) y para ondas Rayleigh (b). Tomada de Udías y Mezcua (1986). Se muestra el modo fundamental y tres modos superiores.

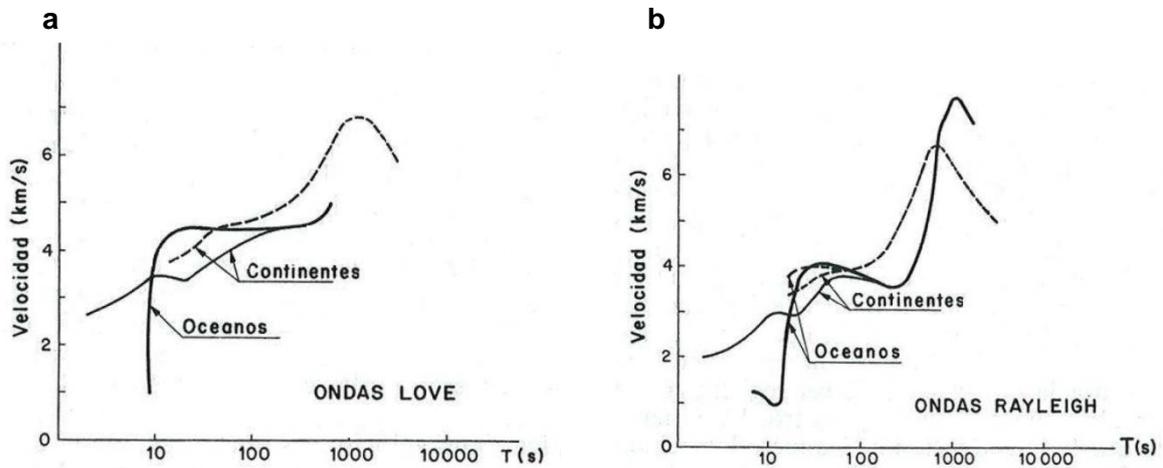


Figura 32 Esquema de curvas de dispersión para velocidades de grupo (línea sólida) y de fase (línea punteada) en función del periodo, para (a) ondas Love y (b) para ondas Rayleigh. Tomada de Udías y Mezcua (1986). Todas corresponden al modo fundamental.

3.2.2.2 Métodos de Ondas Sísmicas Superficiales

Los métodos de ondas superficiales pueden ser clasificados de acuerdo al tipo de fuente como activos, pasivos o combinación de ambos.

a Métodos Pasivos

Son métodos geofísicos basados en el análisis de los microtremores (ver punto 4.3). El objetivo de los métodos de sismica pasiva es evaluar, de forma indirecta y no destructiva, la consistencia del

terreno, registrando microtemores. Para ello se utiliza un arreglo instrumental bidimensional sobre la superficie o un sólo instrumento de registro; puede registrarse sólo la componente vertical (Z) o las tres componentes de movimiento (X-Y-Z) del suelo. El análisis de estos datos se puede realizar con métodos de dispersión de ondas superficiales o por medio de las características sísmicas de las capas más superficiales como son: la frecuencia fundamental y su amplificación (Flores et al, 2004). Algunas técnicas son:

- Nakamura (H/V)
- Frecuencia vs. número de onda (F-K)
- Auto-correlación Espacial (SPAC)

b Métodos Activos

Registran ondas superficiales tipo Rayleigh inducidas por una fuente impulsiva o por una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico. Para estos métodos, los sensores de registro vertical son ubicados en la superficie en línea con la fuente, y la velocidad de fase se calcula a partir del análisis espectral y ambos, son útiles para explorar las características del suelo hasta profundidades de 30m aproximadamente. Para lograr caracterizar profundidades mayores se necesita de una fuente con mayor alcance. Los principales métodos activos son:

- Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW)
- Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW)

c Métodos Híbridos

Resultan de la combinación entre los métodos activos y los pasivos, siendo el más representativo:

- Refracción de Microtemores (ReMi)

3.3 MICROTREMORES

Los microtremores, también llamado ruido ambiental, microtrepidaciones, microtemblores, oscilaciones omnipresentes y ruido de fondo, son vibraciones aleatorias inducidas en las masas del suelo y rocas por fuentes naturales y artificiales. Este tipo de información es principalmente utilizada para el estudio de las propiedades y formas de las capas superficiales por encima del basamento.

3.3.1 Origen y Características de los Microtremores

Los microtremores o ruido ambiental se han venido estudiando desde el siglo pasado para la caracterización de suelos y estructuras. Omori (1909) fue el pionero en realizar estos estudios empleando un péndulo inclinado y concluyó que existían vibraciones naturales en el suelo que no correspondían a las sísmicas o a las pulsaciones oscilatorias. En los años cincuenta aparecieron diversas metodologías lideradas por los japoneses sobre el origen y utilización de los microtremores para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo.

La primera metodología de análisis fue propuesta por Kanai (1954) y posteriormente Aki (1957) y Kagami (1982) entre otros, realizaron diversas investigaciones para explicar la naturaleza de los microtremores, aperturando el desarrollo y la mejora en las metodologías para su uso. Es por ello que en los últimos años, el uso de los microtremores se ha incrementado considerablemente para los estudios geotécnicos, efectos de sitio y para la estimación de los modelos de velocidad, siendo estos de bajo costo y de sencilla de operación.

En la actualidad se conocen, muchos métodos de análisis y registro de los microtremores y entre los más utilizados están: El método de Nakamura (1989), también conocido como H/V (cociente espectral); el método de auto-correlación espacial, propuesto por Aki (1957) y conocido por sus siglas en inglés como SPAC (basado en la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes las cuales promediadas espacialmente tiene la forma de la función Bessel de orden cero); el método espectral F-K propuesta por Capon (1969) que utiliza la frecuencia y número de onda, y es utilizado específicamente para determinar el modelo de velocidad y a diferencia de

otros, requiere de mayor número de instrumentos.

El primero de los métodos es ampliamente utilizado para la determinación del periodo predominante y la caracterización de efectos de sitio y los dos últimos, para la determinación de modelos de velocidad para las capas superficiales por encima del basamento rocoso.

3.3.2 Clasificación de los Microtremores

Los microtremores, según su origen, se clasifican en vibraciones de origen natural y artificial.

- **Vibraciones de Origen Natural ó Microsismos:** Son oscilaciones inducidas por fuentes naturales internas y externas como las olas oceánicas, tormentas, vientos, presión atmosférica, lluvias, geysers, actividad volcánica, etc. Los microsismos se caracterizan principalmente por su inestabilidad debido al tipo de fuente que los genera y son afectadas principalmente por las condiciones climáticas, llegando a presentar algunas amplitudes y periodos que varían entre 2 a 3 o más segundos (microtremores de periodo largo). Este tipo de vibraciones está compuesto principalmente por ondas superficiales tipo Rayleigh (Figura 44).

- **Vibraciones de Origen Artificial ó Microtremores:** Este tipo de vibraciones son generadas principalmente por fuentes artificiales internas y externas, como producto de la actividad humana, como el tráfico vehicular, el paso de peatones, maquinaria industrial, explosiones, etc. La característica principal de los microtremores es su estabilidad, debido a que presenta periodos entre 0.1 y 1.0 segundos (microtremores de periodo corto) y están compuestos principalmente por ondas superficiales (Figura 33).

En general, a las vibraciones de tipo natural y/o artificial que están presentes en las capas superficiales se les conoce como microtremores.

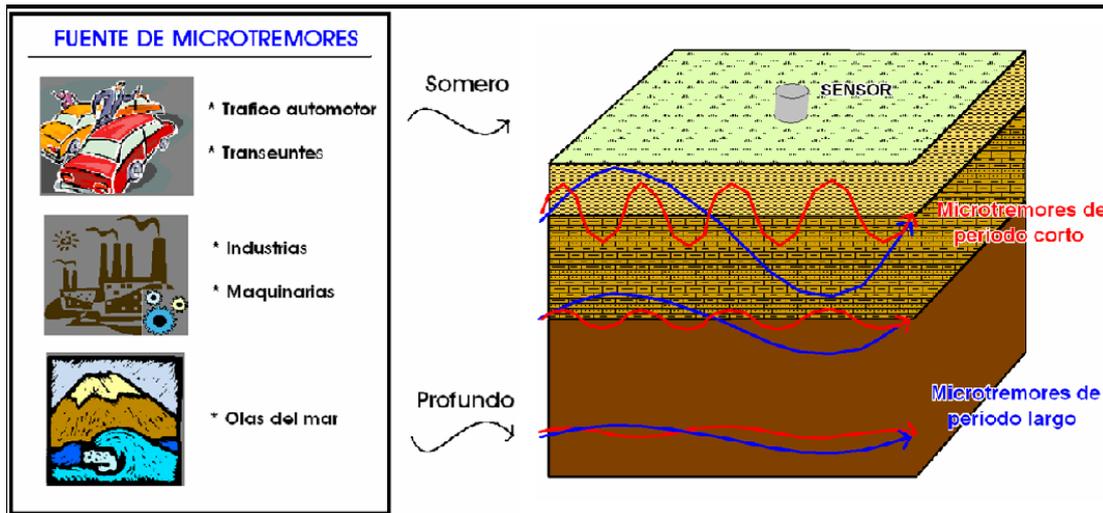


Figura 33 Fuente y clasificación de los microtremores o vibraciones ambientales.

Como se mencionó anteriormente, las fuentes de vibraciones pueden ser tanto de origen natural como artificial. Éstas a su vez, corresponden a diferentes rangos de frecuencias que, en general, pueden ser de dos tipos (Bard, 2004):

- **Bajas frecuencias (menores a 1 Hz)**, cuya fuente es principalmente de tipo natural, siendo las ondas oceánicas las más representativas, emitiendo su energía máxima alrededor de 0.2 Hz. Frecuencias inferiores a 0.1 Hz son asociadas a fuerzas atmosféricas; sin embargo, este rango es de poco interés en ingeniería sísmica.

- **Altas frecuencias (mayores a 1 Hz)**, cuyo origen es primordialmente producto de la actividad humana, como por ejemplo: fábricas, tráfico vehicular, maquinarias, peatones, etc. La fuente es mayormente de tipo superficial, además es importante resaltar que muestran gran variabilidad entre el día y la noche, y entre la semana y los fines de semana.

Las fuentes que generan bajas frecuencias usualmente son distantes y la energía, en este caso, viaja en forma de las ondas superficiales, las cuales localmente pueden interactuar con las estructuras presentes en un lugar. Sus grandes longitudes de onda penetran a grandes profundidades, trayendo como resultado la presencia de campos de ondas más complejos representados por las heterogeneidades en el subsuelo.

Las ondas de superficie, que pueden actuar como punto de difracción, pueden generar incluso ondas corporales y las frecuencias de mayor valor generalmente corresponden a fuentes mucho más cercanas, principalmente localizadas cerca de la superficie.

La Tabla 2 muestra la diferenciación entre estos dos tipos de vibraciones ambientales y que representa el consenso al que llegó el grupo del proyecto SESAME (Site effects using ambient excitations), quienes se han dedicado durante varios años al estudio y utilización de este tipo de datos.

Tabla 2 Diferenciación de las vibraciones ambientales según Bard et al. (2004).

Origen	Natural	Humano
Nombre	Microsismos	Microtremores (microtemblores)
Frecuencia que predomina en la vibración (aprox.)	0.1 Hz a 1 Hz (baja frecuencia)	1 Hz a 10 Hz (alta frecuencia)
Fuente	Oceánico y condiciones atmosféricas (frecuencia muy baja)	Tráfico, industria
Onda incidente	Ondas superficiales (fuentes lejanas)	Ondas superficiales + ondas internas (fuente cercana)
Variación en amplitud	Relacionada con ondas oceánicas	Día/noche, semana/fin de semana
Rayleigh/Love	Predominante Rayleigh	Amplitud comparable, Love con un poco más de energía
Modo fundamental/modos superiores	Principalmente fundamental	Posibilidad de modos más altos en frecuencias altas (al menos en el caso de dos capas)

3.3.3 Método de Nakamura (H/V)

La metodología de Nakamura (1989) está basada en la suposición que el cociente espectral entre las componente horizontal y vertical del registro de microtrepidaciones es una aproximación de la función de transferencia de los suelos. Para llegar a esto, Nakamura se basó a su vez en las siguientes suposiciones:

1. Las microtrepidaciones se propagan principalmente como trenes de ondas superficiales del tipo Rayleigh.

2. El efecto de las ondas superficiales es igual para las componentes horizontales y verticales en superficie.
3. El ruido artificial se propaga principalmente como ondas superficiales.
4. Las componentes vertical y horizontal de las microtrepidaciones, en su origen, se consideran similares.
5. Estas microtrepidaciones son amplificadas por las capas superficiales blandas de suelo acumuladas sobre un subestrato duro.
6. Se puede considerar que la componente horizontal de las microtrepidaciones es amplificada por la multireflexión de la onda S y la componente vertical por multireflexión de la onda P.
7. La componente vertical de las microtrepidaciones no es amplificada por las capas horizontales.

La metodología propuesta buscó básicamente eliminar el efecto de las ondas superficiales para describir la función de transferencia en función de las ondas internas (Figura 34).

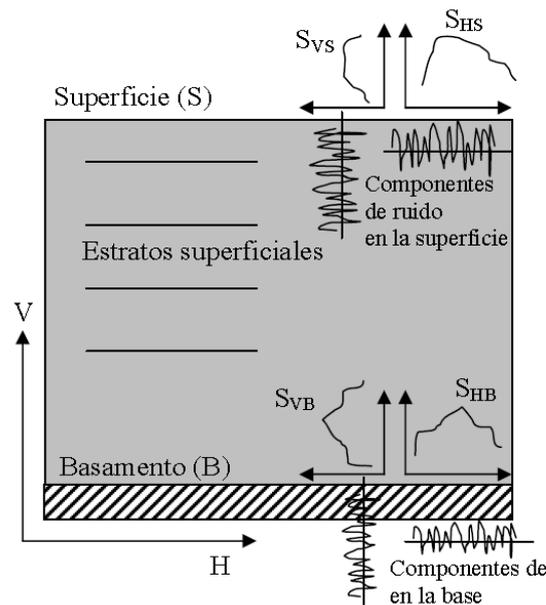


Figura 34 Esquema a partir del cual se deduce el método de Nakamura.

Usualmente la función de transferencia S_T , de las capas superficiales ha sido definida como la relación entre el espectro horizontal de las microtrepidaciones en superficie S_{HS} y en el subestrato S_{HB} :

$$S_T = S_{HS}/S_{HB}$$

Como S_{HS} es afectada por las ondas superficiales, y como las ondas de las microtrepidaciones se propagan principalmente como ondas superficiales del tipo Rayleigh, S_{HS} podría estar afectado por este tipo de ondas. De tal manera que el efecto de las ondas superficiales debería ser incluido en la componente vertical de las microtrepidaciones en superficie pero no en la componente vertical en basamento. Asumiendo que la componente vertical de las microtrepidaciones no es amplificada por las capas superficiales, se puede definir el efecto de las ondas superficiales (E_s) en esta componente del siguiente modo:

$$E_s = S_{VS}/S_{VB}$$

De modo que si no hay ondas superficiales $E_s = 1$ y, será más grande, si el efecto de las ondas superficiales "R" se incrementa.

Asumiendo que el efecto de las ondas R es igual para las tres componentes (horizontales y vertical) en basamento, entonces S_{TT} es igual a S_T/E_s , obteniendo que:

$$S_{TT} = S_T/E_s = R_s/R_B$$

Donde $R_s = S_{HS}/S_{VS}$ y $R_B = S_{HB}/S_{VB}$

R_s y R_B fueron obtenidos al dividir los espectros horizontales entre los verticales en superficie (R_s) y basamento (R_B). Según mediciones realizadas por Nakamura en basamento, la relación R_B es aproximadamente 1 para un amplio rango de frecuencias en sitios donde existe un sustrato firme; es decir, si la propagación es aproximadamente igual en todas las direcciones, se puede concluir que:

$$S_{TT} \cong R_s = S_{HS}/S_{VS}$$

Esto significa que la función de transferencia de capas superficiales puede ser estimada solamente con las microtrepidaciones en superficie. **En otras palabras, la componente vertical del movimiento de microtrepidaciones mantiene las características de la componente horizontal en basamento.**

R_B debe estar libre del efecto de ondas superficiales y tener características relativas al sitio, por lo que una estimación más confiable de la relación S_{TT} se produciría al multiplicarla por $1/R_B$ como término de compensación, si existe información de las microtrepidaciones en basamento.

3.3.3.1 Ventajas y Desventajas del Método

En la última década se ha visto un florecimiento enorme de estudios realizados con microtremores y con la aplicación del método de Nakamura. A continuación se presentan algunas de las ventajas que proporciona el método (H / V):

- El método de los microtremores es pasiva y no invasiva, ya que utiliza sólo las vibraciones del ambiente.
- El método es muy económico y puede proporcionar información valiosa sobre la rigidez y el espesor de las capas superficiales.
- Los microtremores pueden ser medidos en cualquier momento, por tanto no es innecesario esperar la ocurrencia de un evento sísmico para obtener información para el estudio de capas superficiales.
- La medida es simple y rápida (15-30 minutos de registro son generalmente suficiente), pudiendo realizarse en cualquier lugar. De ahí que sea válida su aplicación en áreas urbanas en donde las mediciones geotécnicas son difíciles de realizar.
- Esta técnica se puede aplicar de manera sistemática para obtener información de forma rápida y semi-cualitativa o semi-cuantitativamente en un sitio determinado (que puede ser usado por ejemplo para determinar la categoría de sitios).
- También se puede utilizar en grandes áreas para encontrar la frecuencia fundamental f_0 , y así guiar la microzonificación sísmica.

Algunas de las desventajas son:

- El uso de los microtremores requiere de consideraciones adicionales para aplicar el método a estructuras subterráneas irregulares.
- Diversos autores proponen que el método H/V presenta vacíos teóricos ya que no aclara que componente horizontal considera para

calcular el cociente espectral, lo que explica el hecho que en ciertos casos el método funciona y en otros no.

- No siempre se observa una frecuencia predominante f_0 , lo cual no quiere decir que no hay amplificación de suelo.

3.4 MÉTODO DE ANALISIS MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES (MASW)

Esta técnica propuesta por Park et al. (1997), del Instituto Geológico de Kansas (KGS), se desarrolló con el fin de corregir los problemas del método SASW (Análisis Espectral de Ondas Superficiales) e introducir un control de calidad más eficiente en la adquisición y el procesamiento de datos.

El método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW), es un método sísmico no destructivo que analiza las propiedades de dispersión de las ondas sísmicas superficiales (modos fundamentales de ondas Rayleigh), las cuales se propagan horizontalmente a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores; proporcionando velocidades de ondas de corte (V_s) y espesores de capas, así como también los módulos elásticos lineales (estrechamente relacionado con el modulo de Young) de los materiales del subsuelo el cual es un indicador directo de la resistencia del terreno (rigidez), comúnmente utilizado para conocer la capacidad de carga.

Con la grabación multicanal se hace la discriminación de las ondas superficiales con respecto a las de ondas internas (directas, refractadas, reflectadas y aéreas) por tiempos de llegada, utilizando técnicas de procesamiento que aumentan la precisión del análisis. De esta manera, se pueden identificar y eliminar modos no fundamentales de las ondas superficiales tipo Rayleigh y otros ruidos coherentes, lo cual añade precisión a los resultados obtenidos.

Dependiendo del tipo de fuente utilizada el procesamiento difiere. Utilizando Vibroseis (MASWV), el procesamiento se enfoca en el dominio del tiempo y utilizando una fuente impulsiva (MASWI) se enfoca en el dominio de la frecuencia.

Al usar Vibroseis se obtienen datos de ondas superficiales con un patrón de dispersión distintivo (Park et al., 1997). Las velocidades de fase se calculan utilizando el método de correlación de amplitudes apiladas con barrido o CCSAS (Cross-Correlation of

Stacked Amplitudes with Sweep). El procesamiento usado en la técnica MASWI es similar al utilizado en el método SASW, pero en este caso se calcula la velocidad de fase en vez de la diferencia de fase, lo cual evita los errores que pueden ocurrir por el fenómeno envolvente (Park et al., 1997).

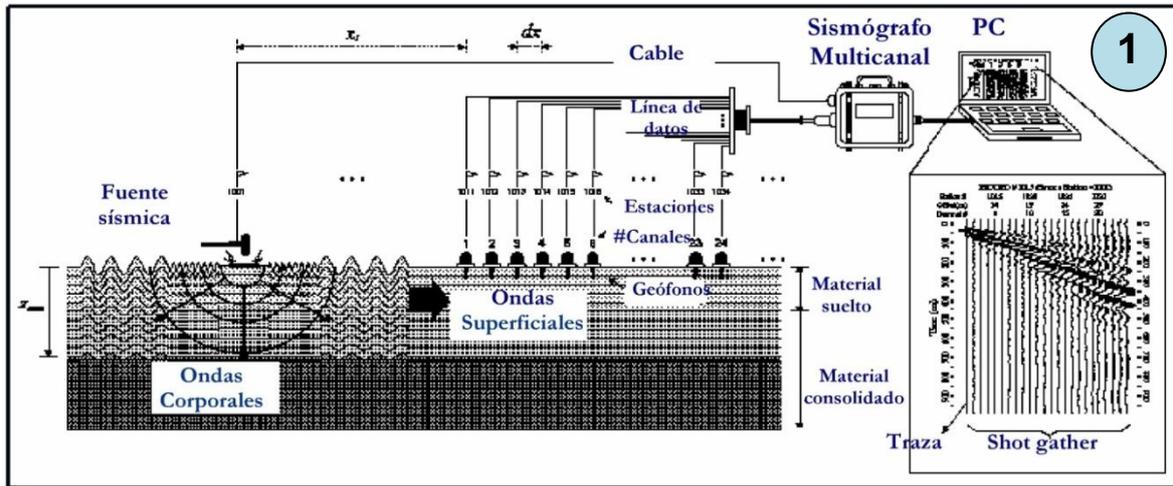
Esta técnica es capaz de cubrir el rango de profundidades investigadas sin necesidad de cambiar la configuración de los receptores por lo que su aplicación es más rápida, simple y efectiva. Si se utiliza la fuente impulsiva, el método es más económico y rápido pero no es posible controlar el contenido espectral de las ondas por lo que se limita la profundidad de estudio y la resolución.

Los registros simultáneos de 12 o más receptores en distancias cortas (1 a 2 m) y largas (50 a 100 m), y la generación de ondas usando una fuente impulsiva (martillo) o vibratoria, proporcionan una redundancia estadística para medir velocidades de fase. La configuración de campo básica y la rutina de adquisición generalmente es la misma que se usa en los estudios convencionales de CMP (Punto Medio Común) con reflexiones de ondas corporales. Algunas medidas empíricas del MASW son inconsistentes con la optimización de las reflexiones (Park et al., 1999). Este método se basa en la propiedad de dispersión de las ondas superficiales que permite obtener como resultado perfiles de velocidad de ondas de corte (V_s) con lo que se puede analizar los siguientes aspectos:

- Evaluación del riesgo sísmico de un área
- Análisis de licuación
- Control de compactación de suelos
- Mapeo del subsuelo
- Estimación de los parámetros dinámicos de los materiales
- Espesor de pavimentos, entre otros

El método MASW se compone de tres etapas básicas (Figura 35):

- 1 Adquisición de Datos.
- 2 Análisis de Dispersión.
- 3 Inversión.



Adquisición de datos del Método MASW

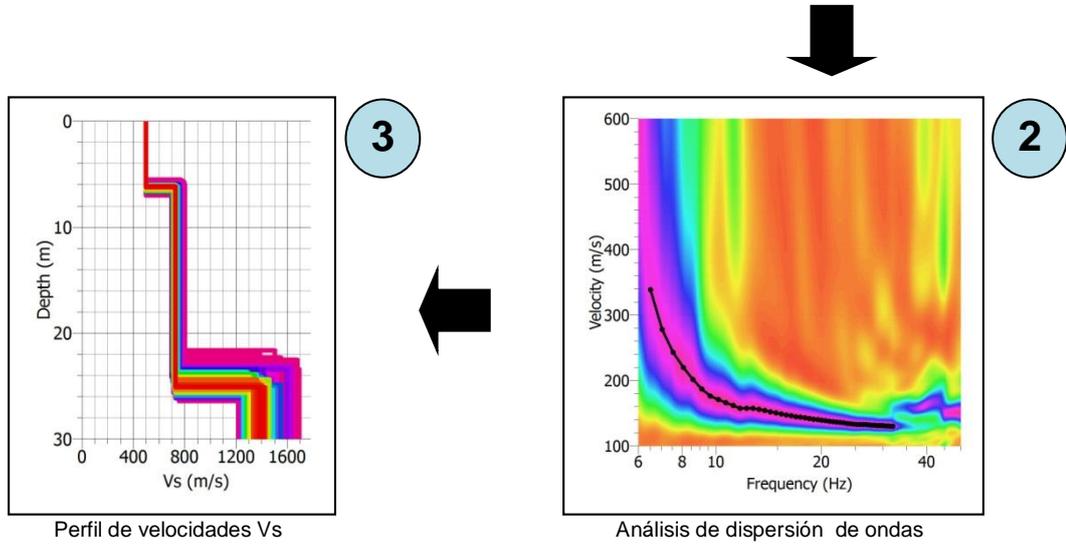


Figura 35 Procedimiento para el método MASW.

3.4.1 Adquisición de Datos

3.4.1.1 Muestreo Espacial

- Longitud del arreglo

La longitud del arreglo afecta la resolución del número de onda Δk y por lo tanto la posibilidad de la separación modal. El efecto de ventanas produce pérdidas en el espectro $f-k$, debido a la presencia de un lóbulo principal en la ventana espacial del espectro, y crea rizaduras que frecuentemente impiden la identificación de los modos superiores (Socco y Strobbia, 2004).

Otro aspecto que se debe considerar en relación a la longitud de la ventana espacial, es la máxima longitud de onda observable. Teóricamente, ningún límite superior en la longitud de onda se impone para la longitud del arreglo. Se pueden observar longitudes más largas que el arreglo, y la máxima depende principalmente en el comportamiento global del sitio y en el contenido de frecuencia de la propagación de la señal. Sin embargo, se prefieren los arreglos largos debido a que mejoran la separación modal y debido a que, cuando se tratan el número de canales, ellos reducen las incertidumbres en los datos. Por otro lado, los arreglos cortos son menos sensibles a las variaciones laterales, producen una mejor relación S/N (señal/ruido), se afectan menos por la atenuación de las altas frecuencias y, dado el número de canales, producen menos efecto de Nyquist espacial severo. (Socco y Strobbia, 2004).

- Espaciamiento de receptores

La transformada $f-k$ de una señal $t-x$ es simétrica con $A(f,k)=A(-f,-k)$. Por el teorema de muestreo de Nyquist, el número de onda máximo que se puede identificar, depende de la tasa de muestreo espacial (el espaciamiento del receptor es ΔX) (Socco y Strobbia, 2004):

$$k_{Nyq}=(1/2) (2\pi/\Delta X)= \pi/\Delta X$$

Toda la energía asociada con $k^* > k_{Nyq}$ estará en efecto de Nyquist en k^*-2k_{Nyq} . En configuraciones terminadas, toda la energía coherente viaja en la dirección positiva y está asociada con números de onda positivos. En el cuadrante negativo del espectro, están presentes el ruido y los eventos con efecto de Nyquist y, entonces, es posible recuperar la información con efecto de Nyquist con un desenvolvimiento horizontal de $2k_{Nyq}$. La longitud mínima detectable es entonces $\lambda_{min}= \Delta X$. (Socco y Strobbia, 2004).

- Número de receptores

El número de receptores, obviamente relacionado a la longitud del

arreglo y espaciamiento del receptor, afecta la propagación de las incertidumbres sobre la data. La incertidumbre en el número de onda estimado (y por lo tanto en la velocidad de fase), depende de la incertidumbre en la fase de cada componente de frecuencia, pero también en el número y posición de los receptores. Para evaluar la propagación de incertidumbre en las fases de las trazas sobre el estimado final de la velocidad, la Matriz de Covarianza Unitaria (UCM) puede usarse aplicando un algoritmo. La UCM permite que la varianza del número de onda estimado se exprese como función de la longitud del arreglo total y del número de receptores para un valor dado de incertidumbre de fase. Para una cierta longitud del arreglo, el aumento del número de receptores reduce la amplificación de la incertidumbre (Socco y Strobba, 2004).

- Fuente

La profundidad máxima de investigación ($Z_{\text{máx}}$) será determinado por la longitud de onda más larga ($L_{\text{máx}}$) utilizada para el análisis ($Z_{\text{máx}} \approx 0,5 L_{\text{máx}}$). Esta onda se rige por el impacto de energía sísmica proveniente de la fuente, y puede ser controlada, como por ejemplo, el generado por el golpe de un martillo. Fuentes más sofisticadas pueden suministrar más potencia de impacto en tierra (por ejemplo, una caída de peso) y ello puede ser una ventaja sobre el martillo debido a su potencial para generar frecuencias más bajas (longitudes de onda más largas) para ondas de superficie.

- Offset de la Fuente

Para considerar un óptimo offset de la fuente, tienen que ser considerados dos aspectos principales: en pequeñas distancias, los efectos de campo cercano contaminan la señal en bajas frecuencias; mientras que, la atenuación reduce la relación S/N de las trazas a grandes distancias, especialmente en la banda de altas frecuencias. Estos dos fenómenos son fuertemente dependientes del sitio y de las condiciones experimentales, y en general, no pueden ser predichas para determinar la mejor separación fuente-offset. (Socco y Strobba,

2004).

Offset cercano: Debido a los efectos indeseados de campo cercano, las ondas superficiales de tipo Rayleigh pueden ser tratadas solamente como ondas planas que viajan horizontalmente, una vez que se han propagado una cierta distancia (offset X_1) desde la fuente puntual. La propagación de onda plana de las ondas superficiales no ocurre en la mayoría de los casos hasta que el offset cercano (X_1) sea mayor que la mitad de la longitud de onda máxima deseada (λ_{\max}) (Park et al., 1999):

$$X_1 \geq 0.5 \lambda_{\max}$$

En un registro multicanal mostrado en un formato de frecuencia de barrido, los efectos de campo cercano se manifiestan como una falta en la coherencia lineal en las fases a bajas frecuencias (Park et al., 1999). Diferentes investigadores han reportado varias tasas óptimas entre X_1 y λ_{\max} . El axioma que normalmente se acepta es que la profundidad de penetración (Z_λ) de las ondas superficiales es aproximadamente igual a su longitud de onda (λ), mientras que la máxima profundidad (Z_{\max}) para la cual se puede calcular V_s , es casi la mitad de la longitud de onda más larga medida (λ_{\max}). Por lo tanto, una buena regla experimental para seleccionar las distancias offset cercano es (Park et al., 1999):

$$X_1 \geq Z_{\max}$$

Offset lejano: Como toda energía acústica que viaja en la tierra, las componentes de las ondas superficiales de altas frecuencias (cortas longitudes de onda) se atenúan muy rápido con la distancia desde la fuente. La contaminación por ondas corporales debido a la atenuación de las altas frecuencias de las ondas superficiales en offsets largos, se refiere al efecto de offset lejano. Los efectos de offsets lejanos se manifiestan como un decrecimiento en la pendiente de las ondas superficiales (velocidad de fase aparente incrementada) o como una reducción en la coherencia lineal de una banda de llegadas, debido a la interferencia entre las ondas superficiales de baja velocidad y las ondas corporales de grandes velocidades. Este efecto limita la

frecuencia más alta (f_{\max}) en la cual se puede medir la velocidad de fase (Park et al., 1999). Cuando se crea el modelo de capas inicial de acuerdo al criterio de la mitad de la longitud de onda, f_{\max} usualmente designa el espesor superior representado para una velocidad de fase particular medida (Park et al., 1999):

$$H_1 \geq 0.5\lambda_{\min} = 0.5C_{\min}/f_{\max}$$

donde C_{\min} y λ_{\min} son las velocidades de fase y longitudes de onda respectivamente, correspondiente a un particular f_{\max} . Para evitar el efecto de Nyquist espacial, el espaciamiento del receptor (dx) no puede ser más pequeño que la mitad de la longitud de onda más pequeña medida.

- Registro de la frecuencia de barrido

Se puede obtener el registro de frecuencia de barrido, de manera directa (el registro de campo no correlacionado de un Vibroseis) o indirecta (el registro impulsivo pasado por una función de distancia), y para ello es necesario considerar tres parámetros cuando se prepara un registro de frecuencia de barrido: la frecuencia más baja grabada (f_1), la frecuencia más alta grabada (f_2), y la longitud (T) del gráfico frecuencia-tiempo. Se sugiere que la frecuencia más baja (f_1) analizada, determine la máxima profundidad de investigación z_{\max} , tal que:

$$z_{\max} = C_1/(2f_1)$$

donde C_1 es la velocidad de fase para la frecuencia f_1 . La frecuencia más baja grabada está limitada usualmente por la frecuencia natural del geófono y por la configuración del tipo de fuente (Park et al., 1999).

La frecuencia más alta que se analiza (f_2), debería inicialmente escogerse mayor de lo necesario (varias veces mayor que la frecuencia aparente de las ondas superficiales) y bajarse al valor óptimo después del análisis de ruido (Park et al., 1999).

La longitud (T) del registro de la frecuencia de barrido debería ser lo suficientemente larga como para permitir el examen detallado de los cambios en la frecuencia de las ondas superficiales. Cuando f_1 y f_2 ya están seleccionados, es suficiente un T no mayor de 10s (Park et al., 1999).

- Función de “stretch”

Un registro impulsivo $r(t)$ obtenido usando una fuente, tal como un martillo o el descenso de peso, se puede transformar en un registro de frecuencia de barrido $r_s(t)$, convolviendo $r(t)$ con una función de “stretch” $s(t)$:

$$r_s(t) = r(t) * s(t)$$

La función de stretch $s(t)$ es una función senosoidal, cuya frecuencia cambia en función del tiempo (Park et al., 1999).

3.4.1.2 Muestreo Temporal

Los parámetros de muestreo temporal tienen un efecto menor con respecto al muestreo espacial. La tasa de muestreo se escoge dependiendo de la frecuencia más grande que será adquirida de acuerdo al teorema de muestreo de Nyquist. La ventana del tiempo tiene que ser lo suficientemente larga para grabar la onda superficial completa en todas las trazas: con arreglos grandes (más de 100 m) en sitios de baja velocidad, pueden ser requeridos varios segundos (Park et al., 1999).

3.4.2 Análisis de Dispersión

La generación de la curva de dispersión es uno de los pasos más críticos para obtener el perfil de velocidad de ondas de corte. Es importante señalar que la forma de la curva de dispersión es el cambio de velocidad de propagación de las ondas superficiales en función de la longitud de onda (λ) o de la frecuencia (f). Esta relación se puede establecer calculando la velocidad de fase a partir

de la pendiente lineal de cada componente de registro de frecuencia de barrido. La precisión de una curva de dispersión se puede aumentar haciendo el análisis y remoción del ruido sobre los datos registrados (Park et al., 1999).

Este fenómeno solamente se manifiesta cuando el medio no es homogéneo en términos de la distribución de los valores de V_s según la vertical y está fuertemente relacionada con la variación de la rigidez con la profundidad (Figura 36). Usualmente se hace una distinción entre el sistema de capas para los cuales la rigidez se incrementa con la profundidad y otra en la que existe la presencia de un endurecimiento de las capas más suaves. En el primer caso es como se indica normalmente en el perfil dispersivo, y el último como la inversa del perfil dispersivo.

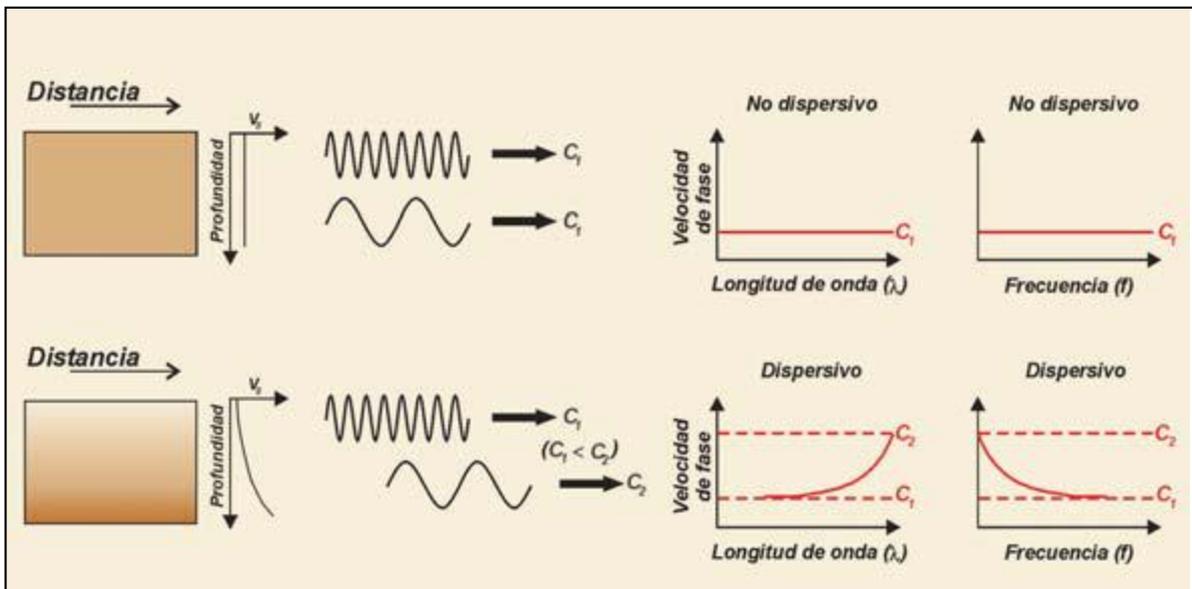


Figura 36 Dispersión en la transmisión de ondas Rayleigh.

3.4.3 Algoritmo de Inversión de las Curvas de Dispersión

Una vez obtenidas las curvas de dispersión, debe aplicarse alguna metodología que permita realizar la inversión. Una de las mayores dificultades es que este corresponde a un problema no lineal y multidimensional.

El esquema que se muestra a continuación (Figura 38) y que es similar al de la Figura 37, resume y compara la solución del problema directo con la del problema inverso, que es el que interesa en este caso.

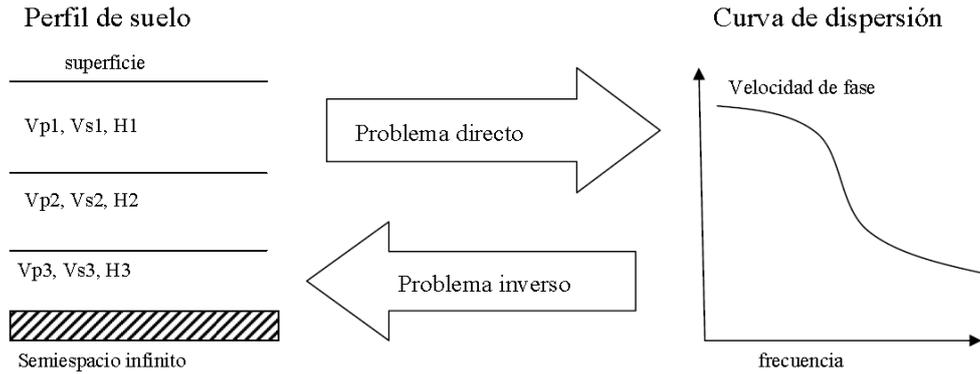


Figura 37 Esquema que permite entender el orden “inverso” con el que se caracterizaran los perfiles de suelo en esta investigación.

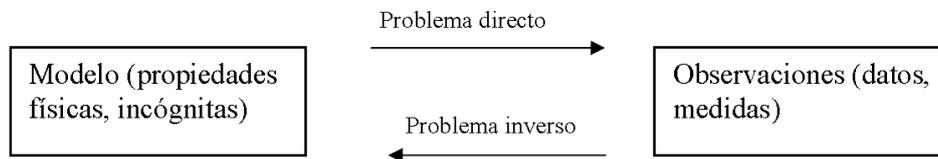


Figura 38 Simplificación de la Figura 49.

Todos los problemas directos pueden ser representados por:

$$O = [O_1, \dots, O_{n_{obs}}]^T = f([p_1 \dots p_n]^T)$$

donde O_i son los valores observados (curva de datos, mediciones, curva objeto) y p_i son los parámetros del modelo (incógnitas, propiedades físicas).

Generalmente se crea una función L (real) llamada de desajuste, de error o de residuo. Se busca entonces la minimización de esta función y el procedimiento dependerá de los métodos de análisis, entre los cuales pueden citarse: el de “la cuadrícula”, iterativos, redes neuronales y métodos de Monte Carlo. En este caso, se ha utilizado el denominado método “The neighbourhood algorithm” el mismo que se fundamenta en los métodos de Monte Carlo con un muestreo pseudo-aleatorio uniforme espacial de los parámetros. Específicamente este algoritmo se basa en la partición del espacio de los parámetros en celdas Voronoi, que corresponden a una única descomposición del espacio en n celdas alrededor de n puntos p_i . La celda alrededor del punto p_i queda definida por el conjunto de puntos que están más cercanos a p_i que de cualquier otro punto p_j .

El objetivo en condiciones óptimas, es el de muestrear todas las zonas del espacio de parámetros donde fueron hallados los modelos con un ajuste aceptable. La descomposición del espacio de parámetros (conocida como Voronoi) es la base para la aproximación de la función de desajuste L , la cual es progresivamente refinada durante el proceso de inversión.

El algoritmo requiere de cuatro parámetros previamente definidos: el número de iteraciones máximas a realizar ($It\ máx$), número de modelos escogidos al azar dentro del espacio de parámetros al inicio de la inversión (NS_0), número de modelos a generar en cada iteración (NS) y número de celdas (con el menor desajuste) donde deben ser generados los modelos (NR). Finalmente el proceso de inversión se realiza en el siguiente orden:

- 1- Un conjunto de modelos NS_0 se genera aleatoriamente con una probabilidad uniforme en el espacio de parámetros.
- 2- La función de desajuste L es calculada para los modelos generados recientemente.
- 3- Los modelos NR obtenidos con el menor desajuste, son seleccionados comparando cada solución obtenida con la curva de dispersión original obtenida con los métodos MASW, SPAC o FK.
- 4- Se genera una cantidad de nuevas muestras (NS/NR) con una probabilidad uniforme para cada celda seleccionada.
- 5- Se añaden las nuevas muestras NS al conjunto de modelos anteriores y se retoma el paso 2.

La Figura 39a, es un ejemplo del espacio de parámetros de dos dimensiones en el que se muestran los modelos (puntos negros) y los límites de las celdas de Voronoi. En este caso, $NS_0 = 9$ considera a los modelos generados inicialmente y en la celda color gris se obtuvo el menor desajuste. En este caso, siete nuevos modelos son generados ($NR=1$ y $NS=7$; por lo que, $NS/NR=7$). La Figura 39b muestra la nueva geometría después de la primera iteración, observándose el tamaño de la celda original decrece en la medida en que la razón de muestreo aumenta.

Las principales ventajas de este esquema es que no se trabaja para una función de desajuste particular, sino que esta se va refinando en cada iteración y además, se provee una familia de modelos aceptables en vez de uno solo.

Finalmente, la Figura 40 muestra los resultados de un proceso de inversión a partir de una curva de dispersión obtenida con el método MASW. La Figura 40a presenta la curva de dispersión original (en negro) con las barras de error respectivas y las curvas de colores corresponden a las obtenidas según los distintos modelos generados, siendo la roja la de menor desajuste o error.

La Figura 40b por su parte, muestra los perfiles generados por los distintos modelos, siendo el de línea roja el de menor desajuste. En esa misma figura se observa gran semejanza entre los valores de V_s para la primera capa, pero aumenta la dispersión entre los modelos al tratar de definir la interface entre la primera y la segunda capa. La velocidad asociada a la segunda capa es aún más dispersa según los modelos generados.

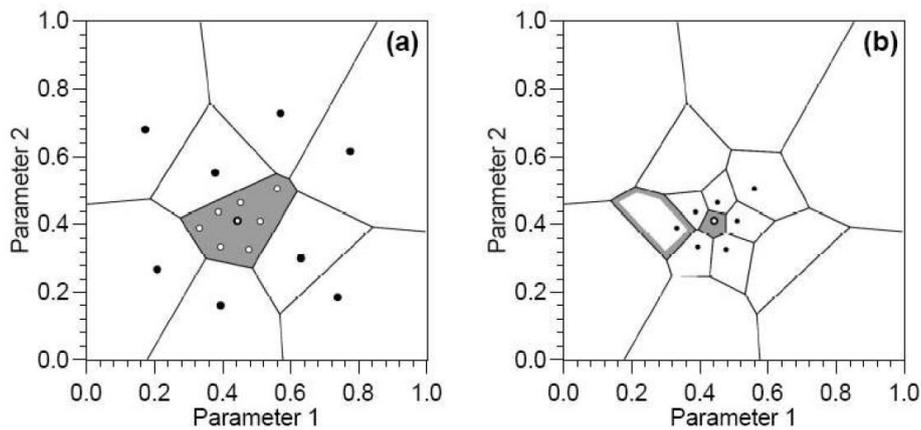


Figura 39 a) Celdas de Voronoi en las que inicialmente se ha dividido el espacio de parámetros. b) Nuevas celdas en la que se divide la de menor desajuste anterior para realizar una segunda iteración. Los puntos negros representan los modelos obtenidos.

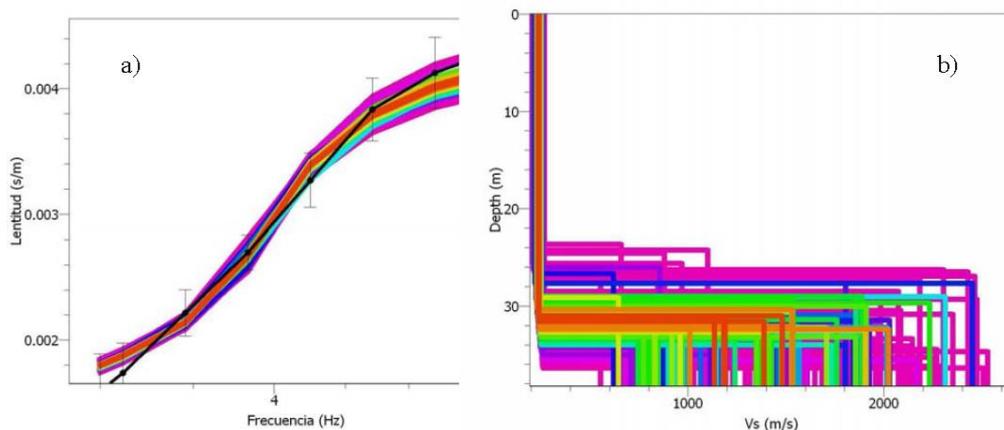


Figura 40 Aplicación del método de inversión del vecino usando una curva de dispersión obtenida con el método MASW. a) Curva de dispersión original (en negro), respecto a las generadas por los distintos modelos. b) Perfiles obtenidos por los distintos modelos. En rojo, se tiene el óptimo de acuerdo al menor error.

CAPÍTULO IV

PROCESAMIENTO DE DATOS DE CAMPO

En este capítulo se procede a describir la aplicación de métodos geofísicos al estudio del comportamiento dinámico del Cerro Pucruyacra. Los métodos que consideran ondas superficiales han aumentado debido al uso de arreglos multisensoriales, vigorosos algoritmos de inversión, métodos que manejan modos múltiples de propagación de ondas superficiales, y el uso de medidas activas y pasivas. Las fuentes pasivas como los microtemores y el ruido cultural, han sido usadas como alternativas para superar esta limitación, debido a que estas ondas típicamente contienen más energía de baja frecuencia y por lo tanto, penetran a mayores profundidades.

4.1 MÉTODO DE H/V

La técnica de H/V o razones espectrales, permite determinar la frecuencia predominante del suelo de manera puntual considerando como hipótesis de base, que las vibraciones ambientales (VA) se deben principalmente a la excitación de ondas superficiales del tipo Rayleigh presentes en las capas superficiales debidas a la actividad humana y medio natural. La información recolectada y su interpretación, permiten conocer la frecuencia predominante del suelo y por ende, su periodo natural de vibración, parámetro que define el espesor del sedimento y el comportamiento dinámico del suelo ante la ocurrencia de un evento sísmico y/o fuerzas dinámicas.

4.1.1 Adquisición de Datos

El registro de señales de VA se ha obtenido de manera puntual siguiendo una malla de puntos construida de acuerdo a la geomorfología del área de estudio.

4.1.1.1 Equipo de Medición

Los equipos de medición utilizados en este estudio constan de dos sismómetros de tres componentes ortogonales (vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) Lennartz, Modelo LE-3D/5s con un rango dinámico de 140Db y banda de frecuencias que fluctúa entre 0.2 y 100 Hz. Estos sensores están conectados a un digitalizador City Shark II de Marca LEAS, especialmente diseñado para grabaciones de vibración ambiental a 200 muestras/segundo (Figura 41).

La principal ventaja de Cityshark II es su autonomía, no hay ningún dispositivo externo necesario (como P.C.). Este digitalizador lleva una batería interna y presenta una interfaz amigable con el operador, llegando a mostrar los parámetros a introducir. Es de fácil uso, flexibilidad, ligereza, rapidez en la instalación, etc. Este producto fue desarrollado por el Instituto Francés para la Investigación y el Desarrollo (IRD).

También se emplearon brújulas, GPS, cámaras fotográficas y fichas de campo en las cuales se apuntaron los parámetros empleados en la adquisición de los registros de VA, la ubicación y observaciones para cada punto medido.



Figura 41 Equipo sísmico utilizado para el registro de vibración ambiental: sensores Lennartz (2N) y registrador CityShark.

4.1.1.2 Recolección de Datos

De acuerdo a la geología, geomorfología y accesibilidad al área de estudio, se ha considerado la toma de datos de VA en un total de 142 puntos distribuidos de tal manera, que permitieron muestrear toda el área de intervención, ver Figura 42.

Durante la toma de datos fue necesario considerar la estabilidad del sensor (fijado al suelo), obviando que se instale en suelos blandos (fango, césped, suelos arado, suelo saturado, etc.) y teniendo en cuenta su orientación al norte magnético y evitando siempre que sea posible, tener registros sin interferencias de vehículos, personas, tuberías, maquinas de construcción, generadores, arboles, postes, estructuras y otros disturbios transitorios ya que podrían inducir ruido a la señal registrada.

Para cada punto se obtuvo un registro de VA durante 15 minutos con una frecuencia de muestreo de 200 Hz. Para algunos puntos se procedió a graduar la ganancia de la estación de acuerdo a la intensidad del nivel de ruido del lugar donde se está registrando el punto, sin que la señal se sature y si sucediera, se procede a obtener un nuevo registro.

Se concluye con la adquisición de datos procediendo a la organización de los registros de VA, coordenadas, fotos, fichas de observaciones, debido a que estos ayudaran en la interpretación de los resultados de cada punto.

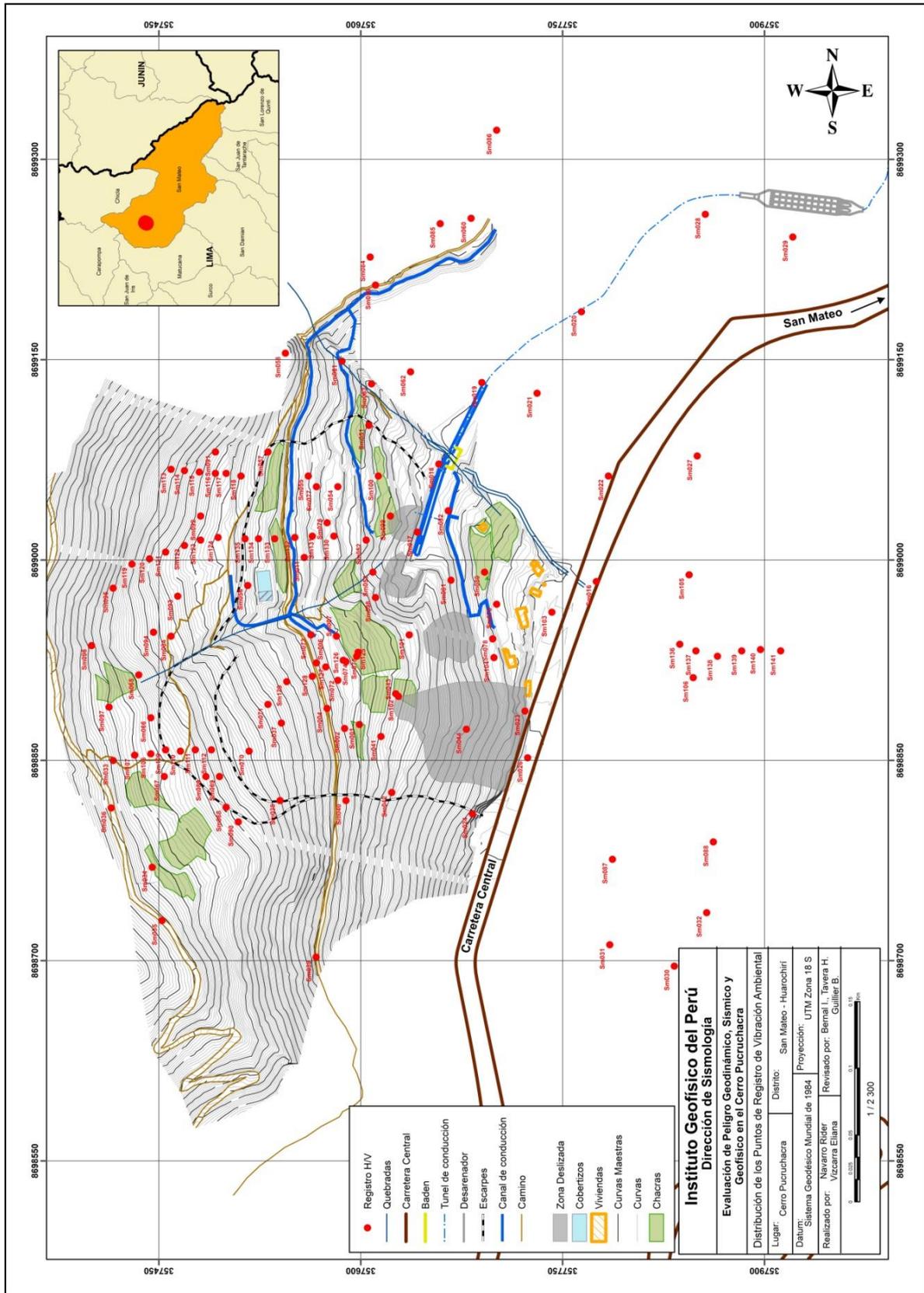


Figura 42 Mapa del Cerro de Pucruchacra y distribución de puntos donde se registró señales de vibración ambiental.

En la Figura 43, se muestra la disposición del equipo sísmico al momento de la toma de datos, así como un ejemplo de la señal de VA registrada en dos puntos de observación, roca y sedimento.

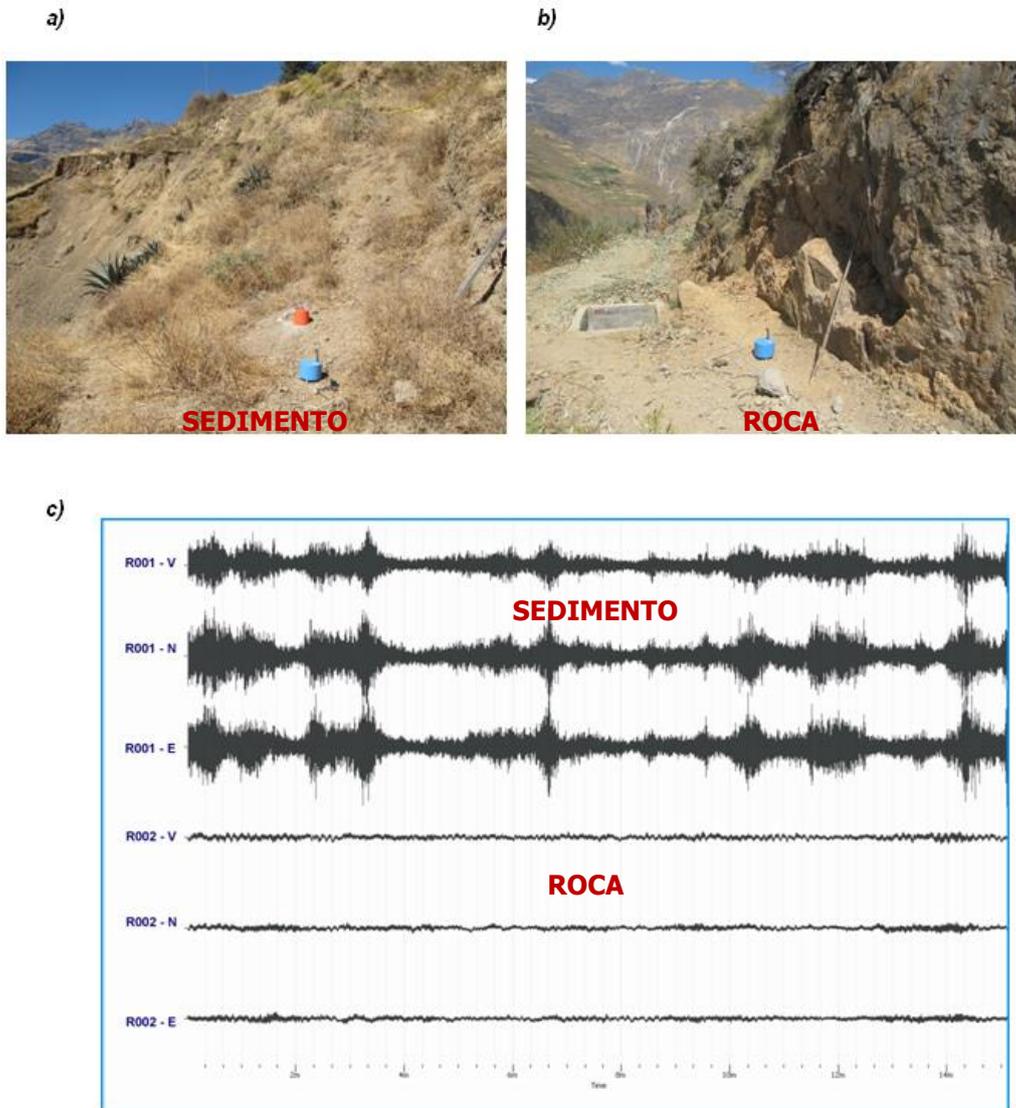


Figura 43 (a,b), Imágenes de la disposición del equipo sísmico para el registro de VA. (c), ejemplos de registros de vibración ambiental obtenidos sobre zona inestable y en roca. Obsérvese las diferentes amplitudes registradas en cada punto.

4.1.2 Procesamiento de la Información

El procesamiento de los registros de VA se realizó utilizando el software Geopsy a fin de obtener la razón espectral H/V en función de la frecuencia. El tratamiento de los registros en el rango espectral (relación entre las componentes horizontales y verticales) es proporcionar una estimación de la

frecuencia predominante del suelo; es decir corresponde al pico de mayor amplitud del espectro H/V.

Para la obtención de los espectros H/V se considera ventanas de señal de VA de 25 segundos con un traslape del 5%. Las ventanas seleccionadas no deben contener ningún tipo de transitorios energéticos, para ello se usa un algoritmo denominado anti-trigger, el cual representa que la razón STA/LTA (short term average dividido por long term average) se mantenga por debajo de un valor umbral determinado "máx. STA / LTA" en un periodo lo suficientemente largo. Al mismo tiempo también evitar el ruido de ventanas con amplitudes anómalamente baja, por lo tanto fijar un umbral mínimo "min STA/LTA", que no debe alcanzarse en la ventana de ruido seleccionada lo cual evita considerar ruido.

El cálculo y suavizado de las amplitudes de espectros de Fourier se realiza para cada ventana seleccionada. El propósito del suavizado es clarificar la curvas del espectro de Fourier, se cuenta con varias opciones, consideraremos la función Konno y Ohmachi. Dicho suavizado usa una banda ancha constante en escala logarítmica y es el más recomendado debido a que preserva los diferentes números de puntos para bajas y altas frecuencias, es controlado por una constante que varía entre 0 y 100.

Luego se realiza un promedio de las componentes horizontales (N-S, E-W) de cada ventana, mediante una media cuadrática y luego se dividen entre la componente vertical. Finalmente, se realiza un promedio de todas las ventanas, obteniendo una curva H/V con la frecuencia predominante del punto medido; además del rango de error o desviación estándar (Figura 44).

Para definir la frecuencia predominante se consideraron tres criterios (Lermo y Chávez-García -1994 a,b; Lachet y Bard, 1994): primero, debe estar presente en un rango de interés que fluctúa entre 0.5 a 30 Hz; segundo, debe presentar amplificaciones relativas de al menos 2 veces (se considera la amplitud de "1" como punto de referencia) y por último, se considera el pico/rango de frecuencias más representativos para cada punto de medida.

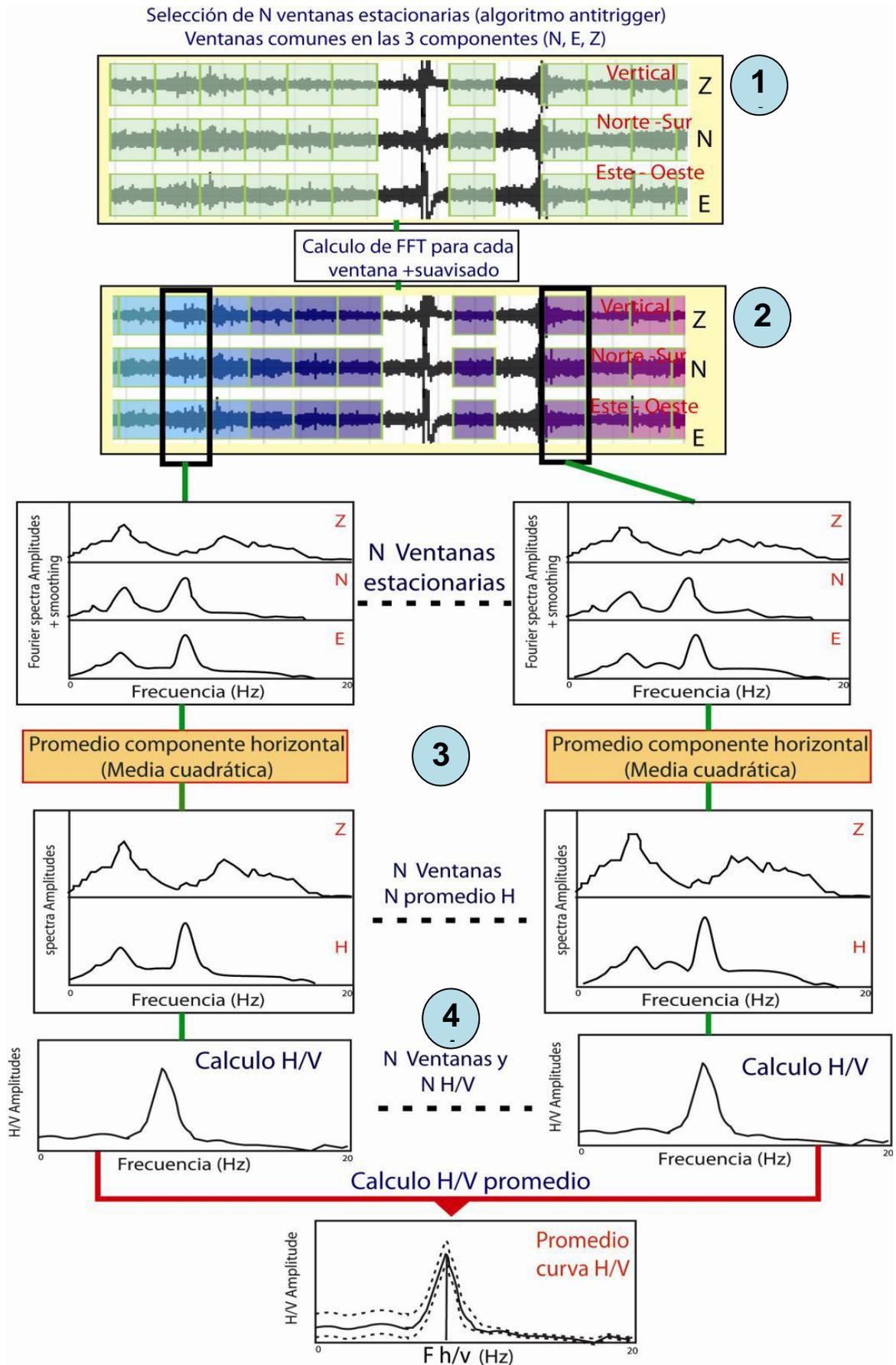


Figura 44 Procesamiento para calcular la relación H/V en cada punto de registro en suelo.

Analizada el total de la información, se procedió a construir fichas de razones espectrales (H/V) considerando su espectrograma para evaluar la variación azimutal de la amplitud de la energía en diferentes rangos de frecuencias, la razón espectral H/V donde se identifica la frecuencia predominante y la señal de los registros de VA. Un ejemplo de las fichas elaboradas se puede ver en la Figura 45.

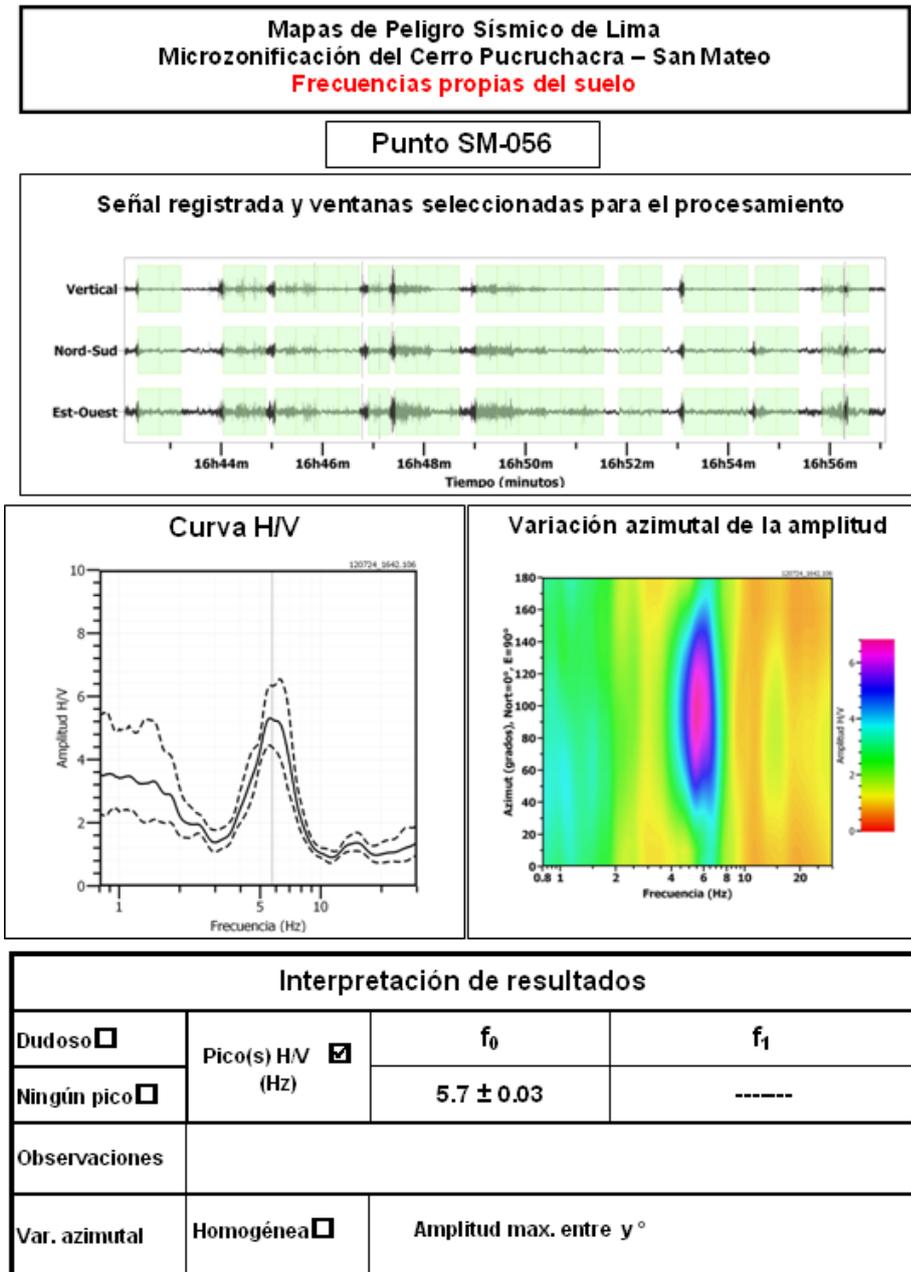


Figura 45 Ejemplo de la ficha H/V en la cual se recopila la información registrada y analizada. Arriba, señal registrada; Medio; espectro H/V en línea gruesa y su desviación estándar en línea discontinua. Espectrograma y Abajo: resultados.

4.2 MÉTODO DE ESPECTROS DE AMPLITUD

El análisis de los espectros de amplitud de VA permite evaluar la cantidad de energía inducida a la estructura geológica y el efecto que se genera en esta en función a la geometría de las capas sedimentarias.

4.2.1 Adquisición de Datos

Para evaluar el parámetro amplitud, se considera registros de 15 minutos de vibración ambiental debidamente sincronizados y obtenidos por medio de arreglos sísmicos lineales perpendiculares a la pendiente de la ladera del Cerro Pucruchacra y para ello se considera las mismas estaciones sísmicas utilizadas en el método de Nakamura (H/V).

4.2.1.1 Equipo de Medición

Los equipos de medición utilizados constan de seis sismómetros de tres componentes ortogonales (vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) Lennarzt, Modelo LE-3D/5s con un rango dinámico de 140Db y banda de frecuencias que fluctúa entre 0.2 y 100 Hz. Los sensores están conectados a un digitalizador City Shark II de Marca LEAS, de múltiples canales (hasta 18) especialmente diseñado para grabaciones de vibración ambiental a 200 muestras/segundo (Figura 46) y cables de conexión con longitudes de 50 a 100 metros.

Asimismo se empleó una cinta métrica de 100 metros de longitud para el emplazamiento de los sismómetros triaxiales y un GPS para establecer su ubicación.

Se elaboraron fichas para cada arreglo sísmico lineal debido a que estas contribuirán en el análisis de los resultados; además se debe consignar un croquis de la ubicación del tendido sísmico y observaciones importantes que se adviertan durante el registro.



Figura 46 Equipo sísmico utilizado para el registro de vibración ambiental: sensores Lennartz (6N) y registrador CityShark de 18 canales.

4.2.1.2 Recolección de Datos

Se ha considerado la toma de datos en 6 arreglos sísmicos lineales distribuidos en el área de intervención con orientación perpendicular a la carretera o siguiendo la pendiente del cerro. La longitud de los arreglos lineales fue variable ya que dependía principalmente de la geomorfología y la accesibilidad al área de estudio (75 a 100 metros) ver Figura 47.

La toma de datos para los arreglos sísmicos lineales se realizó siguiendo el mismo procedimiento del método de Nakamura (H/V) con la única diferencia de que los seis sismómetros triaxiales son conectados simultáneamente a un solo digitalizador City Shark II de 18 canales a fin de adquirir datos de manera sincronizada.

En la Figura 48, se muestra la disposición del arreglo sísmico lineal al momento de la toma de datos, así como un ejemplo de la señal de VA registrada en los seis sismómetros por componente.

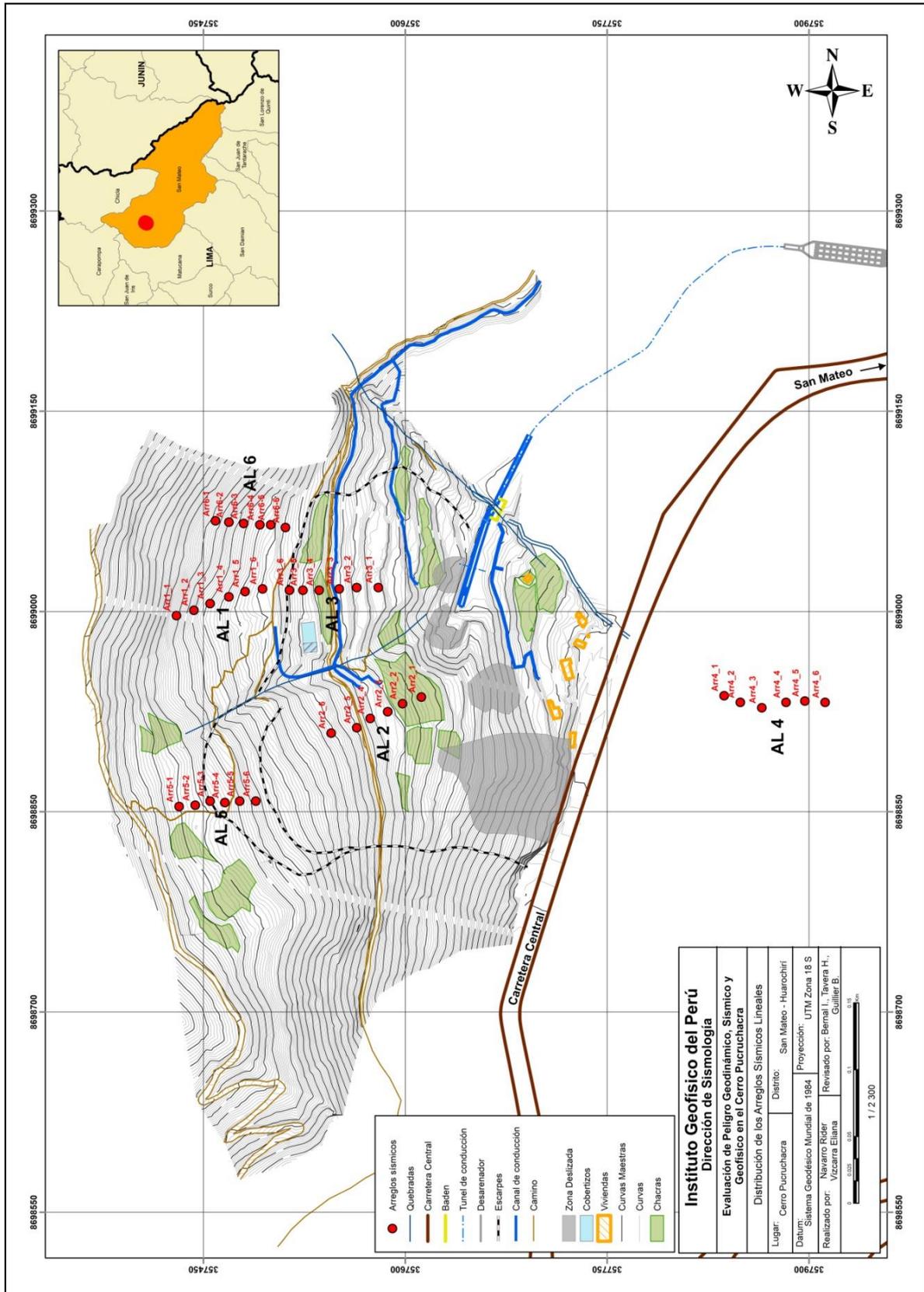


Figura 47 Mapa del Cerro de Pucruchacra y distribución espacial de los seis arreglos sísmicos lineales construidos para la toma de datos de vibración ambiental.

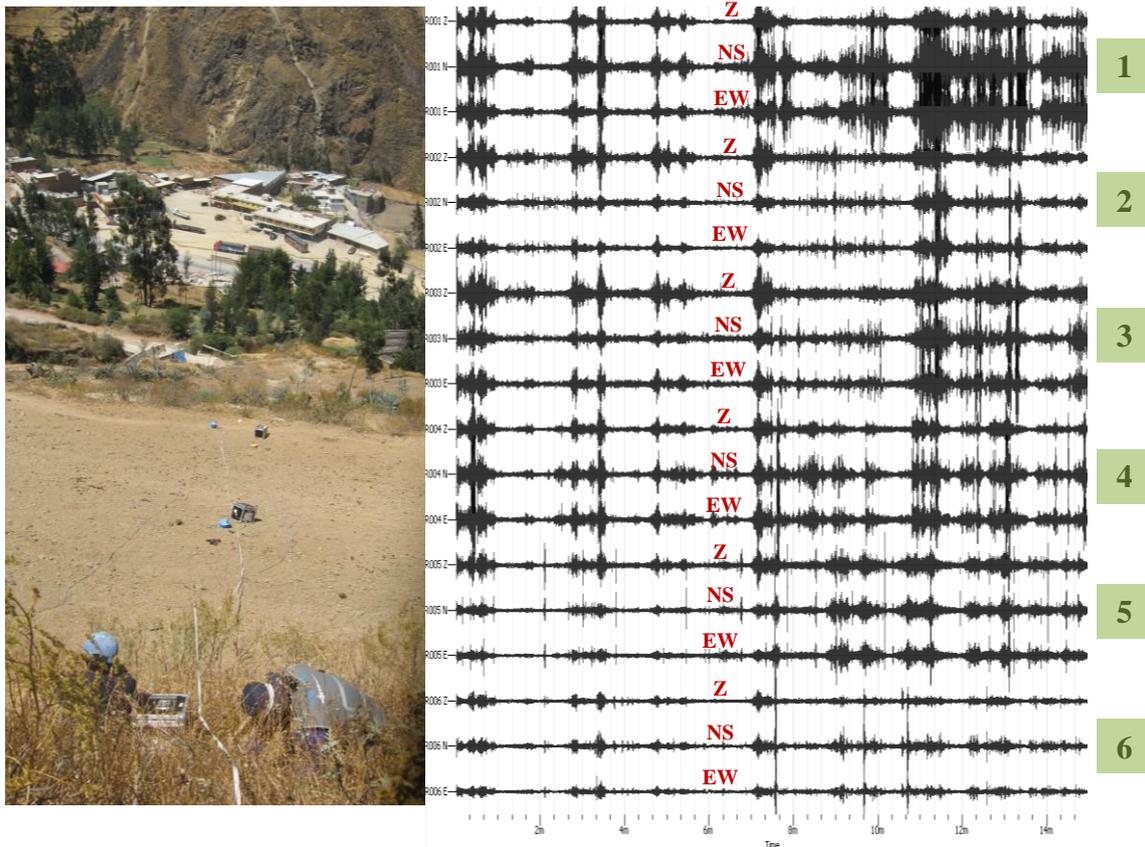


Figura 48 Disposición del arreglo sísmico lineal utilizado para el registro de vibración ambiental debidamente sincronizado. En cada arreglo se hizo uso de seis estaciones sísmicas de 3 componentes de registro.

4.2.2 Procesamiento de la Información

El tratamiento de los datos de los arreglos sísmicos lineales de VA se realizó utilizando el software Geopsy y se considera los mismos criterios utilizados en la aplicación del método de Nakamura (H/V) con el propósito de adquirir la amplitud de los espectros de Fourier de las componentes horizontales, tomando como información de referencia la correspondiente a la base de la estructura geológica o primer punto de registro.

El cálculo de los espectros de amplitud nos proporciona el valor promediado de la frecuencia predominante y la amplitud procedente de cada forma de onda con su respectiva desviación estándar correspondiente a las componentes horizontales de cada registro de VA (Figura 49).

Consecuentemente se procede a tomar como referencia los resultados correspondientes a la base de la estructura geológica y en función de esta se

evalúa los resultados de las estaciones que componen el arreglo sísmico lineal.

Este procedimiento permite analizar los espectros de amplitud a fin de evaluar la cantidad de energía inducida a la estructura geológica y el efecto que se genera en esta.

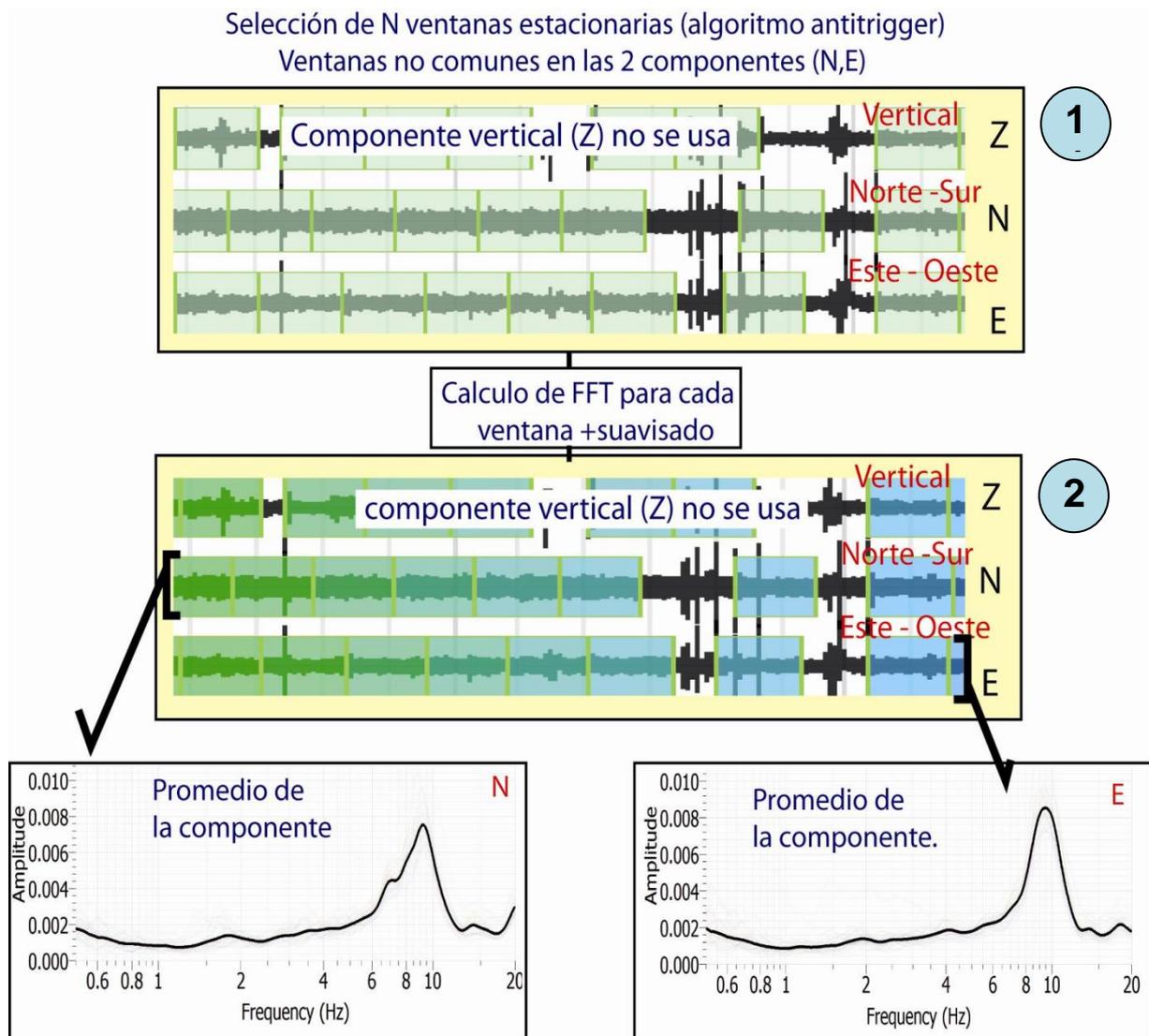


Figura 49 Procedimiento para calcular las amplitudes de los espectros de Fourier.

4.3 MÉTODO MASW

El método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) permite conocer la velocidad de propagación de las ondas S (V_s) en el subsuelo a partir del análisis de la dispersión de ondas superficiales registradas considerando arreglos lineales de

estaciones sísmicas. Como resultado se obtiene el perfil de velocidades de ondas de corte (V_s) para el punto central de cada arreglo similar a los estudios convencionales de CMP (Punto Medio Común).

4.3.1 Adquisición de Datos

La ubicación de los tendidos lineales de MASW 1-D se han realizado de acuerdo a la geomorfología y accesibilidad del área de estudio.

4.3.1.1 Equipo de Medición

Para el registro de la data se ha utilizado un sismógrafo que consta de un registrador multipropósito, modelo GEODE de 24 canales, sismómetros o geófonos verticales de baja frecuencia (4.5 Hz) los cuales son la unidad en contacto directo con la superficie terrestre y que convierte el movimiento de la Tierra en señales eléctricas. Estos registros tienen una resolución de 24 bits con un rango dinámico mayor a 110dB, un ancho de banda de 20 kHz el cual proporciona alta resolución en bajas frecuencias y cables que permitirán la conexión de los 24 geófonos. Los datos son transmitidos y operados desde una laptop conectada por cable digital al registrador (Figura 50).

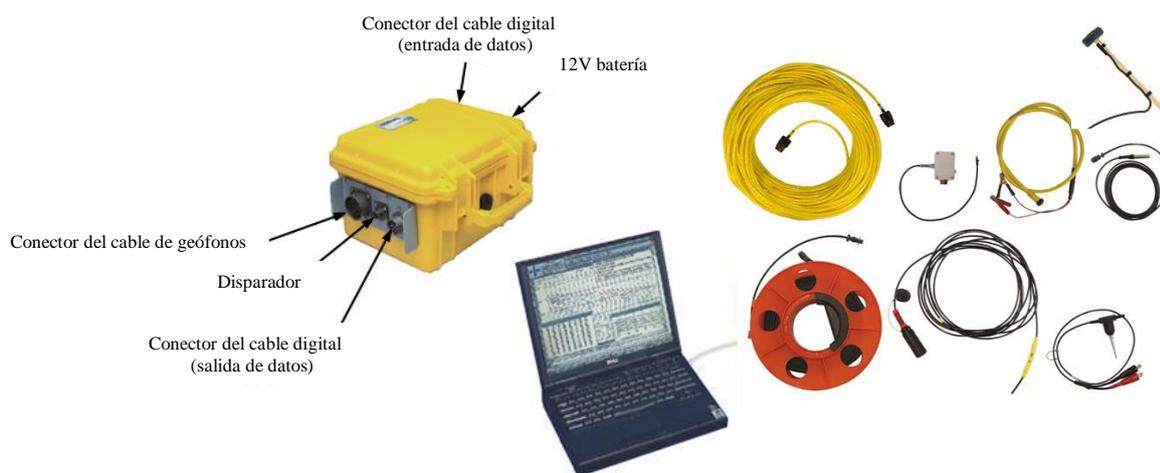


Figura 50 Sismógrafo Geode con sus accesorios.

Como fuente de impacto y/o energía para generar ondas sísmicas, se utilizó un martillo de 20 lbs. conectado al cable del trigger, que se

encarga de señalar el momento de inicio de registro en la unidad de adquisición. Asimismo se empleó una cinta métrica para la instalación del tendido sísmico y un GPS para fijar su posición.

4.3.1.2 Recolección de Datos

Sobre el área de estudio se realizaron 14 líneas de MASW (1-D) de las cuales, siete fueron tomadas paralelas a las curvas de nivel y seis relativamente perpendiculares a las mismas; además, de una en la parte baja del Cerro Pucruchacra (Figura 51).

Los parámetros de registro, tales como la geometría del tendido, el espaciamiento de manera uniforme entre geófonos (vario entre 3 y 6 metros) conectados a un canal que registra individualmente perturbación en la superficie generada haciendo uso de una fuente puntual dinámica como el impacto del martillo (Figura 52). La longitud del tendido y ubicación de la fuente puntual dinámica fue variable ya que dependía principalmente de la geomorfología de la zona de estudio. La frecuencia de muestreo fue de 4000 Hz con un pre-trigger de -0.1s y una longitud de registro de 2 segundos. Para eliminar el registro de ruido de fondo se realizaron entre 6 y 12 golpes en cada punto de disparo, permitiendo el estaqueo temporal de los datos y así, aumentar la coherencia en los resultados. Asimismo, la calidad del registro fue verificada en campo.

En la Figura 53, se muestra la disposición del tendido lineal de los geófonos y el sismógrafo al momento de la toma de datos, así como un ejemplo de los registros en los 24 canales.

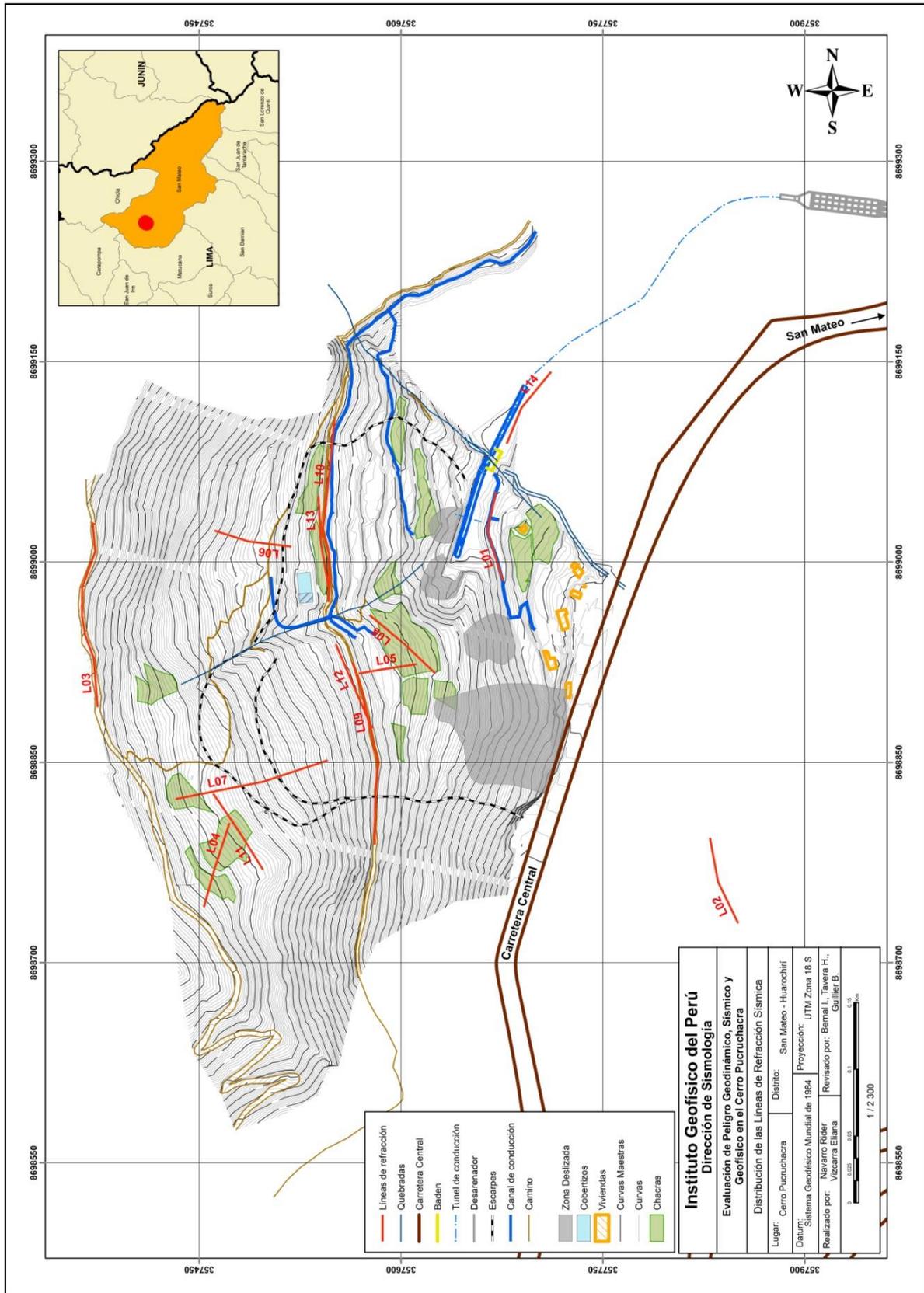


Figura 51 Mapa del Cerro Pucruchacra y distribución de las líneas de MASW 1-D (L01...L14).

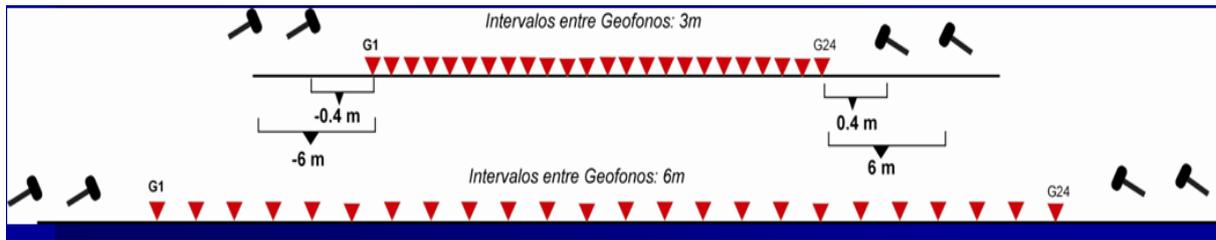


Figura 52: Típico tendido de la Línea de MASW (1-D)

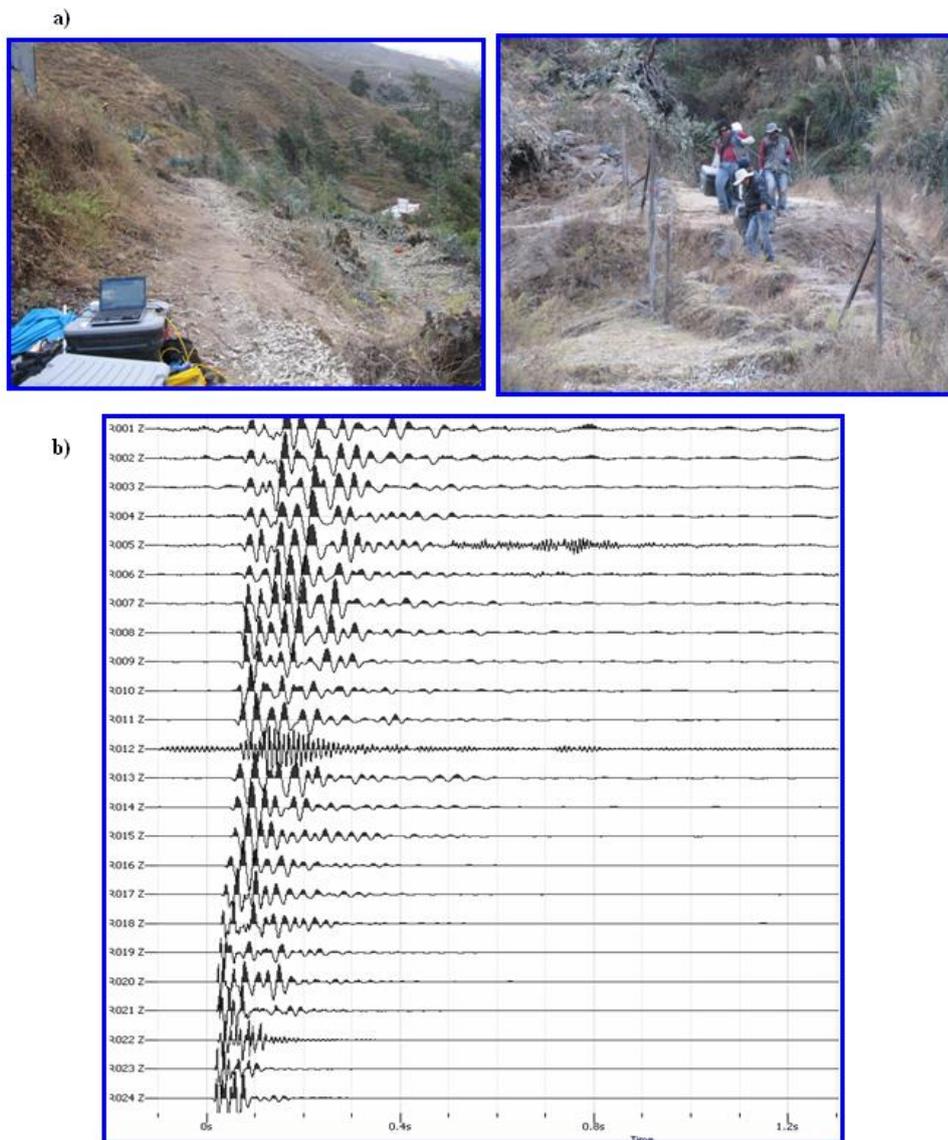


Figura 53 Imágenes de la disposición del equipo de refracción sísmica para la toma de data (a) y ejemplos de registros obtenidos en los 24 canales (b). Obsérvese la presencia de ruido en el canal 12, motivo por el cual se repitió la toma de data en este tendido.

4.3.2 Procesamiento de la Información

La información obtenida fue analizada y procesada utilizando el software Geopsy (Wathelet, 2011). Para cada tendido sísmico se ha hecho uso del registro obtenido en la componente vertical a fin de calcular la velocidad de fase de la onda superficiales en función de su contenido de frecuencias y tomando en cuenta el tiempo de viaje de dicha fase, entre sensores. Suponiendo que la onda se propaga en su modo fundamental, la velocidad de propagación aumenta en profundidad y la señal es asociada a una onda plana moviéndose unidireccionalmente (en frecuencias es tomado en cuenta como una superposición de ondas planas y armónicas). El interés es conocer la fase existente en el viaje (expresado en frecuencias) entre dos posiciones distintas o puntos de registro, la cual es calculada a partir de la densidad espectral cruzada y así describir, la distribución de la energía entre ambos sensores.

El procedimiento que se utiliza para la obtención de los perfiles de velocidad de las ondas de corte (V_s) es el siguiente:

- Obtención de sismogramas de la propagación de ondas registradas a través de los geófonos colocados en la superficie del terreno. (Figura 54).

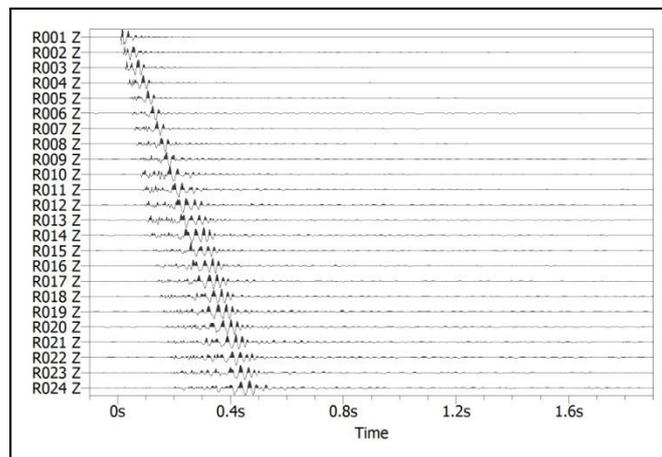


Figura 54 Registro multicanal vertical.

- Se estima la transformada rápida de Fourier (FFT) en el tiempo de acuerdo a la siguiente relación:

$$F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot e^{-i\omega t} dt$$

Esta técnica permite obtener una función que va a depender del vector posición y la frecuencia, como la que se muestra en la Figura 55.

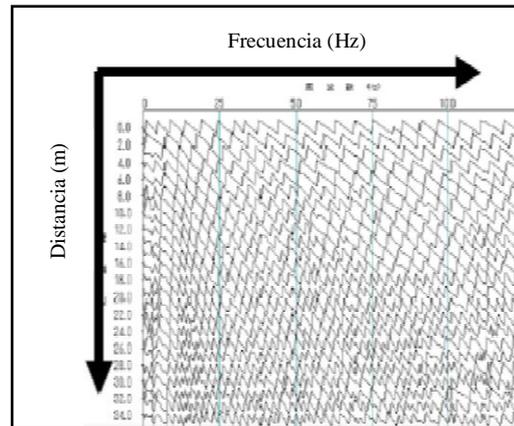


Figura 55 Registro de la función distancia y frecuencia

- Se procede a determinar la curva de dispersión, a partir de una transformada en el dominio del espacio, lo cual permite obtener una función dependiente del número de onda K.

$$F(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) e^{ikx} dx$$

La relación permite calcular la velocidad de Fase y por medio de la siguiente ecuación se obtiene la curva de dispersión $F(c, w)$; ver Figura 56.

$$v_R(\omega_0, \mathbf{k}_0) = \frac{\omega_0}{|\mathbf{k}_0|}$$

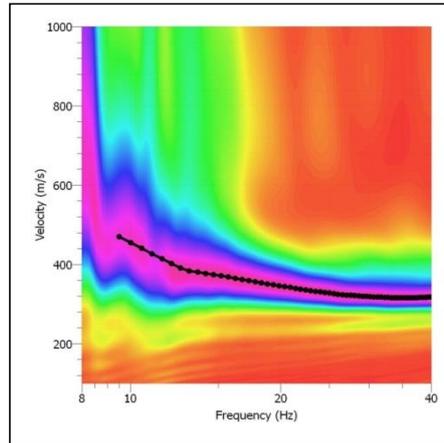


Figura 56 Curva de dispersión. Eje vertical Velocidad de Fase (m/s), eje horizontal Frecuencia (Hz).

- Una vez que se ha obtenido la curva de dispersión empírica o de campo, se hace el proceso de inversión usando el algoritmo Neighborhood, el cual genera un conjunto aleatorio de modelos de velocidad comparado con la curva de dispersión medida dando un valor de ajuste con la curva teórica, para luego obtener como resultado el perfil de velocidad de las ondas de corte (V_s), tal como se muestra en la Figura 57.

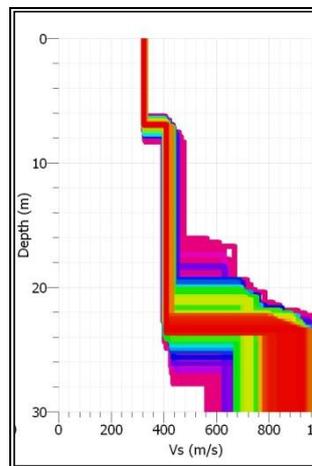


Figura 57 Conjunto de modelos de velocidades de onda S resultante de la inversión. La línea de color rojo comprende al ajuste con menor valor.

CAPITULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Para realizar la evaluación de la estabilidad del Cerro Pucruchacra, en este capítulo se exponen los resultados obtenidos de las diversas metodologías utilizadas y en conjunto permitieron conocer el comportamiento dinámico del mismo y la situación física de todas las estructuras que lo conforma, principalmente su geomorfología.

5.1 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DEL MÉTODO H/V

A partir de los valores de razones espectrales H/V, se obtiene el mapa de distribución espacial de frecuencias predominantes, tal como se observa en la Figura 58. El análisis de esta información ha permitido diferenciar la presencia de cuatro áreas en donde las frecuencias presentan valores homogéneos. Las principales características de cada una de las áreas son:

- **Área A1:** Predominan frecuencias que fluctúan entre 5.0 y 7.0 Hz (ver Figura 59) y su distribución espacial muestra valores que se incrementan progresivamente conforme se tiende hacia sus extremos Norte y Oeste, lo cual sugiere variaciones en el espesor de la capa sedimentaria. En ambas direcciones, en los puntos más extremos, no se identifica frecuencias predominantes. En superficie, sobre el Túnel de aducción, sobresalen frecuencias que fluctúan alrededor de 5 Hz, lo que indica que la capa sedimentaria tiene mayor espesor con respecto al resto de la zona.

- **Área A2:** Predominan frecuencias que varían entre 4.0 y 6.0 Hz (ver Figura 60), observándose que hacia el extremo sur del área, los valores de frecuencias se incrementan rápidamente hasta alcanzar los 12 Hz; mientras que, en su extremo Este los valores se encuentran en 5 Hz. En superficie, sobre la proyección del Túnel (enterrado), sobresalen frecuencias que fluctúan alrededor de 4 Hz y sobre la zona

donde se produjo el deslizamiento de agosto-2011, las frecuencias son de 5.7 Hz.

- **Área A3:** Considera siete puntos de medición y el ubicado sobre la quebrada de Pucruyacra - al ingreso del túnel de aducción, presenta valores de 6.0 Hz; mientras que, en dirección SE los valores son de 4.0 Hz. El resto de puntos no presentan valores para las frecuencias predominantes (ver Figura 61), lo que sugiere que el suelo bajo estos puntos es compacto.

- **Área A4:** Predominan frecuencias que varían entre 2.0 y 4.0 Hz (ver Figura 62), estando los valores de 2Hz en la zona céntrica del área para incrementarse de manera progresiva hacia su extremo sur.

Los diferentes rangos de frecuencias predominantes identificados en este estudio, han permitido dividir a la ladera del Cerro Pucruyacra en cuatro áreas para las cuales se tiene diferentes espesores para la capa sedimentaria, mayor en el Area-2 y menor en el Area-1, ambas separadas por la Quebrada de Pucruyacra. En el Area-3, la superficie presentaría espesores menores con la posible presencia de un afloramiento rocoso; mientras que, en el Area-4 el espesor del sedimento sería mucho mayor que en las otras áreas (ver Figura 58) y corresponde a la parte inferior del Cerro Pucruyacra sobre la riera del rio Rímac. Según estudio geológicos, esto corresponden a un volumen de masa procedente de un antiguo deslizamiento de gran volumen.

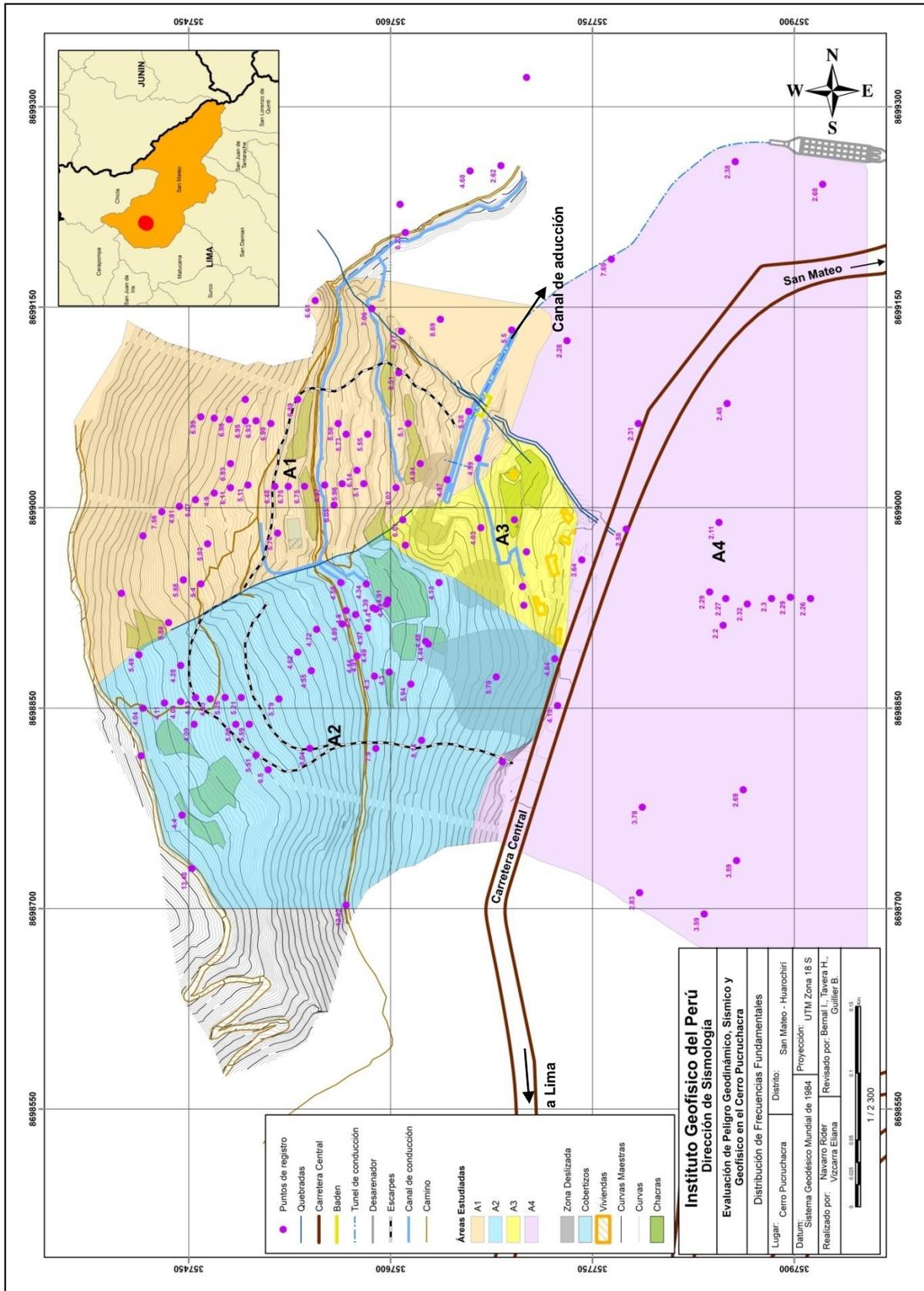
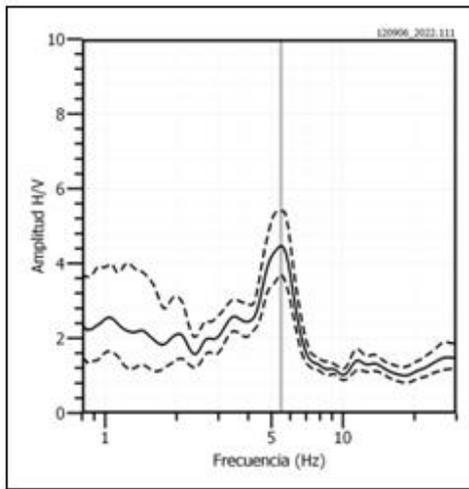
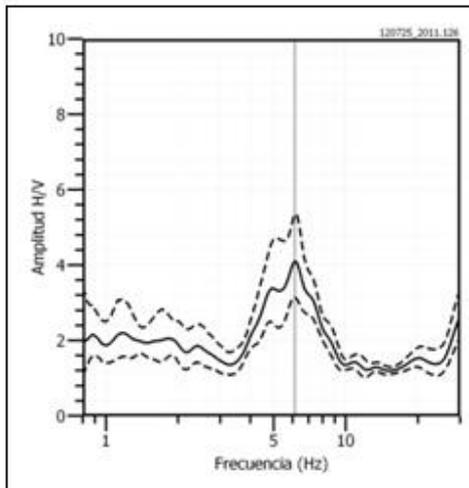


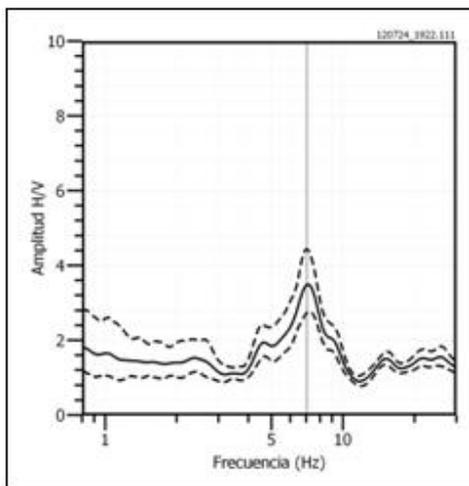
Figura 58 Mapa del área de estudio y distribución de frecuencias predominantes. Los colores delimitan las áreas donde las frecuencias presentan valores similares.



SM - 097



SM - 076



SM - 061



Figura 59 Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos SM-097, SM-076 y SM-061 ubicadas en el Área A1 (Figura 54). Obsérvese la presencia de picos de frecuencia a 5.6, 6.1 y 7 Hz.

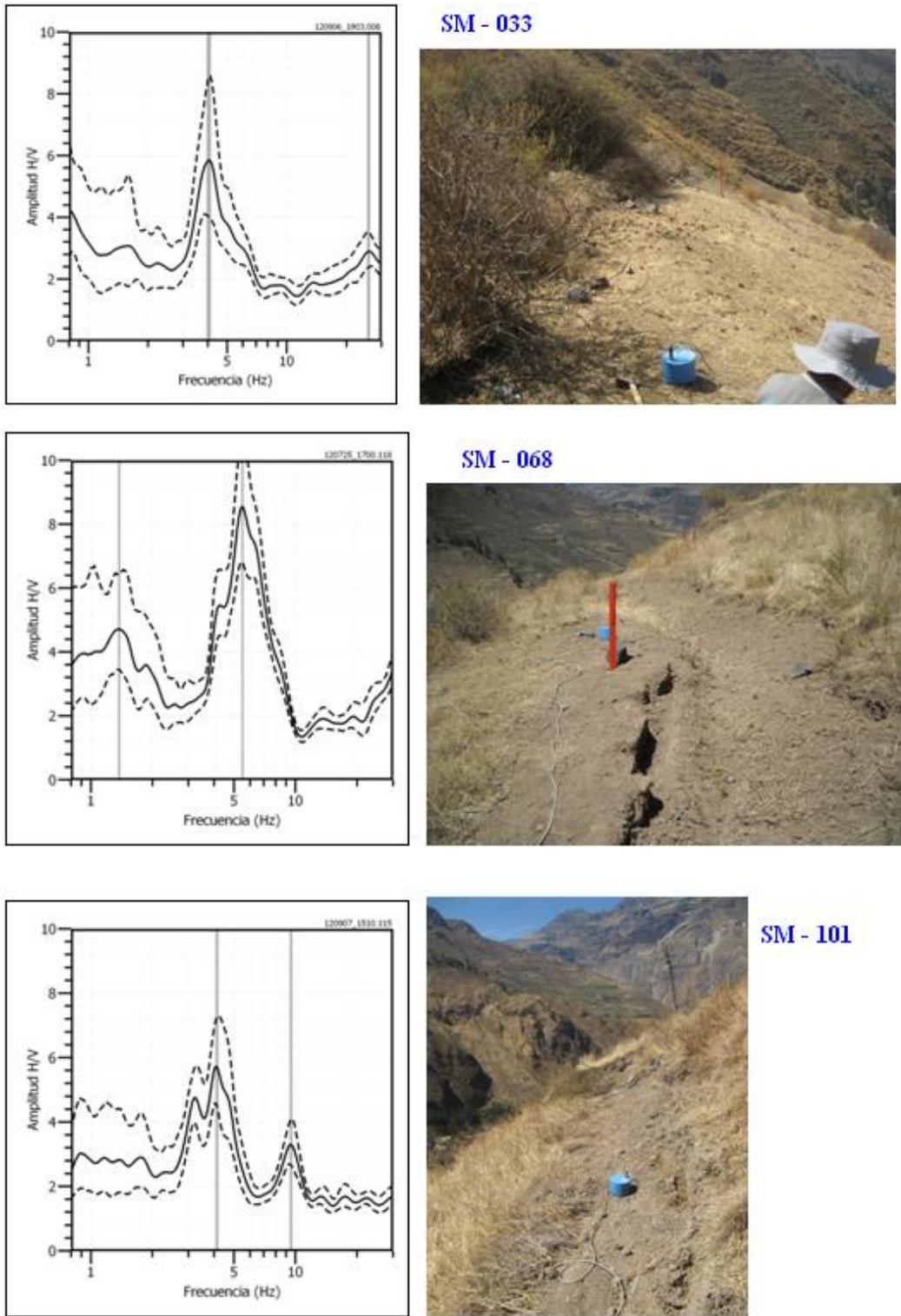


Figura 60 Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos SM-033, SM-068 y SM-101 ubicadas en el Área A2 (Figura 54). Obsérvese la presencia de dos picos de frecuencia a 4 Hz y 27 Hz para el punto SM-033, a 1.4 Hz y 5.6 Hz para el punto SM-068 y por último a 4.1 Hz y 9.4 Hz para el punto SM-101.

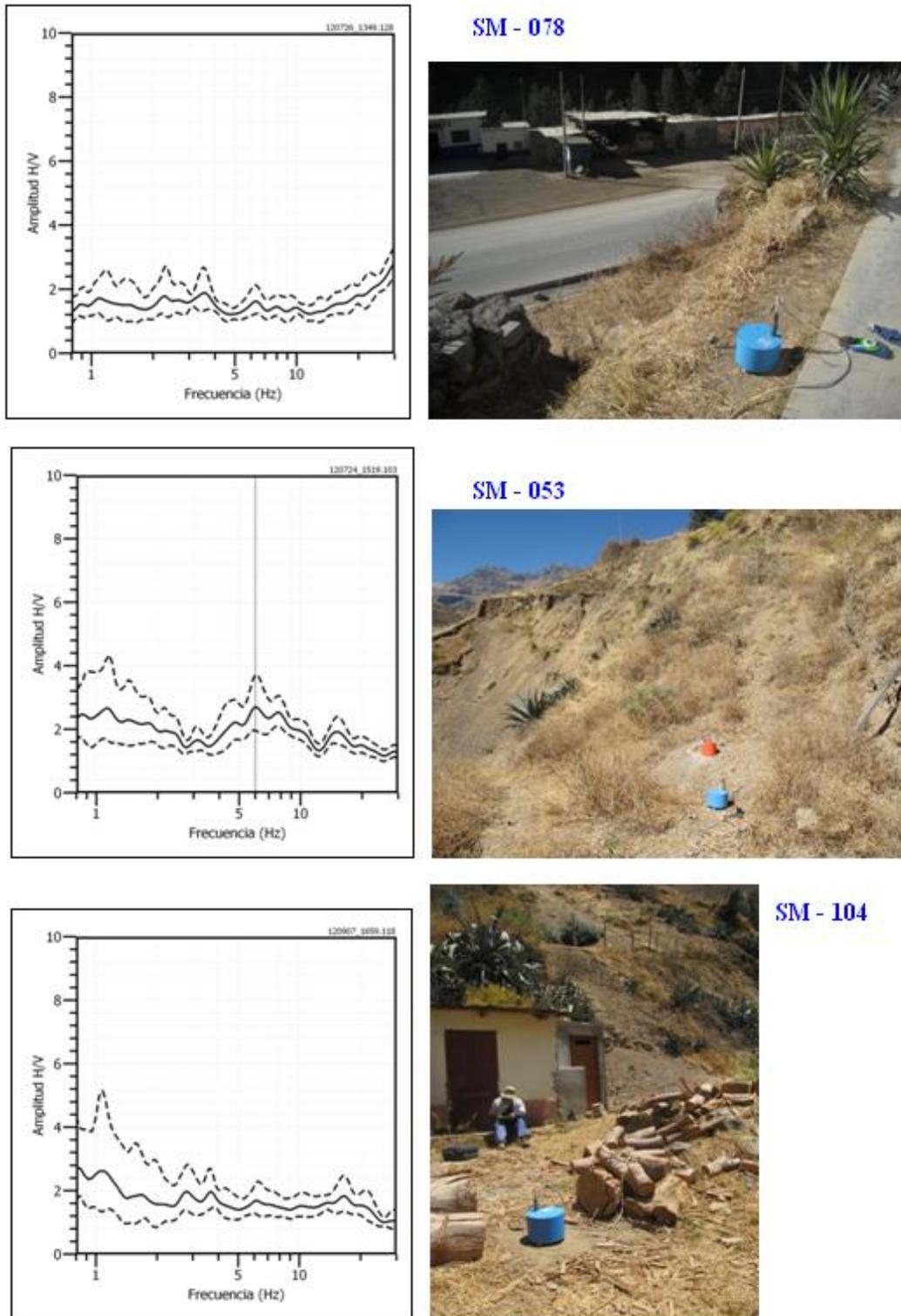


Figura 61 Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos SM-078, SM-053 y SM-104 ubicadas en el Área A3 (Figura 54). Obsérvese que en los puntos SM-078 y SM-104 no se identifican picos de frecuencia predominante y para el punto SM-053 se observa la presencia de un pico predominante a 6 Hz.

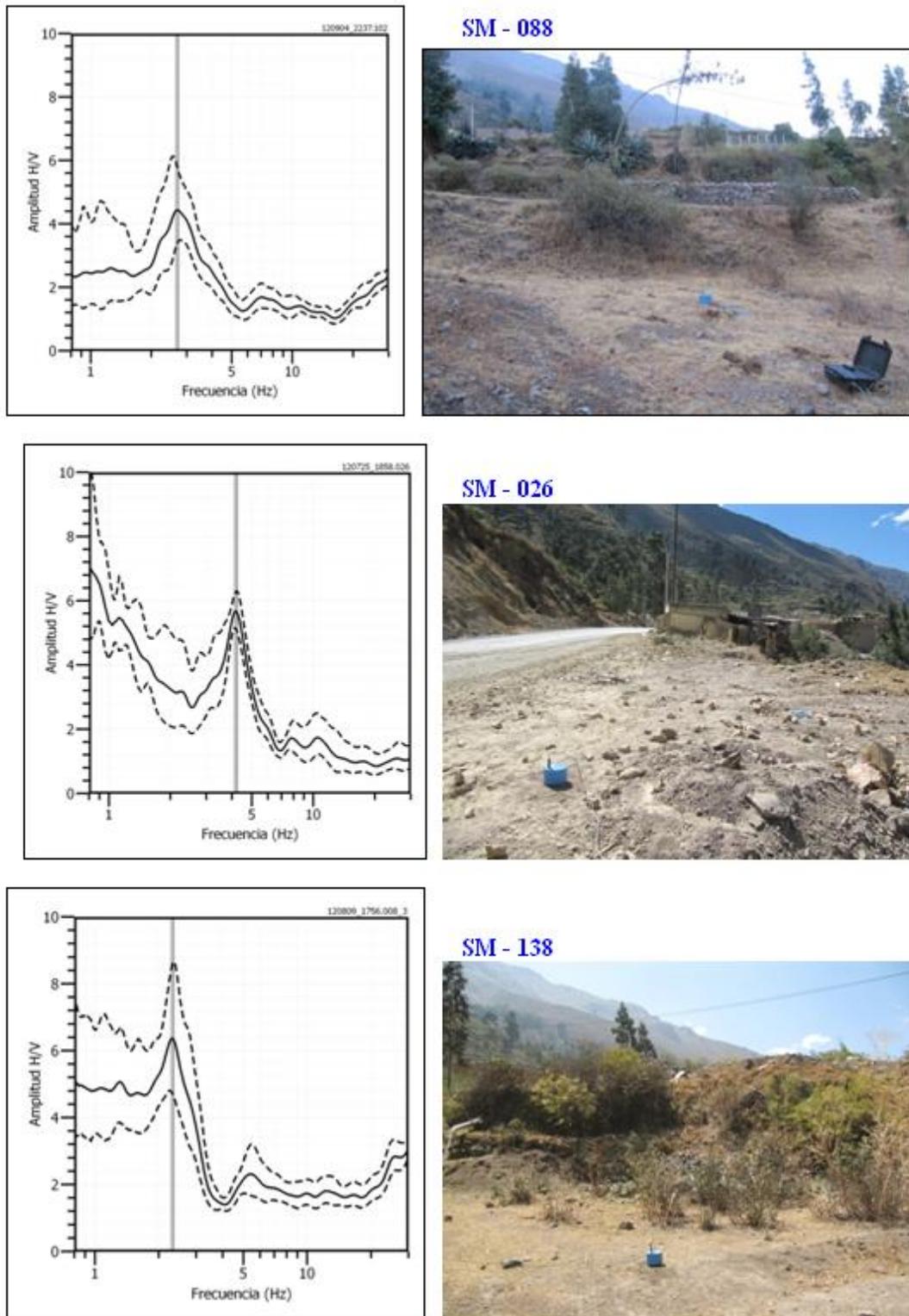


Figura 62 Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos SM-088, SM-026 y SM-138 ubicadas en el Área A4 (Figura 54). Obsérvese la presencia de picos de frecuencia a 2.8, 4.2 y 2.3 Hz.

5.2 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DEL MÉTODO DE ESPECTROS DE AMPLITUD

Para realizar el análisis de amplitud de registro en función de la topografía del terreno, se ha considerado tres arreglos para el Área A-1, dos para el Área A-2 y uno para el Área A-4 (ver Figura 47). Del análisis realizado se obtiene los siguientes resultados:

- **Área A1:** Las razones espectrales obtenidas para los arreglos lineales codificados como AL1, AL3 y AL6 (Figura 63). Se ha graficado las razones espectrales obtenidas para el arreglo lineal, están por estación representadas por diferente color. La línea a lo largo de la amplitud 1 representa el nivel de referencia. Obsérvese que las amplitudes de los espectros no presentan efectos de amplificación de ondas por efectos topográficos en ninguna de sus componentes de registro.

- **Área A2:** Los arreglos lineales codificados como AL2 y AL5. Se presentan en la Figura 64 y en ella se observa que el arreglo AL2 no presenta amplificación de ondas por efectos topográficos; mientras que, el arreglo AL5 muestra picos a frecuencias entre 3.5 a 4.3 Hz, siendo sus amplitudes mayores en la componente EO; es decir, coherente con la orientación de los deslizamientos presentados en la ladera del Cerro Pucruyacra. Los resultados sugieren que en la zona de mayor cota, dentro del área A2, se presenta mayor amplificación de la señal por efectos topográficos.

- **Área A3:** En esta área no se realizó ningún arreglo de estaciones sísmicas por problemas de acceso y pendiente.

- **Área A4:** Se analizó el arreglo lineal codificado como AL4 y según los resultados obtenidos (Figura 64), no se observa amplificaciones por efectos topográficos.

Los resultados obtenidos evidencian que sobre toda la ladera del Cerro Pucruyacra no existen amplificación de ondas por efecto topográfico, es decir, existe una aparente estabilidad de los suelos. Una excepción lo constituye la zona ubicada en la cabecera del Área A2, en donde se tiene amplificaciones de hasta 2 veces sobre el nivel de referencia, sobretodo para el rango de frecuencias entre 3.5 a 4.3 Hz. La correlación de estos resultados con los obtenidos para la misma zona con el método H/V, indican la presencia de suelos inestables y ante la ocurrencia de sismos podrían experimentar efectos de resonancia que facilitarían el desarrollo de cualquier proceso dinámico sobre las capas superficiales.

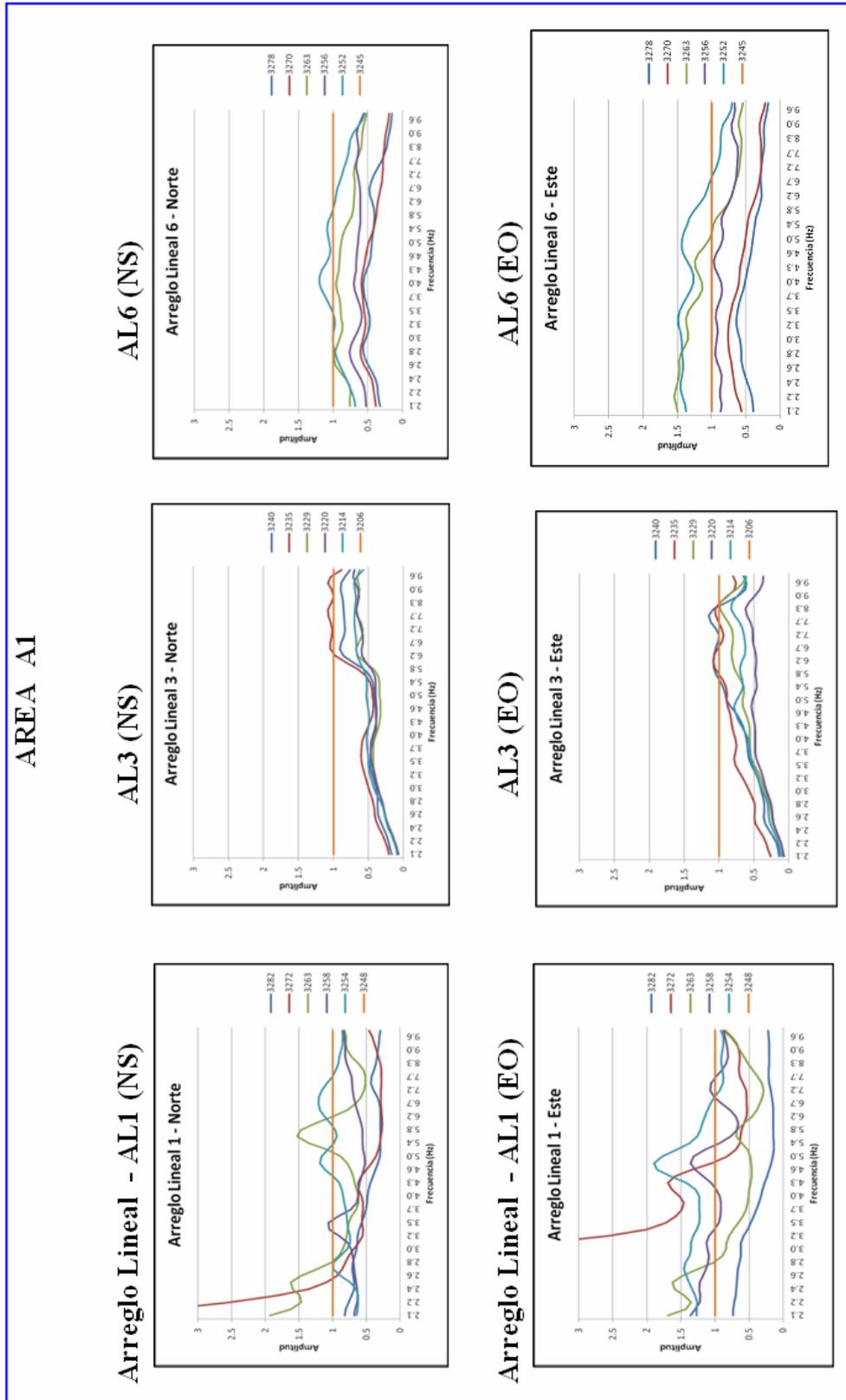


Figura 63 Cocientes espectrales de amplitud obtenidos para las componentes horizontales del arreglo sísmico lineal respecto a la estación base ubicada a menor cota topográfica (en el extremo derecho de cada gráfica se indica la cota a la cual se ubican las diferentes estaciones sísmicas), con el fin de evidenciar efectos de amplificación de ondas.

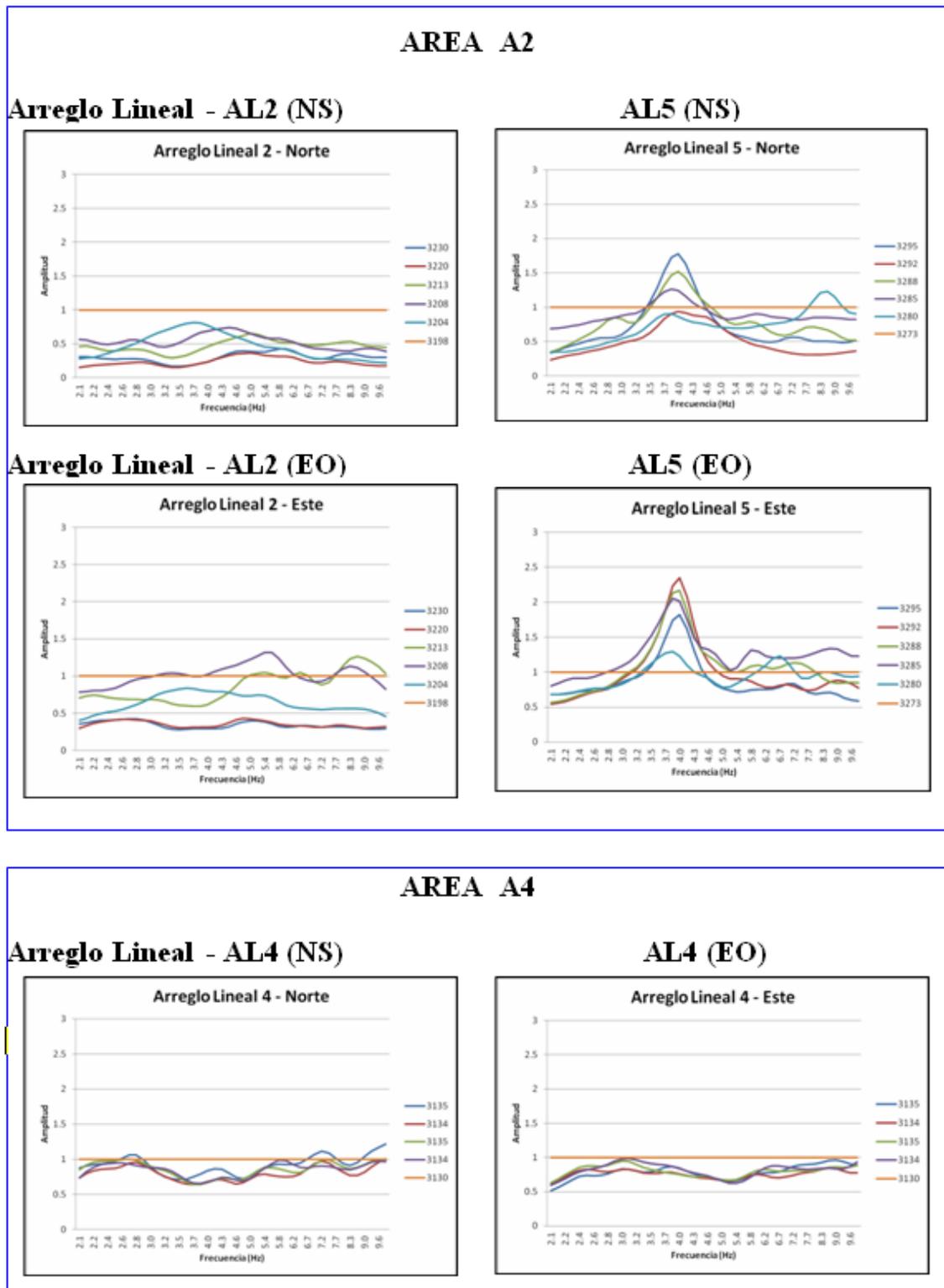


Figura 64 Cocientes espectrales de amplitud obtenidos para las componentes horizontales del arreglo sísmico lineal respecto a la estación base ubicada a menor cota topográfica (en el extremo derecho de cada grafica se indica la cota a la cual se ubican las diferentes estaciones sísmicas), con el fin de evidenciar efectos de amplificación de ondas.

5.3 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DEL MÉTODO MASW

Para realizar el análisis de los tendidos lineales de MASW es necesario considerar la clasificación que la Norma E030 establece para las velocidades de las ondas de corte (V_s):

- Rocas duras, velocidades $V_s > 1,500$ m/s
- Rocas moderadamente duras, velocidades V_s de 760 a 1500 m/s
- Suelo muy duro o roca blanda, velocidades V_s de 360 a 760 m/s
- Suelo duro, velocidades V_s de 180 a 360 m/s
- Suelo blando, velocidades $V_s < 180$ m/s

- **AREA 1:** Para esta área se analizaron los arreglos L01, L03, L10, L13 y L14, todos con orientación paralela a las curvas de nivel topográfico y el arreglo L06, perpendicular a estas curvas (Figura 65).

Arreglos L01 y L14: Estos arreglos permitieron obtener perfiles de velocidad V_s para los puntos ubicados al Este del Túnel de Aducción, zona baja del cerro o área de estudio. Se ha identificado la presencia de dos capas, la primera superficial con velocidades V_s de 300-340 m/s correspondiente a suelos duros con posibles espesores entre 4 y 8 metros respectivamente. La segunda capa presenta velocidades V_s de 400-500m/s y corresponde a rocas blandas o suelos muy duros con espesores que fluctúa entre 14 y 18 metros respectivamente. En ambos casos, la superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 800-900m/s y corresponden a rocas moderadamente duras. Aquí, los espesores de las capas superficiales indican una clara inclinación lateral.

Arreglo L03: El arreglo permite obtener el perfil de velocidad para el punto ubicado en el extremo superior del Área 1 y se caracteriza por presentar una capa superficial con velocidades V_s de 320 m/s y espesores del orden de 12 metros correspondiente a suelos duros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de 800 m/s y corresponde a rocas moderadamente duras.

Arreglos L10 y L13: Estos arreglos permitieron obtener perfiles de velocidad para el punto ubicado al Este de la zona conocida como “el cobertizo” sobre la línea de trocha. En estos perfiles de velocidad se ha diferenciado la presencia de dos capas: la primera superficial con velocidades V_s de 200 m/s correspondiente a suelos blandos a duros con espesores del orden de 6 metros. La segunda capa con velocidades V_s de 300-320m/s correspondiente a suelos duros con espesores de alrededor de 4 metros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 800 m/s correspondiente a rocas moderadamente duros.

Arreglo L06: Este arreglo permite obtener un perfil de velocidad para el punto ubicado al SO de la zona conocida como “el cobertizo”, el mismo que muestra la presencia de una capa superficial con velocidades V_s de 300m/s correspondiente a suelos duros con espesor del orden de 10 metros. En este caso, la superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 700 m/s correspondiente a suelos muy duros.

ARREGLO L01

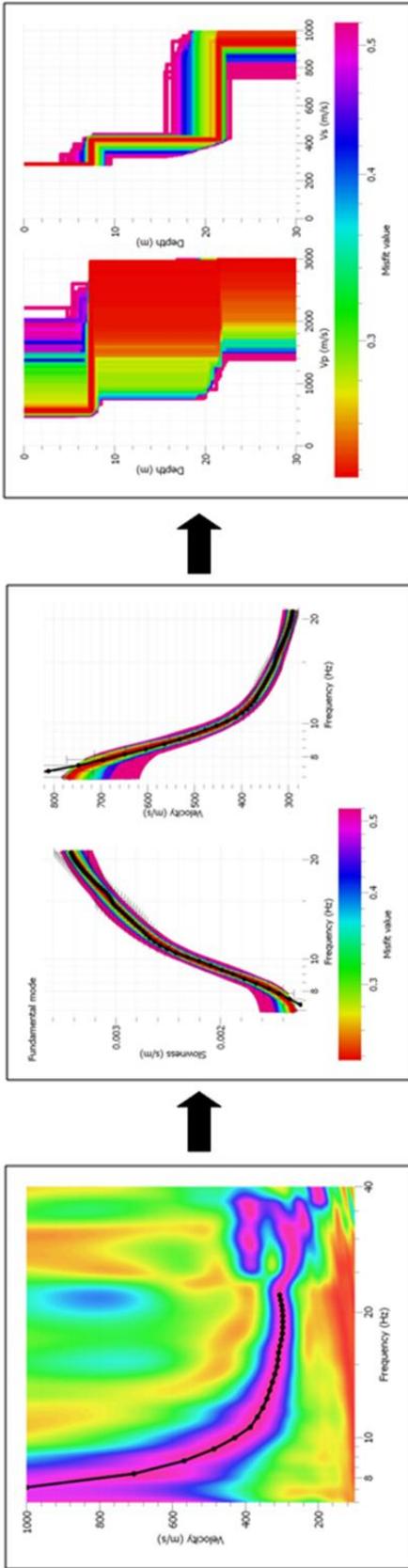


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

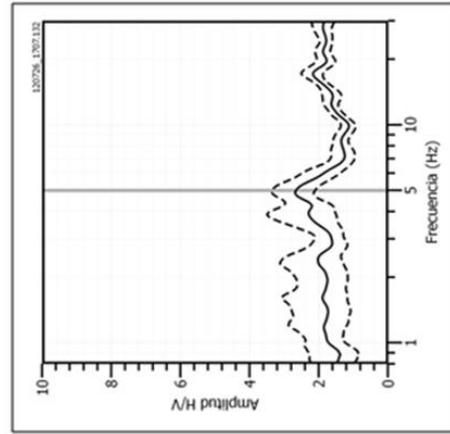


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm082

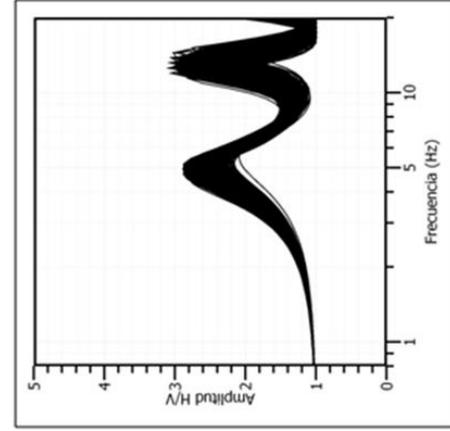


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

Figura 65 Análisis e interpretación geofísica de los arreglos sísmicos lineales obtenidos con el método MASW 1-D para el arreglo L01

ARREGLO L14

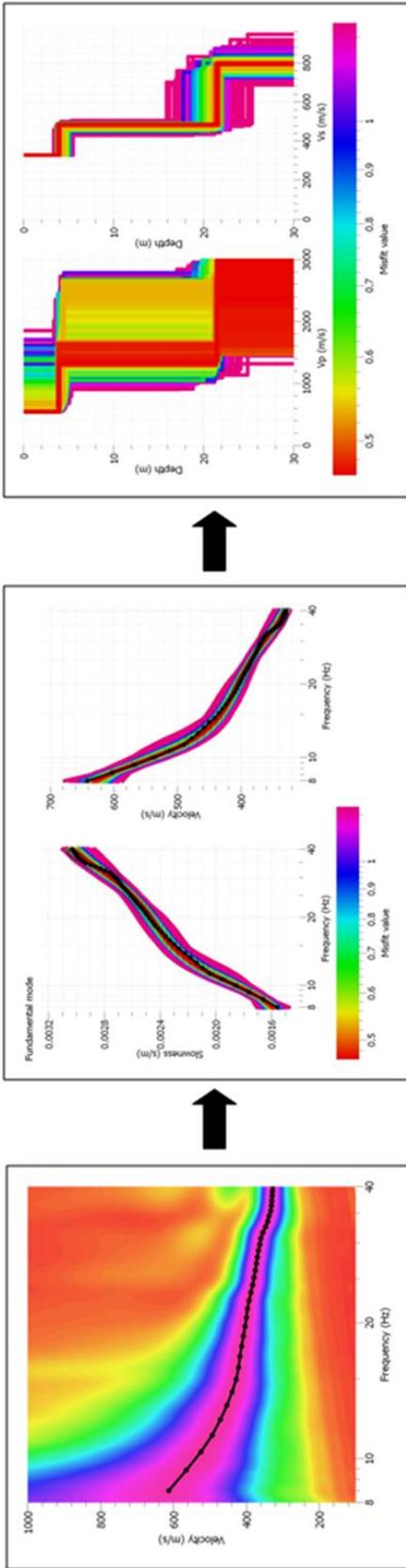


Fig. 1. Imagen de Dispersión

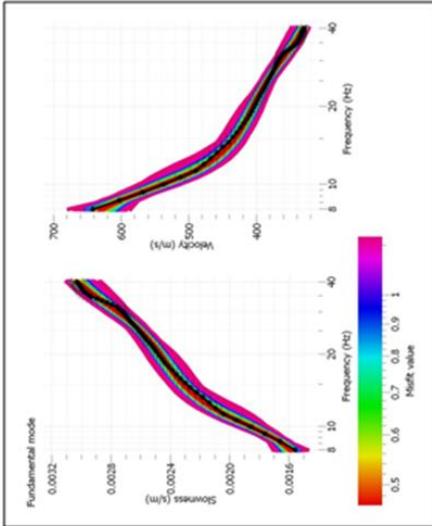


Fig. 2. Curva de Dispersión

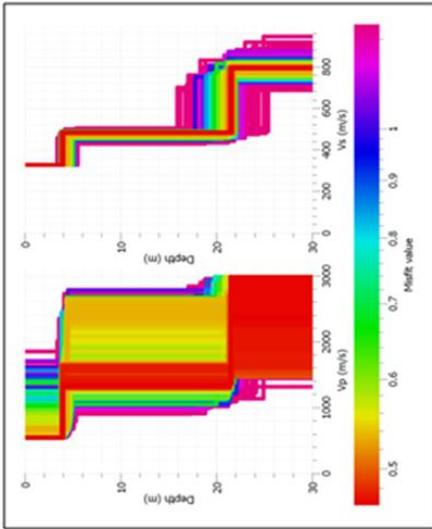


Fig. 3. Perfiles de Suelo

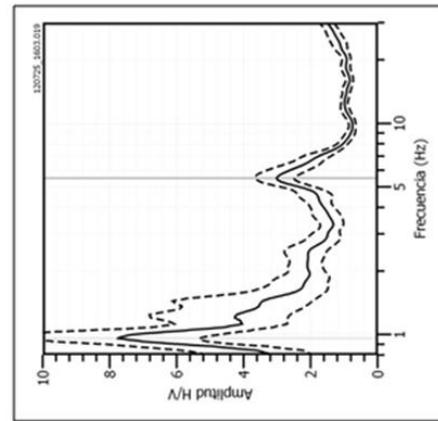


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm019

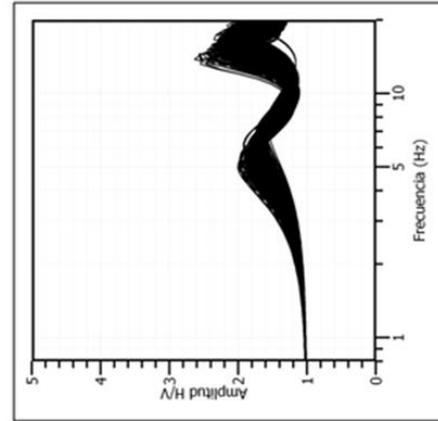


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

Figura 65 ...// Continuación. Arreglo L14

ARREGLO L03

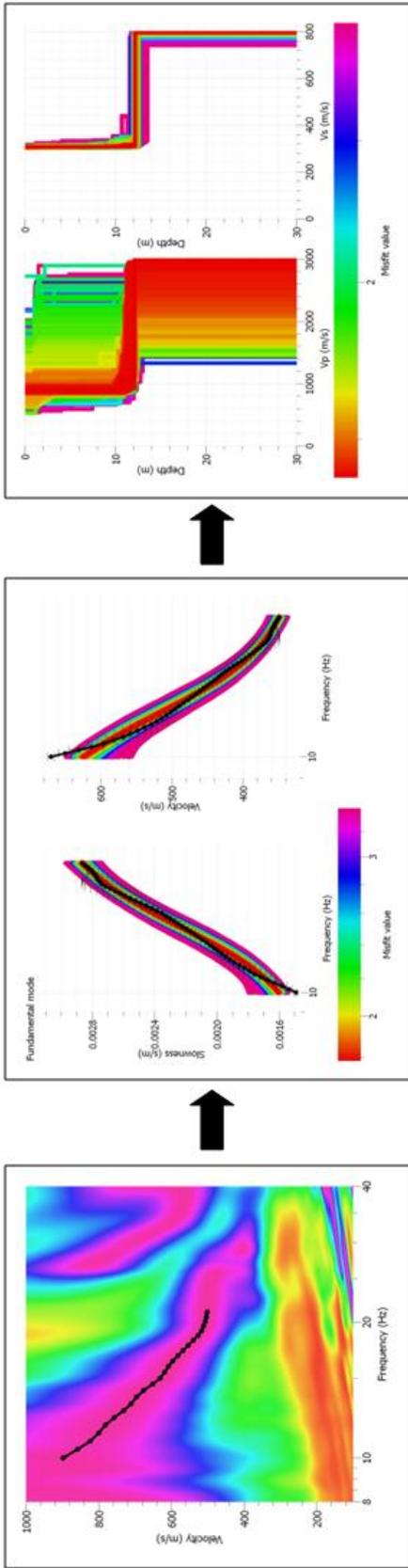


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

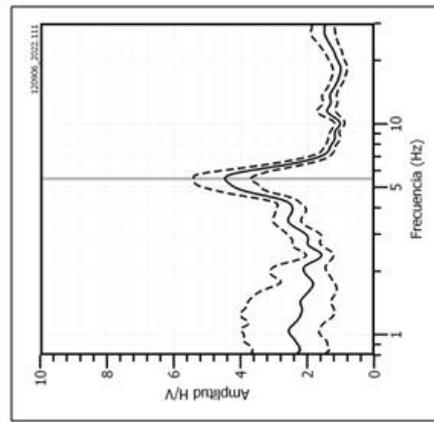


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm097

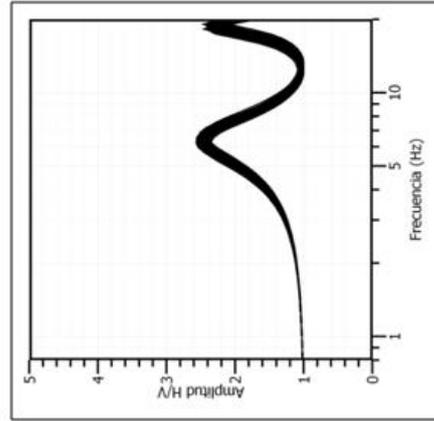


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V



Figura 65 ...// Continuación. Arreglo L03

ARREGLO L10

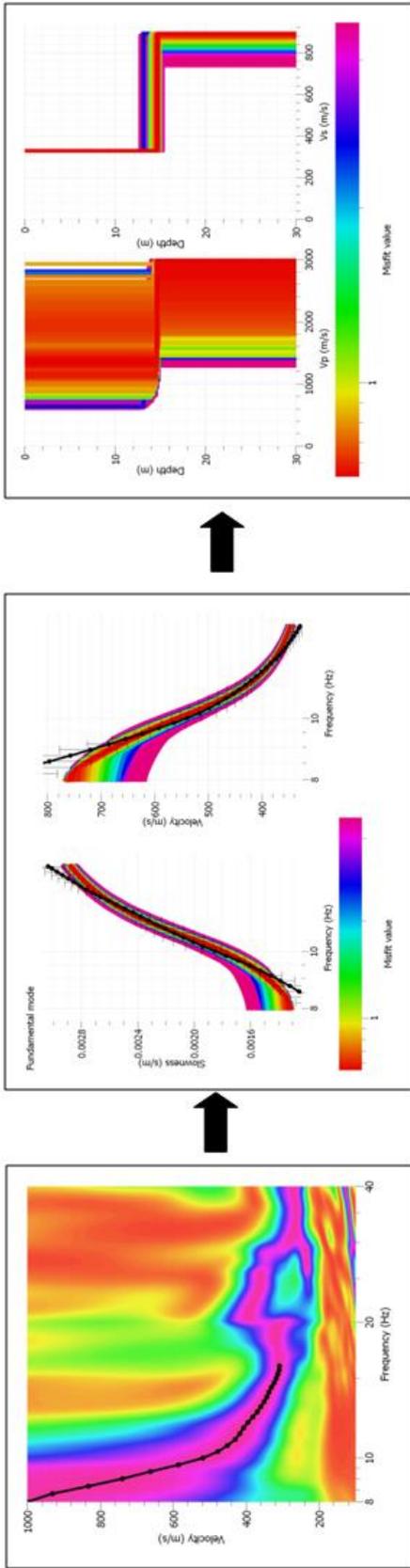


Fig. 1. Imagen de Dispersión

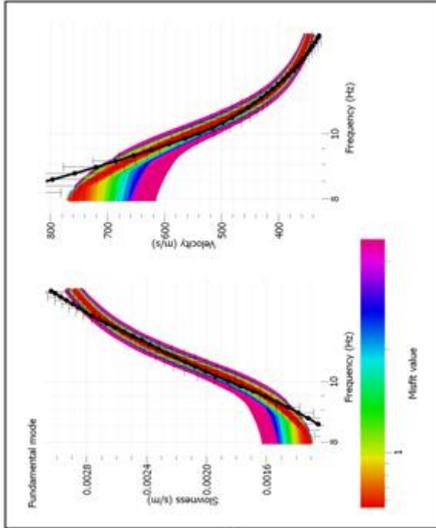


Fig. 2. Curva de Dispersión

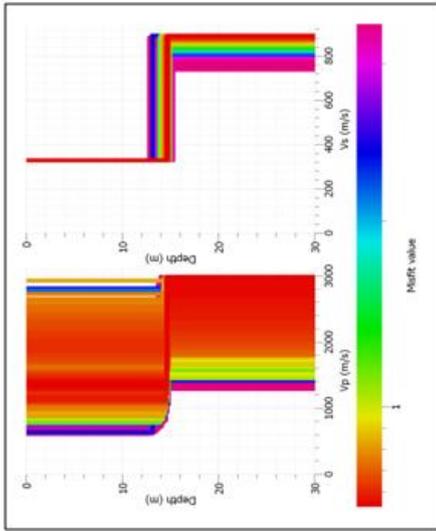


Fig. 3. Perfiles de Suelo

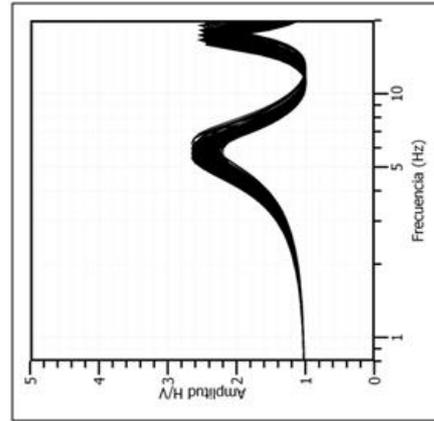


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

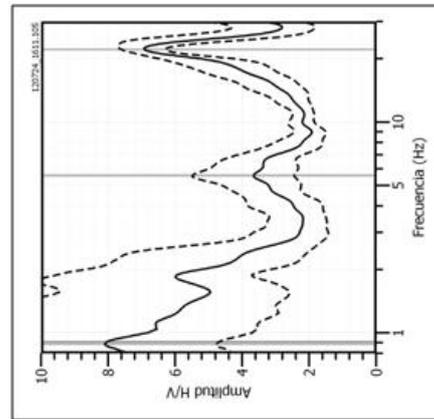


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm055

Figura 65 ...// Continuación. Arreglo L10

ARREGLO L13

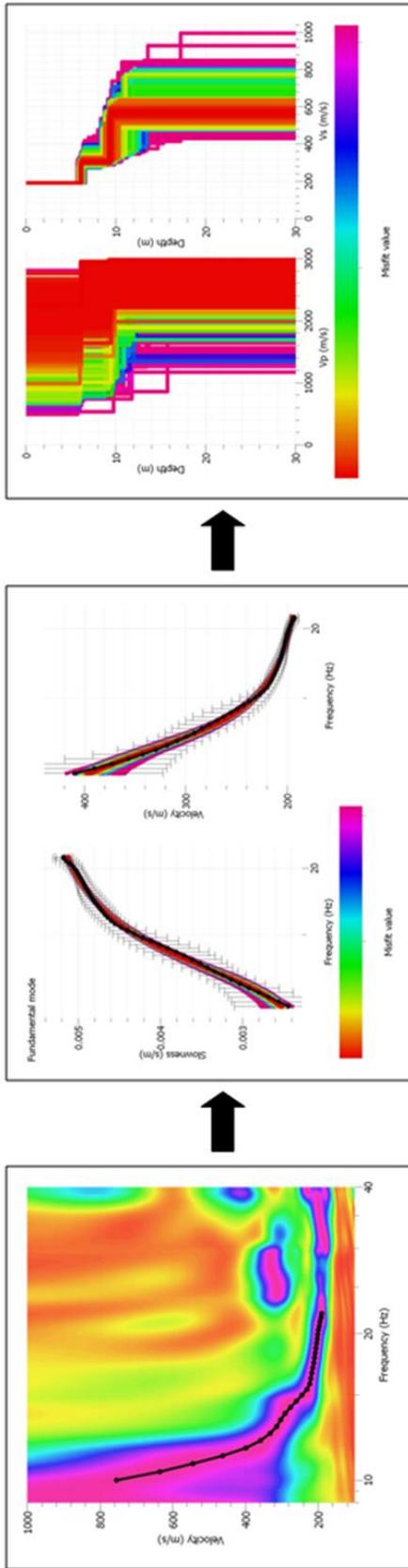


Fig. 1. Imagen de Dispersión

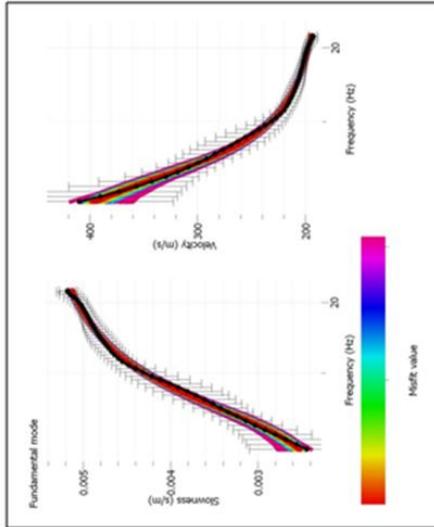


Fig. 2. Curva de Dispersión

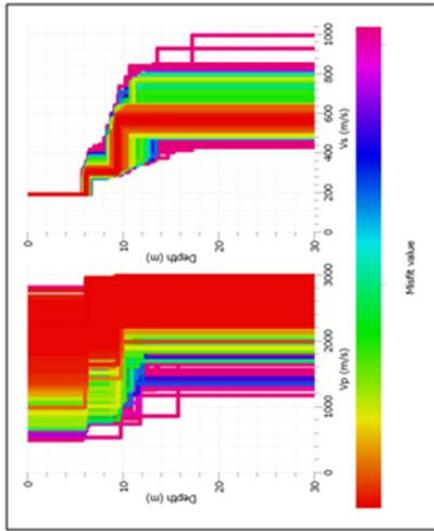


Fig. 3. Perfiles de Suelo

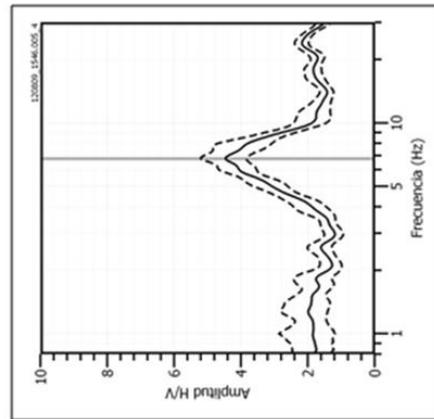


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm133

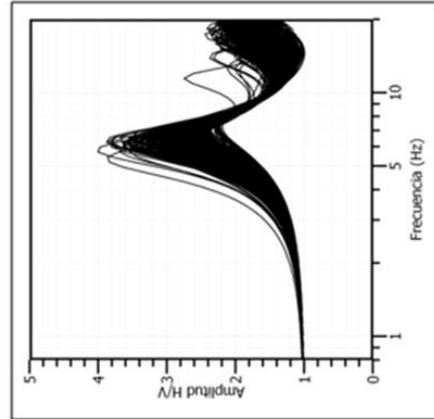


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

- **AREA 2:** Para esta área se analizaron los arreglos L09 y L12, ambos paralelos a las curvas de nivel y los arreglos L04, L05, L07, L08 y L11 perpendiculares a estas curvas (Figura 66).

Arreglos L09 y L12: Estos arreglos han permitido obtener perfiles de velocidad para los puntos ubicados en el extremo sur de la quebrada de Pucruyacra sobre el camino de trocha. En ambos perfiles se ha diferenciado dos capas: la primera superficial con velocidades V_s promedio de 300 m/s correspondiente a suelos duros con espesores que fluctúan entre 6-10 metros. La segunda capa presenta velocidades V_s de 400m/s equivalente a suelos duros con espesores que fluctúan alrededor de 12 metros. En la superficie de contacto con la siguiente capa se tiene velocidades V_s promedio de 750 m/s que corresponden a suelos muy duros o roca blanda.

Arreglo L05 y L08: Estos arreglos han permitido obtener perfiles de velocidad para puntos ubicados entre el camino de trocha, sobre el Túnel de Aducción y la Quebrada de Pucruyacra. Ambos perfiles presentan dos capas, la primera superficial con velocidades de 210 - 250 m/s correspondientes a suelos blandos-duros con espesores que fluctúan alrededor de 8 metros en ambos perfiles. La segunda capa presenta velocidades de 380 m/s y 490 m/s respectivamente correspondiendo a suelos muy duros con espesores del orden de 12 a 18 metros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades de 700 a 800 m/s respectivamente y corresponden a suelos muy duros. Según el perfil L08, el contraste de velocidades se presenta con un factor de 2.

Arreglo L04 y L11: Estos arreglos han permitido obtener perfiles de velocidad para los puntos ubicados al Oeste del escarpe de fisuras ubicadas en el extremo superior del Área 2. Se ha identificado la presencia de dos capas, la primera superficial con velocidades de 220 m/s correspondiente a suelos blandos-duros con espesores el orden de 8 a 4 metros. La segunda capa presenta velocidades de 440 a 340 m/s y corresponde a suelos muy duros con espesores, en para ambos casos, de hasta 12 metros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades de 800 m/s y equivalen a suelos de rocas moderadamente duras.

Arreglo L07: Este arreglo permite obtener un perfil de velocidad para el punto ubicado en extremo superior del Área 2, llegándose a identificar la presencia de hasta dos capas, la primera superficial con velocidades de 370 m/s correspondiente a suelos muy duros con espesores de alrededor de 4 metros. La segunda capa presenta velocidades de 390 m/s correspondiendo a suelos muy duros con espesores de 8 metros. La superficie de contacto con la siguiente capa presenta velocidades de 800 m/s correspondiente a suelos con rocas moderadamente duras. En este perfil se observa velocidades relativamente altas para la capa superficial en comparación con los valores obtenidos en los perfiles L04 y L11.

- **AREA 3:** En esta área no se realizó ningún arreglo debido a problemas de accesibilidad.

- **AREA 4:** Para esta área se analizó el arreglo L02 que presenta una orientación casi perpendicular a las curvas de nivel (Figura 67).

Arreglo L02: Este arreglo permitió obtener el perfil de velocidad para el punto ubicado entre el margen derecho del Rio Rimac y la Carretera Central, llegándose a identificar la presencia de dos capas, la primera superficial con velocidades de 310 m/s correspondiente a suelos duros y con espesores del orden de 7 metros. La segunda capa presenta velocidades de 400 m/s y corresponde a suelos muy duros con espesores de 16 metros. En la superficie de contacto con la siguiente capa se observa velocidades de hasta 800 m/s correspondientes a suelo formado por rocas moderadamente duras.

A fin de conocer la distribución de velocidades y espesores de las capas superficiales presentes en el área de estudio, se precedió a invertir el modelo de velocidad de cada punto a fin de obtener una función de transferencia teórica utilizando métodos numéricos inversos. Obtenidas las funciones teóricas, fueron correlacionadas con las funciones obtenidas con el método H/V, observándose, para el mismo rango de frecuencias, buena correspondencia entre las frecuencias predominantes. Estos resultados permitieron concluir que los valores estimados para las velocidades de ondas de corte (V_s) y espesores de las capas superficiales son correctos, lo cual valida los resultados obtenidos con ambas metodologías.

ARREGLO L09

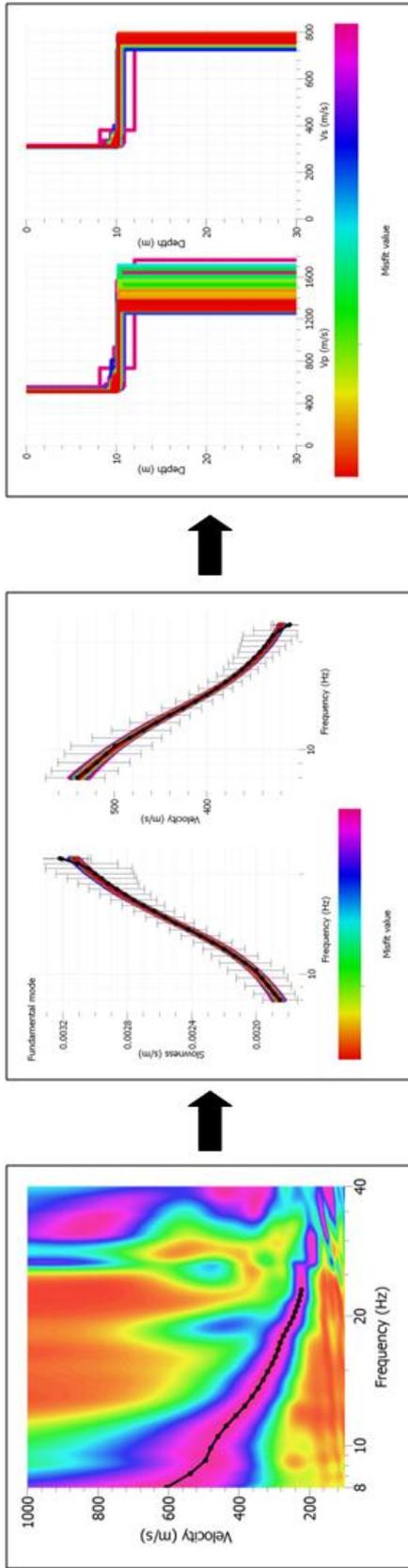


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

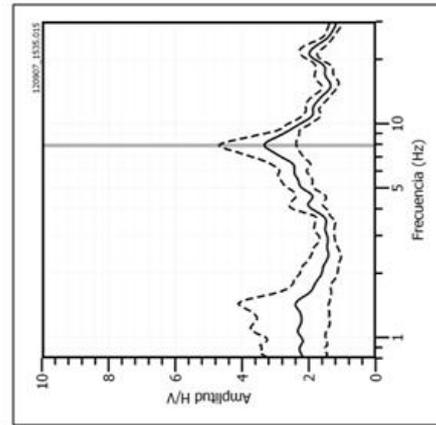


Fig. 5. Punto cercano H/V_ S_m040

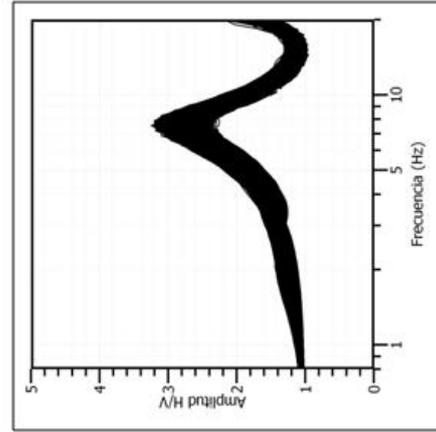


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

ARREGLO L12

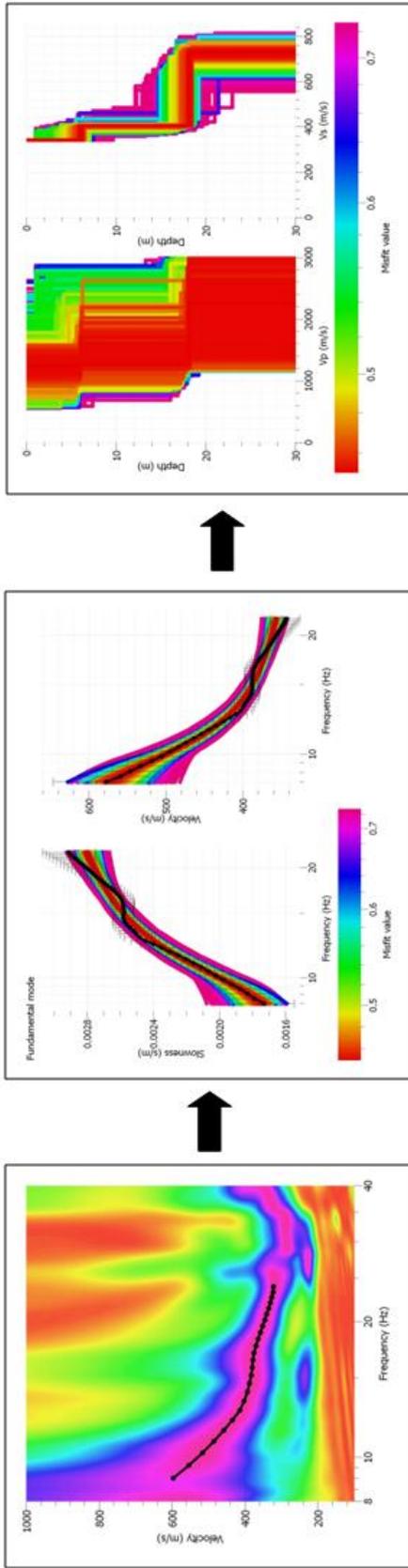


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

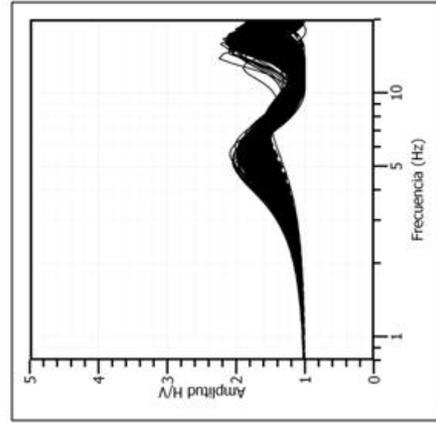


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

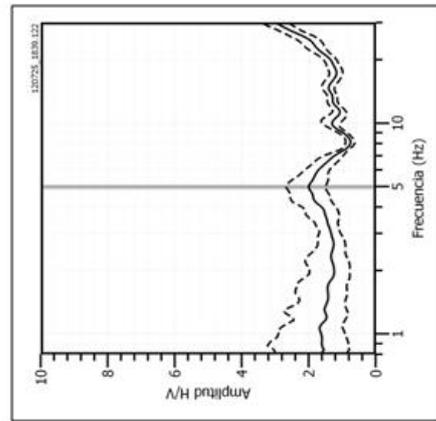


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm072

Figura 66 ...// Continuación. Arreglo L12

ARREGLO L05

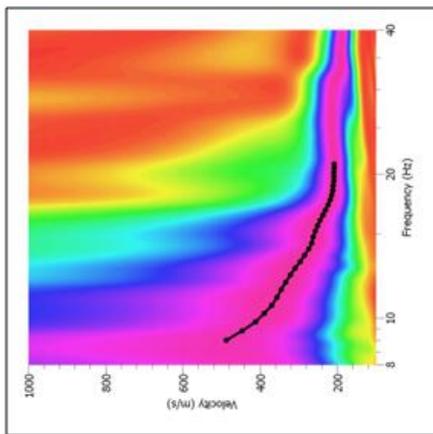


Fig. 1. Imagen de Dispersión

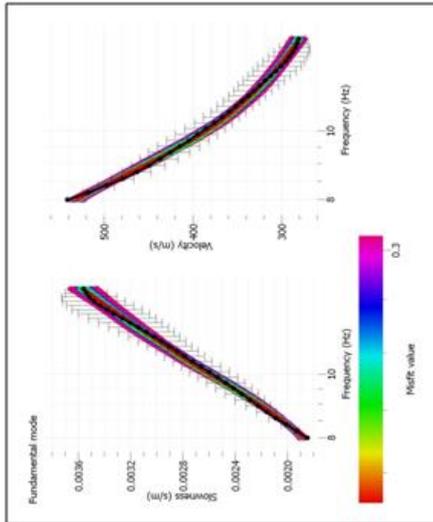


Fig. 2. Curva de Dispersión

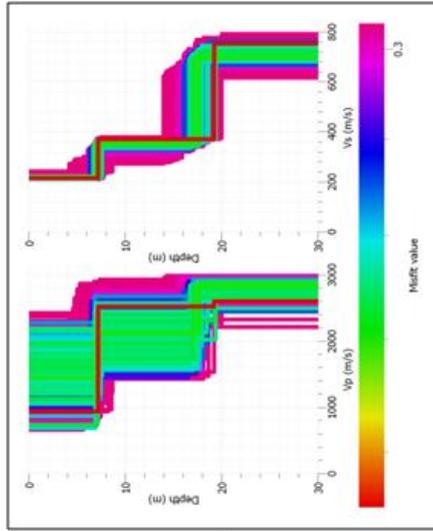


Fig. 3. Perfiles de Suelo

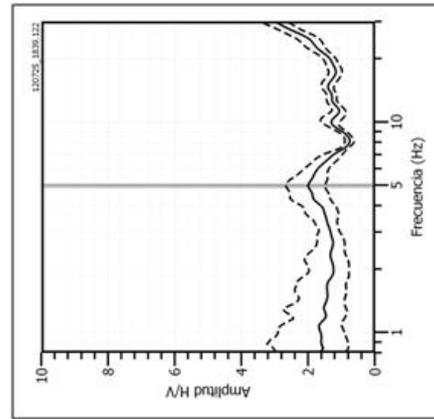


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm072

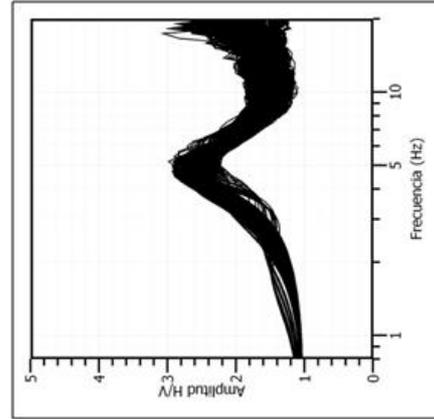


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

Figura 66 ...// Continuación. Arreglo L05

ARREGLO L08

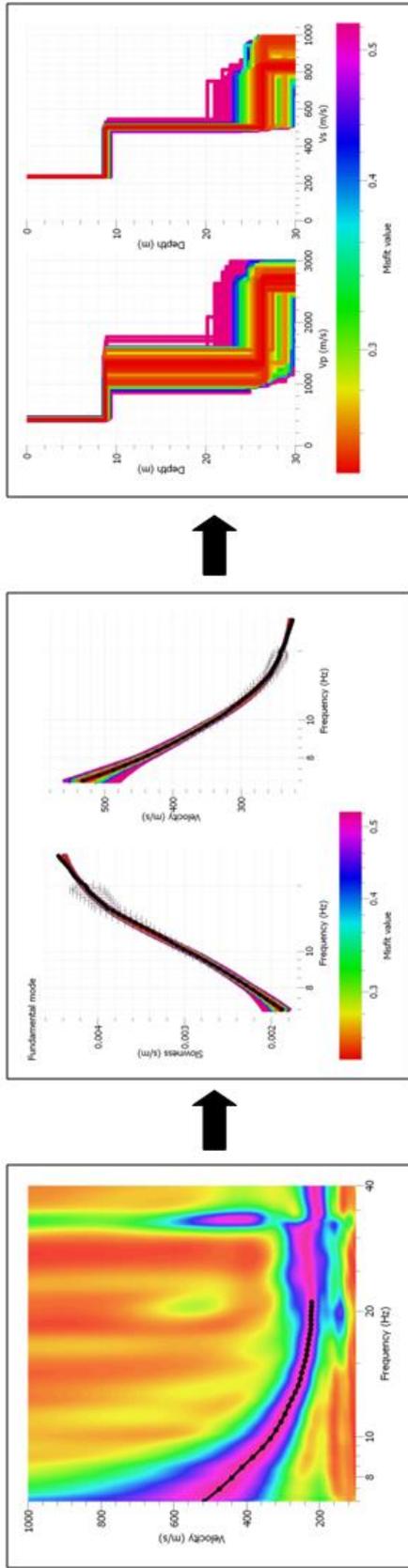


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Inversión de Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

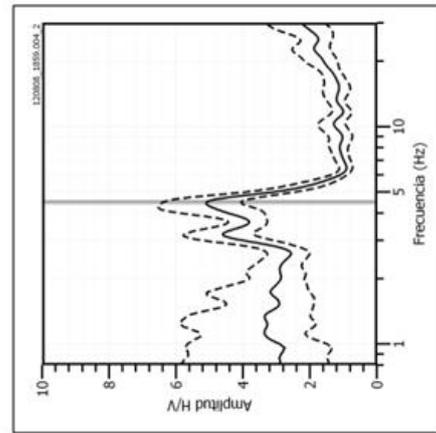


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm125

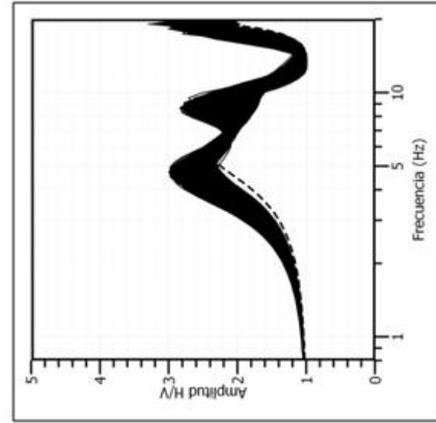


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V



Figura 66 ...// Continuación. Arreglo L08

ARREGLO L04

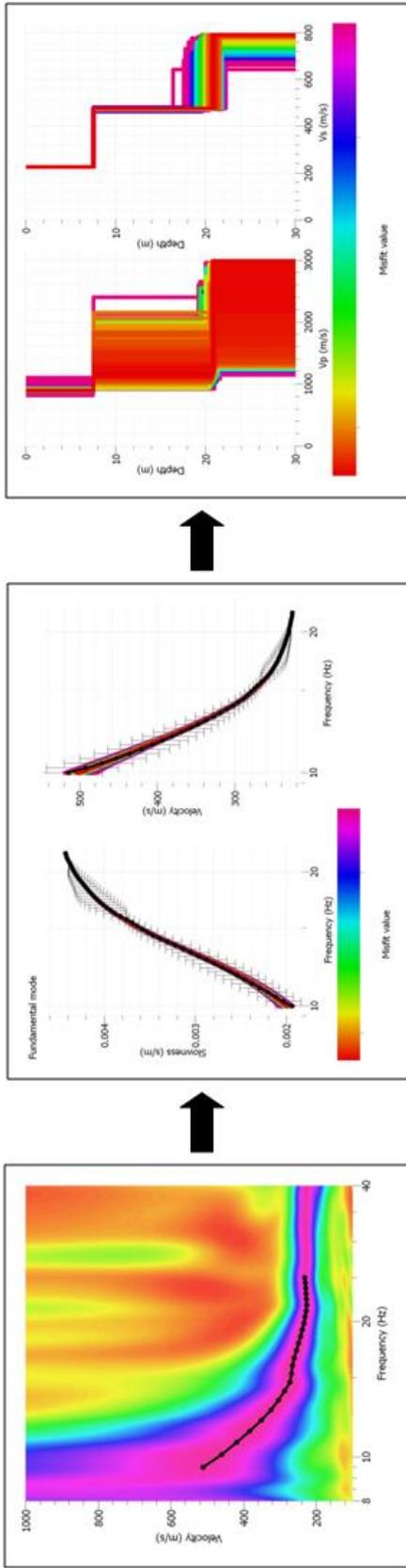


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

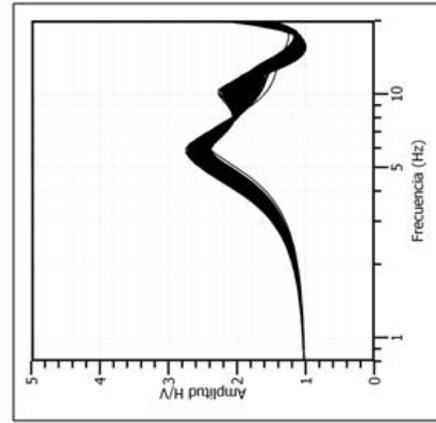


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

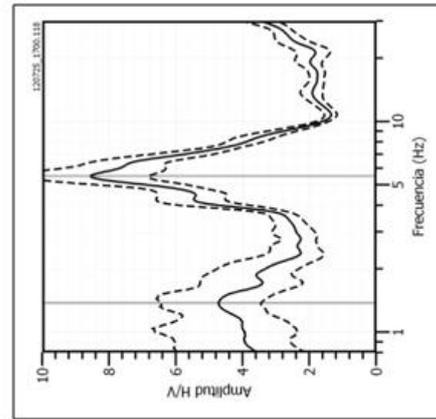


Fig. 5. Punto cercano H/V_Sm068

Figura 66 ...// Continuación. Arreglo L04

ARREGLO L11

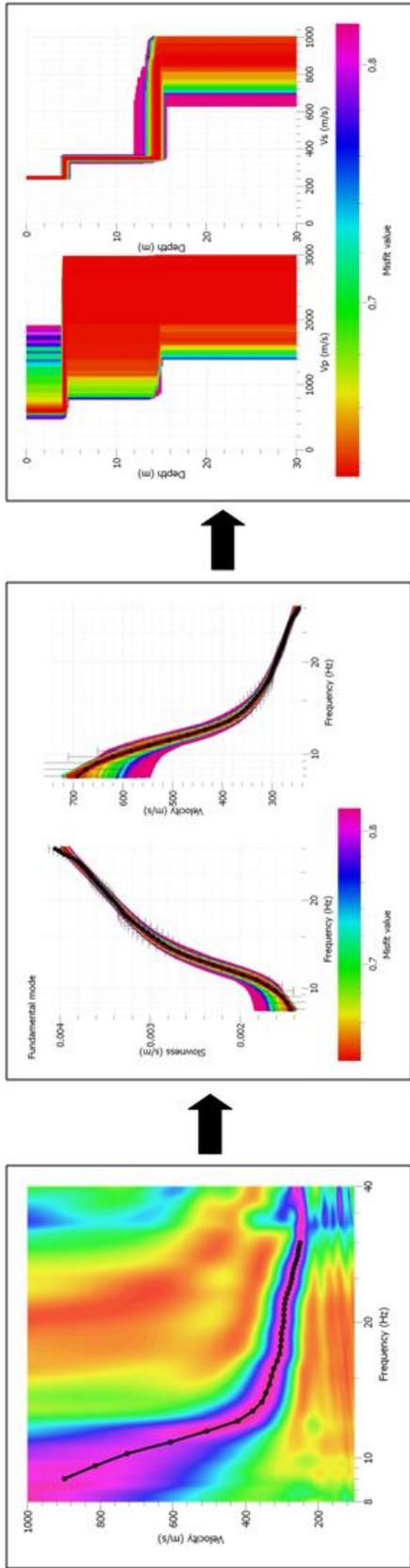


Fig. 1. Imagen de Dispersión

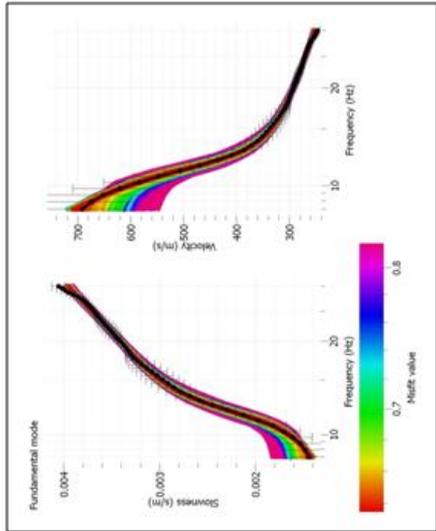


Fig. 2. Curva de Dispersión

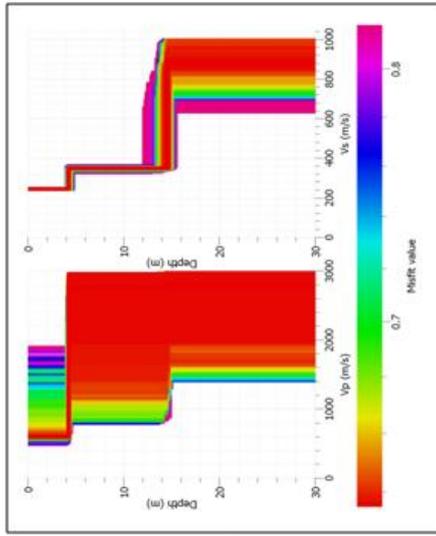


Fig. 3. Perfiles de Suelo

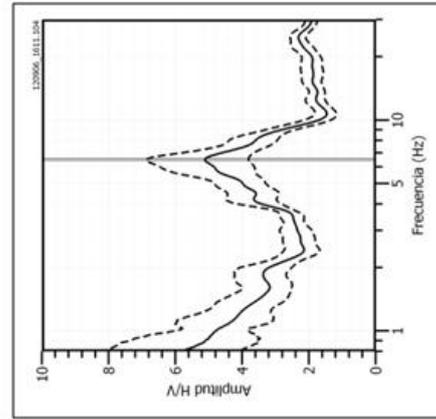


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm090

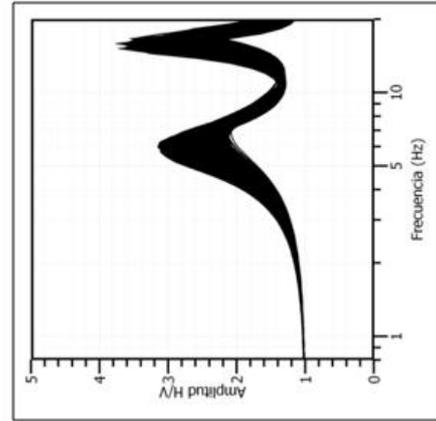


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V

Figura 66 ...// Continuación. Arreglo L11

ARREGLO L07

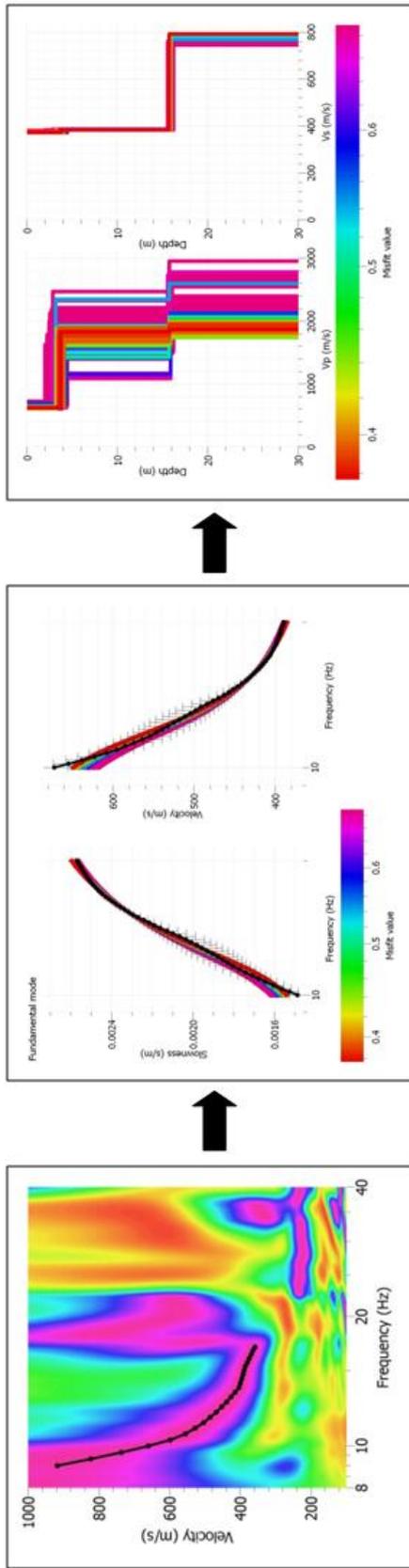


Fig. 1. Imagen de Dispersión Inicio de Línea

Fig. 2. Curva de Dispersión Inicio de Línea

Fig. 3. Perfiles de Suelo de Inicio de Línea

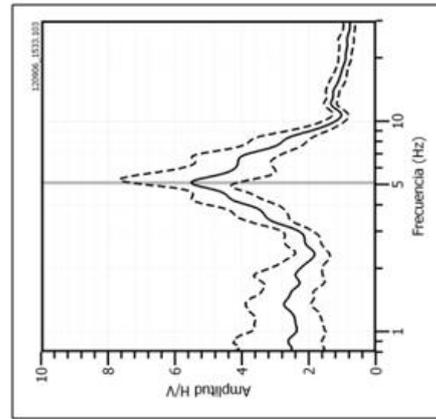


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm089

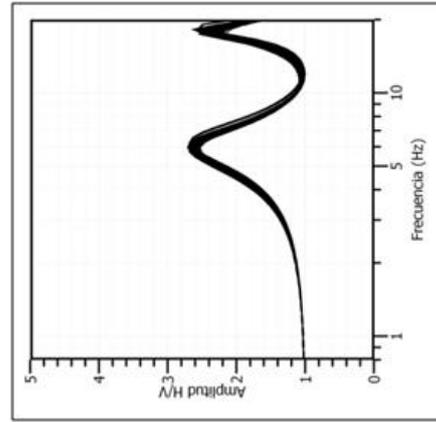


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V de Inicio de Línea



Figura 66 .// Continuación. Arreglo L07

ARREGLO L02

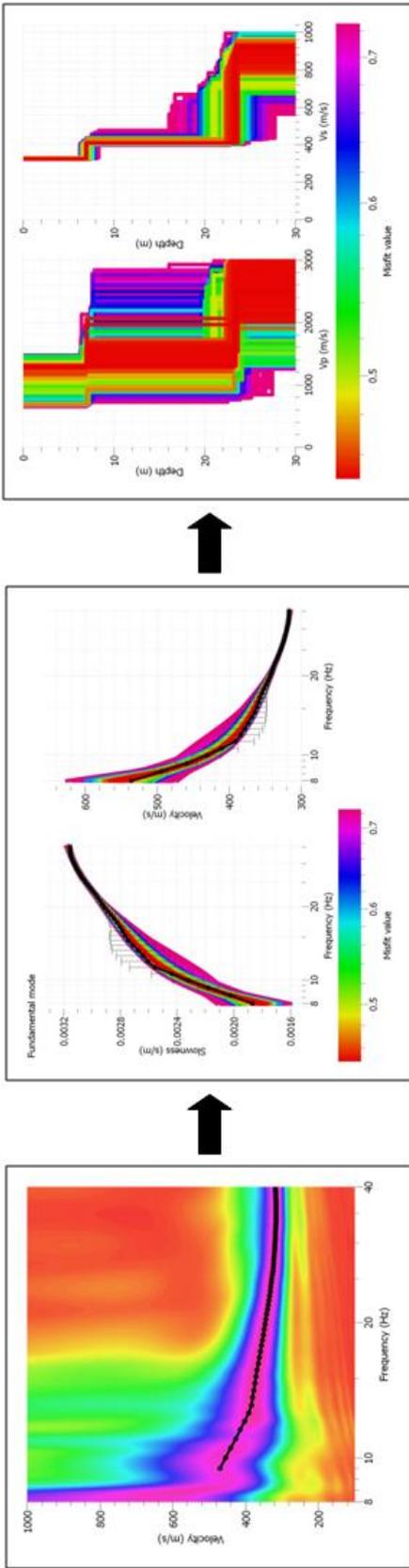


Fig. 1. Imagen de Dispersión

Fig. 2. Curva de Dispersión

Fig. 3. Perfiles de Suelo

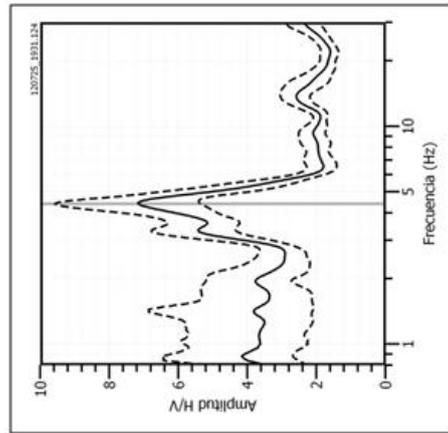


Fig. 5. Punto cercano H/V_ Sm074

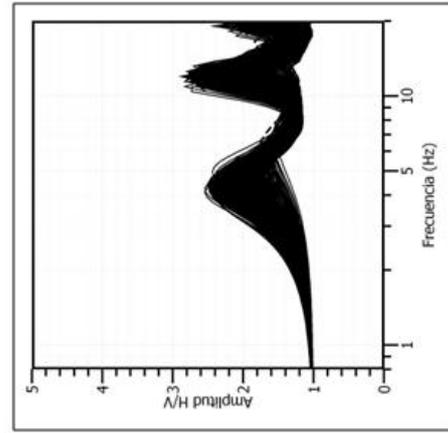


Fig. 4. Inversión de la Inversión H/V



Figura 67 Análisis e interpretación geofísica de los arreglos sísmicos lineales obtenidos con el método MASW 1-D para el arreglo L02

Posteriormente, a fin de construir un modelo 3D de las capas superficiales no consolidadas y sus espesores se aplicó un procedimiento de inversión a partir de las frecuencias predominantes (H/V) y las velocidades Vs obtenidos con el método MASW. El resultado permite disponer del mapa de iso-espesores presentado en la Figura 68, el mismo que facilita el análisis de la geomorfología de las capas superficiales presentes en el Cerro Pucruyacra. Siguiendo la clasificación por áreas definida anteriormente y los colores establecidos en la escala (rojo, suelos de menor espesor y azul, suelos de mayor espesor), se tiene las siguientes características:

- **Área 1** (extremo superior, Zona Norte), los espesores de la capa superficial varían entre 10 y 14 metros, llegándose a incrementar hasta 20 metros conforme se tiene hacia el Canal de Aducción.
- **Área 2** (extremo superior, Zona Sur), el espesor de la capa sedimentaria varía entre 14 y 27 metros.
- **Área 3** (extremo inferior entre las Zonas Norte y Sur), el espesor de la capa sedimentaria es mínima.
- **Área 4** (parte baja del área de estudio, por debajo de la Carretera Central), los espesores de la capa sedimentaria varían entre 25 a 50 metros.

De acuerdo a la geomorfología del área de estudio y a los resultados obtenidos, se establecen los siguientes resultados:

En el mapa de iso-espesores (Figura 68), se observa que la parte baja de la ladera central del Cerro Pucruyacra (costado de la quebrada Pucruyacra), se tiene la presencia de dos áreas donde la capa sedimentaria presenta menor espesor, lo cual sugiere la presencia de posibles afloramientos rocosos separados por una área de transición vinculada con un mayor espesor del medio sedimentario. Por otro lado, la distribución de espesores y velocidades sugieren que el extremo superior de la Zona Sur experimenta mecanismos de extensión y su extremo inferior, mecanismos de compresión, por considerar está última los mayores espesores y velocidades. Según el mapa, las zonas rocosas se encuentran en los bordes del área de estudio, todas definidas con tonalidades de color rojo (Figura 68).

- De acuerdo a la distribución de espesores de la capa sedimentaria sobre la ladera del Cerro Pucruyacra, en el extremo superior del Área-2 (Zona Sur) existe un área cuya capa sedimentaria es de mayor espesor permitiendo que la misma tenga un comportamiento inestable.
- La distribución de los iso-espesores revelan que la geomorfología de la superficie de contacto, entre la capa sedimentaria superficial (no consolidada) y la base rocosa, presenta dos concavidades con diferentes espesores delimitadas por la Quebrada Pucruyacra (Zonas Norte y Sur). La capa sedimentaria de mayor espesor se encuentra en la Zona Sur (Área-2) y de menor espesor en la Zona Norte (Área-1). La capa sedimentaria en el Área-2, presenta una geometría alargada paralela a la Quebrada Pucruyacra. Hacia el extremo Este del Cerro Pucruyacra (por debajo de la Carretera Central), en las zonas más llanas, los espesores de las capas son considerablemente mayores, evidenciando que sobre estas zonas se asienta la mayor cantidad de material deslizado del cerro de Pucruyacra.
- En general, la capa sedimentaria superficial incrementa su espesor conforme tiende hacia las partes bajas (Carretera Central), aunque en algunas áreas, de manera puntual, se observa que la capa sedimentaria disminuye su espesor debido probablemente a la presencia de afloramientos rocosos que sirven de soporte transitorio a posibles procesos dinámicos.

A fin de realizar un análisis más detallado, sobre el mapa de iso-espesores se ha procedido a elaborar 6 perfiles topográficos (Figura 68), tres de ellos siguen las cotas de la topografía y los otros tres, son perpendiculares a las mismas. En cada perfil, se indica la morfología de la capa superficial no consolidada y la interface en profundidad con la siguiente capa.

Corte C1 (Figura 69), se encuentra a lo largo de la pendiente de la denominada Zona Sur (Área -2). En el extremo superior de la ladera, el espesor de la capa sedimentaria superficial fluctúa alrededor de los 20 metros, en la parte media de la ladera, sobre la proyección del canal de conducción y próximo al macizo rocoso, el espesor es relativamente menor, y por debajo de la Carretera Central, el espesor es del orden de 40 metros.

Corte C2 (Figura 69), se encuentra entre las Zonas Sur (Área -2) y Norte (Área -1) del área de estudio. Aquí, el espesor de la capa sedimentaria superficial va decreciendo desde su extremo más alto hacia la parte media del mismo. Entre la cota de 3150 msnm y 3180 msnm, el espesor de la capa sedimentaria se incrementa hasta 25 metros para luego disminuir rápidamente conforme tiende a la cota de 3110 msnm. Por debajo de la Carretera Central, la capa sedimentaria alcanza espesores del orden de 40 metros.

Corte C3 (Figura 70), se encuentra a lo largo de la pendiente de la denominada Zona Norte (Área -1). En la parte superior y media de la ladera, el espesor de la capa sedimentaria superficial presenta espesores que fluctúa alrededor de 18 metros y su parte media entre 18-20 metros. Por debajo de la Carretera Central, el espesor de la capa sedimentaria es del orden de 40 metros.

Corte C4 (Figura 70), corresponde al extremo inferior del área de estudio, sobre la cota 3175m.s.n.m. Aquí, el espesor de la capa sedimentaria, en su extremo sur, es del orden de los 30 metros y hacia su extremo norte, de aproximadamente 20 metros. Asimismo, la superficie de interface entre la capa superficial y la siguiente capa en profundidad, muestra la base de dos sub-cuencas separadas por una zona en donde el espesor de la capa sedimentaria es mínimo. Además, hacia el extremo sur, el espesor de las capas sedimentaria disminuye rápidamente, contrario a lo observado en la Zona Norte.

Corte C5 (Figura 71), considera la parte media del Cerro Pucruhacra, sobre la cota 3200m.s.n.m. Aquí se observa claramente que el espesor de la capa sedimentaria se incrementa de norte a sur. En el extremo del Área 1, cerca al canal de abducción, el espesor de la capa sedimentaria es mínima y actúa como límite entre la roca y la capa sedimentaria.

Corte C6 (Figura 71), se encuentra en el extremo superior del Cerro Pucruhacra, sobre la cota 3255m.s.n.m. Aquí se observa una cierta uniformidad en el espesor de la capa sedimentaria, llegando a fluctuar con espesores entre 15 a 20 metros.

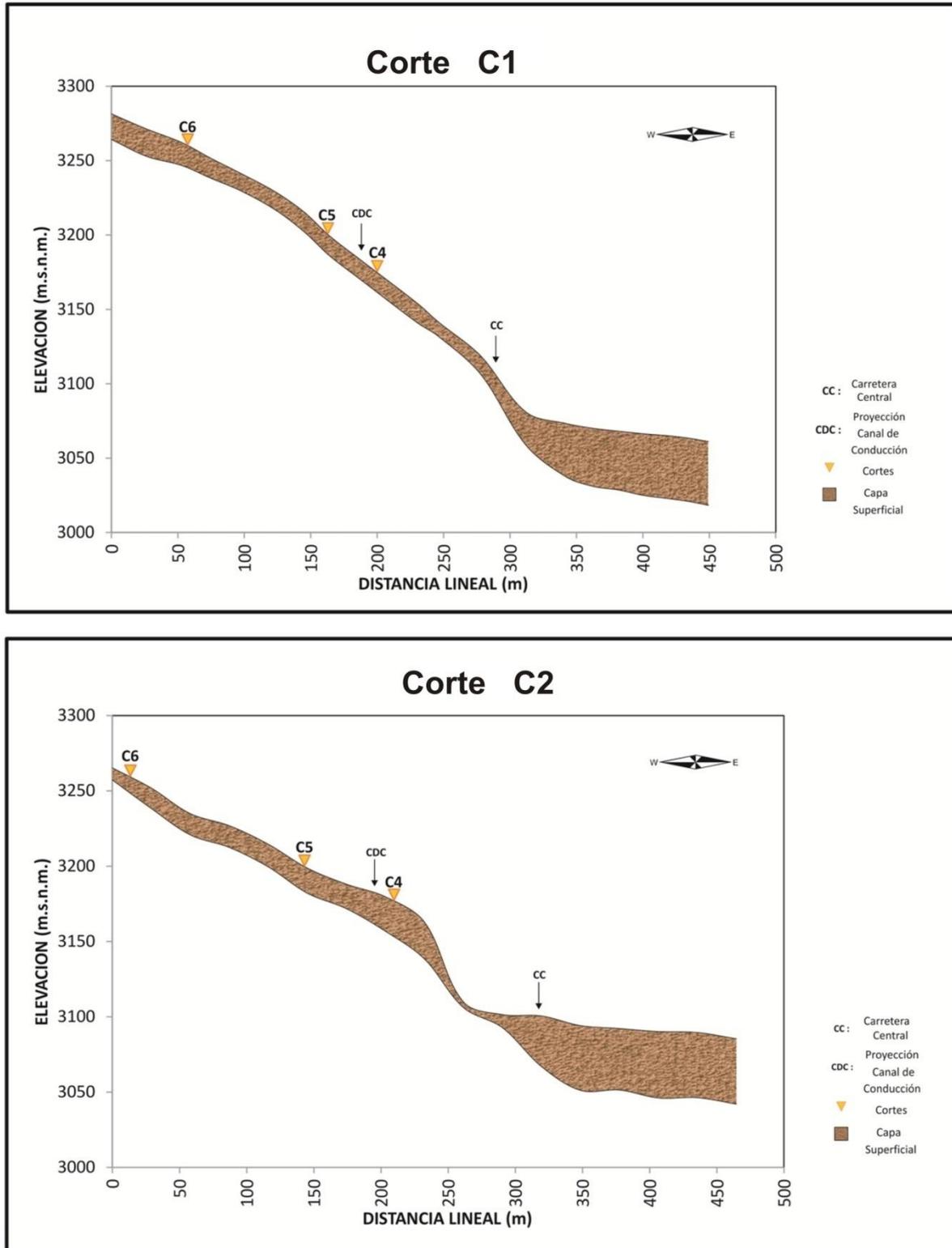


Figura 69 Cortes topográficos perpendiculares a las cotas en el Cerro Pucruchaca. Para identificar C1 y C2, ver Figura 78.

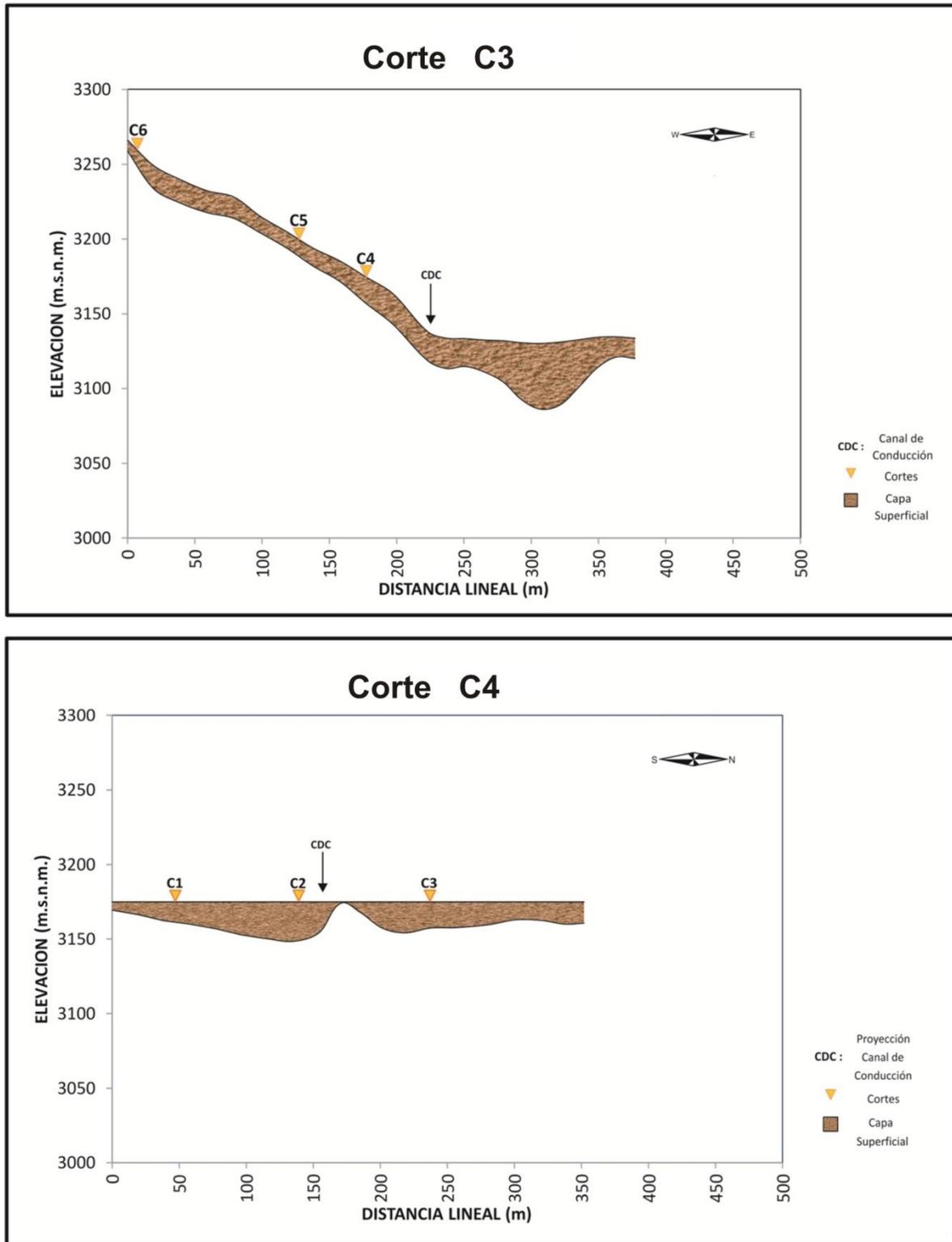


Figura 70 Cortes topográficos perpendiculares y paralelos a las cotas del Cerro Pucruchacra. Para identificar C3 y C4, ver Figura 68.

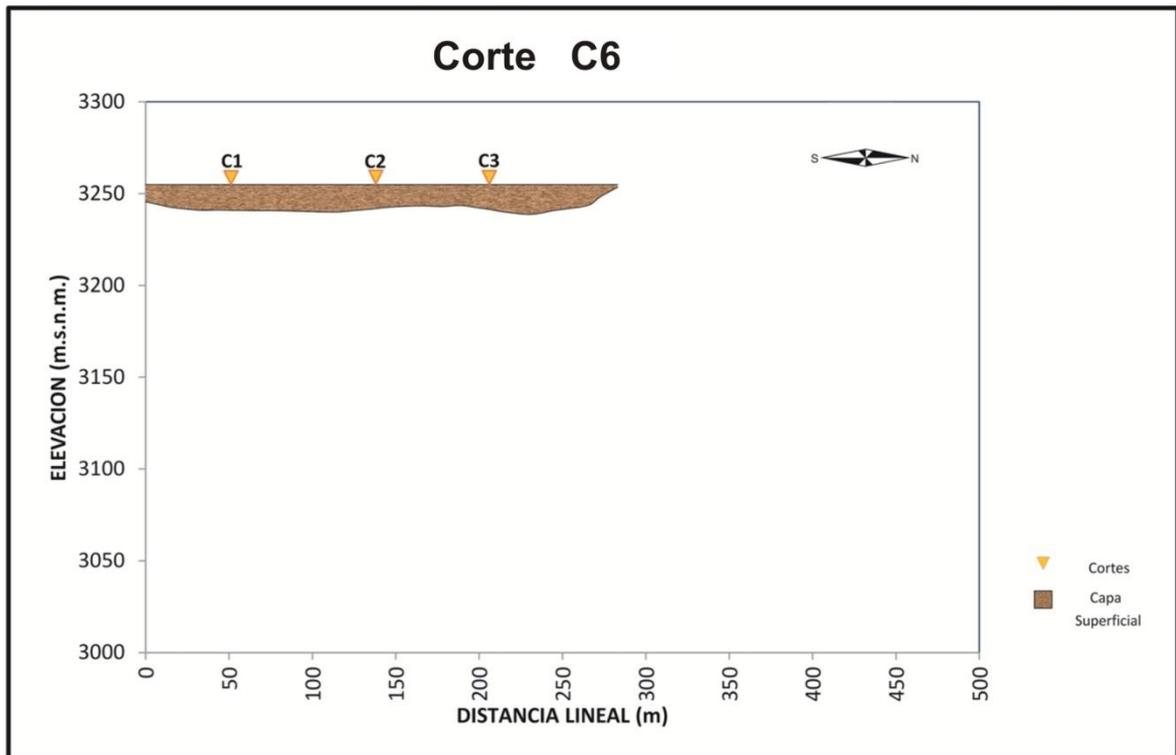
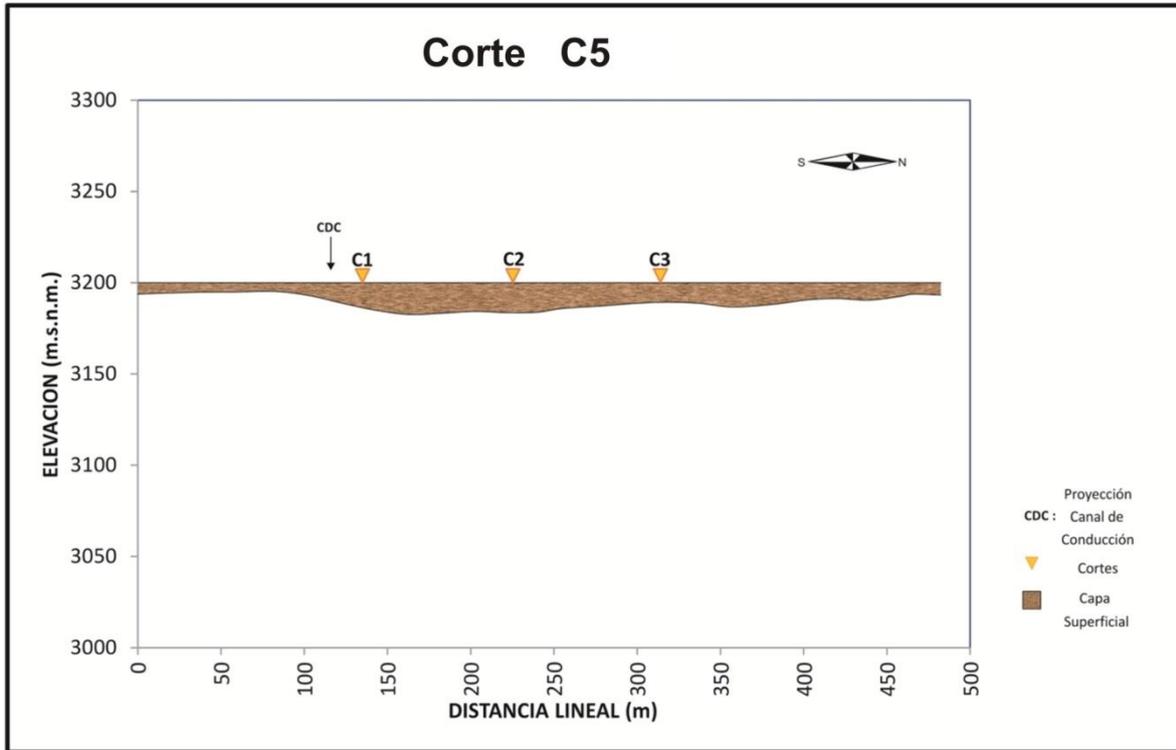


Figura 71 Cortes topográficos paralelos a las cotas del Cerro Pucruchacra. Para identificar C5 y C6, ver Figura 68.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la geomorfología del área de estudio presenta una pendiente importante y revela condiciones apropiadas para el desarrollo de cualquier proceso dinámico asociado a posibles deslizamientos de material inestable. La superficie de contacto entre la capa superficial sedimentaria (no consolidada) y la capa profunda (suelo duro), muestra la existencia de dos concavidades con diferente nivel de profundidad, ambas separadas por la Quebrada de Pucruchacra (llamadas Zona Norte y Sur, INDECI) y delimitadas por un macizo rocoso que bordea toda el área de estudio.

En la parte baja de la ladera central del Cerro Pucruchacra (costado de la quebrada Pucruchacra), se identifica la presencia de dos áreas donde la capa sedimentaria presenta menor espesor, lo cual sugiere la presencia de posibles afloramientos rocosos separados por una área de transición vinculada con un mayor espesor del medio sedimentario. Por otro lado, la distribución de espesores y velocidades sugieren que el extremo superior de la Zona Sur experimenta mecanismos de extensión y su extremo inferior, mecanismos de compresión, por considerar está última los mayores espesores y velocidades.

Finalmente, a partir del mapa de iso-espesores y de los cortes realizados, se ha estimado el área total del material susceptible a deslizamiento en 68965 m², con espesores promedio del orden de 18-25 metros. Por otro lado, el volumen de la capa sedimentaria propensa a posibles deslizamientos alcanzaría volúmenes entre 1241370 y 158619 m³.

CAPÍTULO VI DISCUSIONES

6.1.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Para conocer las propiedades y el comportamiento de los suelos se consideran diferentes métodos de exploración los cuales son divididos en dos grandes grupos: los métodos directos y métodos indirectos o geofísicos.

Los métodos indirectos de exploración geotécnica están basados en la medida de una característica física de los materiales que componen el subsuelo, permitiendo determinar su perfil estratigráfico, sus parámetros elásticos y algunas otras propiedades, como compacidad, conductividad eléctrica y contenido de humedad. Los métodos directos de exploración geotécnica permiten conocer las características de un sitio mediante la observación directa de las propiedades del suelo y las rocas mediante la recuperación de una muestra de terreno para su análisis.

En la ladera del cerro Pucruyacra se realizaron estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos y sus principales resultados son:

Los estudios realizados por INGEMMET indican que la ladera del Cerro Pucruyacra está conformada por material de un antiguo deslizamiento que está en proceso de reactivación, siendo el detonante las aguas provenientes de las labores agrícolas realizadas en la parte alta del cerro.

Los representantes de la Minera Corona mediante la implementación de monitoreo y control geotécnico señalan un mayor desplazamiento en la parte alta de la Zona Sur; mientras que en la parte baja de la misma zona los desplazamientos son menores a lo igual que en parte inferior de la Zona Norte. Sugiriendo que presenta mayor

inestabilidad la parte alta de la Zona Sur.

Los métodos geotécnicos permitieron la ejecución de 12 calicatas exploratorias realizadas por SVS INGENIEROS S.A.C. y de las cuales se extrajeron muestras disturbadas e inalteradas; además de una visualización directa de la estratigrafía. Se definió su composición y su clasificación SUC. Las calicatas no cubren de manera homogénea toda el área de estudio y las que se constituyeron alcanzaron de 1.00 a 2.40 metros de profundidad. Los resultados obtenidos indicaron la existencia de dos zonas geotécnicas, las llamadas Zona Sur constituida por suelo granular y Zona Norte compuesta por arena arcillosa.

Otro de los ensayos realizados fueron perforaciones de diamantina efectuado por la empresa C.H. Huanchor S.A.C. A lo igual que el anterior método no cubren de manera homogénea todo el área de estudio, pero si permiten adquirir una muestra continua de roca o suelo sin ser destruida por la perforación en profundidad. Las muestras recuperadas permitieron tener mayor información a fin de caracterizar todo el perfil geológico del subsuelo a una profundidad considerable.

Los resultados obtenidos con dos de las perforaciones realizadas en la ladera del Cerro Pucruchacra y su distribución espacial son mostrados en la Figura 72. En las Tablas 3 y 4 se presenta el resumen de los perfiles geológicos obtenidos mediante los sondeos de diamantina DH5 y DH6 y la recuperación de muestras a profundidades de 42.50 y 38.00 metros.

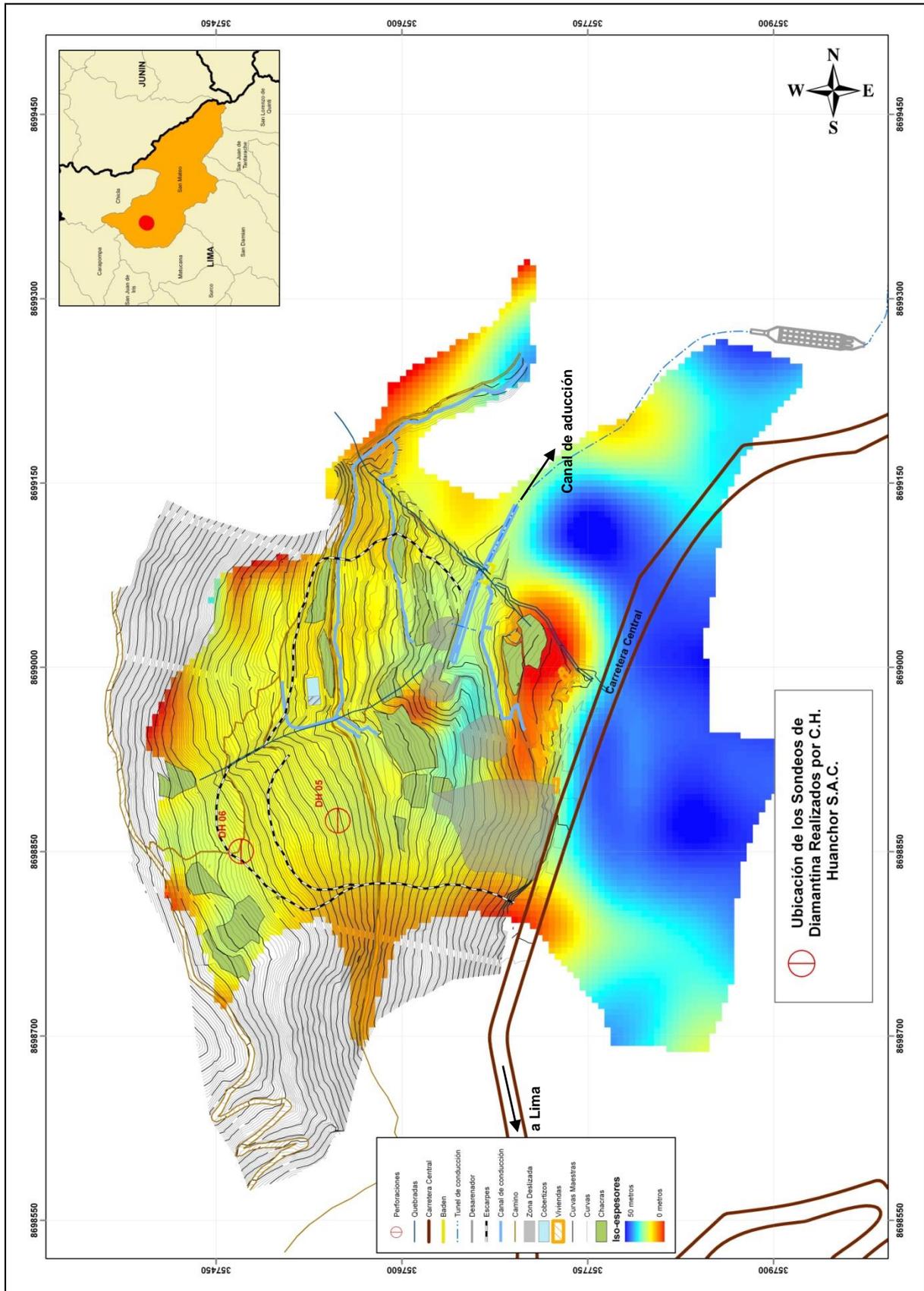


Figura 72: Mapa de iso-espores para la capa sedimentaria presente en el Cerro Pucruchaca y distribución de los sondeos de diamantina.

PERFORACIÓN 5		
Estratos	Profundidad	Descripción Litoestratigrafica
1	0-3.40 m.	Suelo, material suelto de origen coluvial con presencia de material orgánico (raíces), grava limosa, de poca plasticidad, color marrón claro, poca plasticidad.
2	3.40-10.65 m.	Suelo, grava limosa, con fragmentos del tamaño de 1 a 2 pulgadas de diámetro, de forma subangulosos a angulosos, poca plasticidad, de mediana densidad.
3	10.65-13.70 m.	Suelo limoso que engloban gravas del tamaño de cantos de aprox. 1 pulgada de diámetro, de mediana a buena plasticidad, color crema amarillento, material muy denso.
4	13.70-30.60 m.	Suelo, intercalaciones entre grava limosa y limo gravosa, con clastos del tamaño de cantos y bolones, que presentan alteración al estado de gravas medianas y gruesas, cantos provenientes de depósitos coluviales subangulosos a angulosos. Possible zona de deslizamiento de 18 a 18.50 m.
5	30.60-42.50 m.	Contacto suelo roca ubicado en el tramo 30.60 a 30.80 m. Roca andesita muy alterada, al estado de gravas angulosas a subangulosas y en algunos casos a gravas medianas y gruesas, roca de poca resistencia en el tramo 30.80 a 39.85 m. Roca andesita compacta con presencia de pirita rellenando oquedades, de mediana resistencia.

Tabla 3.- Descripción litoestratigrafica del sondeo de diamantina DH5.

PERFORACIÓN 6		
Estratos	Profundidad	Descripción Litoestratigrafica
1	0-2.10 m.	Suelo, material suelto de origen coluvial con presencia de material orgánico (raíces), grava limosa, color marrón claro, poca plasticidad.
2	2.10-3.80 m.	Suelo, grava limosa, con fragmentos del tamaño de 1 a 2 pulgadas de diámetro, de forma subangulosos a angulosos, color gris claro a marrón claro, material ligeramente denso.
3	3.80-6.50 m.	Suelo, limo-gravoso, con fragmentos del tamaño de 1 a 1/2 pulgadas de diámetro, de forma subredondeada a subangulosos, de poca plasticidad, color crema oscuro amarillento, material denso.
4	6.50-13.15 m.	Suelo gravoso envueltos en una matriz de limo de poca plasticidad, fragmentos del tamaño de 1 a 2 pulgadas de diámetro, con presencia de bolones provenientes de depósitos coluviales, color gris claro a gris, material muy denso.
5	13.15-25.50 m.	Suelo gravoso con fragmentos del tamaño de 1 a 3 pulgadas de diámetro, con forma ángulos a subangulosos con presencia de bolones, color gris claro a gris, material denso, presenta boloneria en los tramos 13.40 a 14.15 m. bolones muy alterados al estado de gravas. Possible zona de deslizamiento en el tramo 21.30 a 22.20 m.
6	25.50-31.70 m.	Boloneria muy alterada, con intercalaciones de grava limosa, bolones descompuestos al estado de gravas de 1 a 2 pulgadas de diámetro, de forma angulosa a subangulosa color gris claro.
7	31.70-38.00 m.	Contacto suelo roca ubicado en el tramo 31.70 a 31.90 m. Roca andesita con presencia de pirita rellenando oquedades, algunos tramos muy alterados al estado de gravas angulosas a subangulosas.

Tabla 4.- Descripción litoestratigrafica del sondeo de diamantina DH6.

Al analizar los registros de perforaciones se observó la existencia de litologías bastante diferenciadas. Se pudo visualizar, en primer lugar la existencia de un estrato superior de suelo de composición suelta con espesor de 2.10 - 3.40 metros. Infrayacente a este estrato se puede observar la presencia de capas intercaladas de origen coluvial, conformado de suelo limo gravoso, suelo grava limosa, suelo gravoso y bolonería; la cual entra en contacto con la roca andesita a una profundidad de 30.60 - 31.70 metros.

De acuerdo al mapa de iso-espesores, la capa sedimentaria de suelo coluvial que está en contacto con la roca, según el sondaje de diamantina DH5, poseería un espesor de 26 metros y según el sondaje DH6 un espesor de 27 metros (ver Figura 72). Al comparar los registros de perforaciones con el mapa de iso-espesores, se puede observar cierta concordancia entre el gradiente de velocidad con el cambio de litología de origen coluvial a roca, pudiéndose utilizar como límite entre ambas litologías.

También las perforaciones mencionan que la posible zona de deslizamiento estaría a una profundidad de 18.00 - 22.20 metros; mientras que los resultados obtenidos en este estudio sugieren que el contacto suelo roca sea probablemente la zona de deslizamiento.

Es importante indicar que los resultados obtenidos en este estudio permitieron conocer la distribución y geometría de la capa sedimentaria de suelo coluvial en toda la ladera del Cerro Pucruyacra, lo cual permitió calcular el posible volumen de masa que se está deslizando. También se identificó las zonas donde se incrementó el espesor del suelo coluvial debido a deslizamientos antiguos y donde podrían generarse a corto tiempo deslizamientos recientes.

CONCLUSIONES

- 1.- Se distinguen 3 unidades geomorfológicas diferenciadas por sus pendientes: Laderas empinadas mayor a 35° que se encuentran en la parte alta (Zona Norte) y baja de la ladera (Zona Sur), terrazas menores a 25° en la parte baja de la zona norte y laderas de pendiente media entre los $25^\circ - 35^\circ$ en la parte media de la Zonas Norte- Sur.
- 2.- Los resultados obtenidos, a partir del análisis espectral (H/V) y distribución espacial de las frecuencias predominantes, han permitido identificar la presencia de cuatro áreas donde las frecuencias presentan homogeneidad en sus resultados:

Área 1: Con predominio de frecuencias que fluctúan entre 5.0-7.0 Hz.

Área 2: Con predominio de frecuencias que fluctúan entre 4.0-6.0 Hz.

Área 3: En esta área no se identificó frecuencias predominantes.

Área 4: Con predominio de frecuencias que fluctúan entre 2.0-4.0 Hz.

Esta distribución sugiere, que la capa superficial es más potente en el Área 2 con respecto al Área 1, ambas separadas por la quebrada de Pucruyacra. En el Área 3 que observa la presencia de una capa de menor espesor asociada probablemente a un afloramiento rocoso.

- 3.- Del análisis de los registros obtenidos con los arreglos sísmicos lineales, se evidenció que no existe amplificación topográfica a excepción de lo observado para Arreglo 5; es decir, la presencia de una ligera amplificación en el rango de frecuencias de 3.7-4.3 Hz. Este arreglo corresponde a la cabecera de la Zona Sur del Cerro Pucruyacra.

Se evidencia correspondencia entre el rango de frecuencias predominantes de la

capa sedimentaria superficial (no consolidado) y el rango de frecuencias que presenta amplificación topográfica. Estos resultados se condicionan para experimentar efectos de resonancia ante la incidencia de ondas sísmicas generadas por sismos de magnitud regular.

- 4.- Según los perfiles de velocidad obtenidos con el método MASW, en el área de estudio se diferencia la existencia de tres capas: la primera capa superficial con velocidades V_s de 200 - 250 m/s correspondiente a suelos blandos a duros, cuyo espesores que fluctúan entre 6-14 metros de potencia. La segunda capa con velocidades V_s de 300-400m/s predominantemente entre la zona media del cerro hacia la corona y de 380-500m/s en la zona media del cerro hacia la base, correspondiendo a suelos duros a muy duros respectivamente. El espesor de estos suelos fluctúa entre 10 y 25 metros para luego incrementarse de Oeste a Este. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 800 m/s.
- 5.- El mapa iso-espesores permite definir con mayor claridad la distribución del espesor de la capa superficial sedimentaria y la superficie de la interface con la capa más profunda. El espesor promedio es del orden de 20-25 metros, con un volumen de aproximadamente 1.5 millones de m^3 de material susceptible a algún tipo de deslizamiento (movimiento en masa).

La distribución de los espesores y velocidades demuestran que la zona Oeste del área de estudio experimenta mecanismos de extensión y la zona Este, mecanismos de compresión, por considerar esta última, los mayores espesores y velocidades.

- 6.- En el área de estudio existen elementos detonadores naturales (sismos y lluvias) y antrópicos (regadíos) que facilitarían el desarrollo de cualquier proceso dinámico activo.

RECOMENDACIONES

Se recomienda tomar las medidas de mitigación bajo la premisa de que el deslizamiento de 50 mil o 28 mil metros cúbicos es muy probable.

Asimismo que se proceda a la paralización de las labores de regadío en las partes altas del cerro donde se encontrarían zonas agrícolas con el fin de evitar los procesos dinámicos originados por esta fuente.

Se debe considerar aumentar la resistencia del suelo mediante la realización de sistemas de drenaje en las partes altas del Cerro Pucruyacra para bajar el nivel freático estimando que la presencia de agua es el principal factor de inestabilidad. Por lo tanto, existen diversos tipos de drenaje con diferentes objetivos describiremos los más usados para estabilizar taludes.

- Drenajes subhorizontales: son métodos efectivos para mejorar la estabilidad de taludes inestables o fallados. Consiste en tubos de 5 cm o más de diámetro, perforados y cubiertos por un filtro que impide su taponamiento por arrastre de finos. Se instalan con una pequeña pendiente hacia el pie del talud, penetran la zona freática y permiten el flujo por gravedad del agua almacenada por encima de la superficie de falla. El espaciamiento de estos drenajes depende del material que se esté tratando de drenar y puede variar desde tres a ocho metros en el caso de arcillas y limos, hasta más de 15 metros en los casos de arenas más permeables.
- Drenajes verticales: se utilizan cuando existe un estrato impermeable que contiene agua emperchada por encima de un material más permeable con drenaje libre y con una presión hidrostática menor. Los drenajes se instalan de manera que atraviesen completamente el estrato impermeable

y conduzcan el agua mediante gravedad, por dentro de ellos, hasta el estrato más permeable, lo que aliviará el exceso de presión de los poros a través de su estructura.

- Drenajes transversales o interceptores: se colocan en la superficie del talud para proporcionar una salida al agua que pueda infiltrarse en la estructura del talud o que pueda producir erosión en sus diferentes niveles. Las zonas en las que es común ubicar estos drenajes son la cresta del talud para evitar el paso hacia su estructura (grietas de tensión), el pie del talud para recolectar aguas provenientes de otros drenajes y a diferentes alturas del mismo
- Drenajes de contrafuerte: consiste en la apertura de zanjas verticales de 30 a 60 cm de ancho en la dirección de la pendiente del talud para rellenarlas con material granular altamente permeable y con un alto ángulo de fricción ($>35^\circ$). La profundidad alcanzada deberá ser mayor que la profundidad a la que se encuentra la superficie de falla para lograr el aumento de la resistencia del suelo no solo debido al aumento de los esfuerzos efectivos gracias al drenaje del agua que los reducía, sino también al aumento del material de alta resistencia incluido dentro de las zanjas.

También se sugeriría realizar un cambio de la geometría en algunas áreas del Cerro Pucruhacra mediante la disminución de la pendiente a un ángulo menor, la reducción de la altura (especialmente en suelos con comportamiento cohesivo) y la colocación de material en la base o pie del talud (construcción de una berma); en esta última solución es común usar material de las partes superiores del talud.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1957). *Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors*, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.

Aki, K. y Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods: Vol. 2*, Freeman. S. Francisco.

ARCE GEOFÍSICOS S.A.C. (2011). *Actualización de las secciones geológicas con perfiles de refracción sísmica. Informe Técnico N° 966-11*.

Fidel, L; Zavala, B; Nuñez, S y Valenzuela, G (2006). *Estudios de riesgos geológicos del Perú, Franja N° 4. Boletín N° 29, INGEMMET, serie "C" – Geodinámica e ingeniería geológica*.

IGP (2012) *Evaluación del Peligro Geodinámico, Sísmico y Geofísico en el Cerro Pucruchacra*.

INGEMMET (2011). *Informes Técnicos N°A6493, agosto y N°A6575, setiembre*.

Krizek, R.J. (Eds.). *Landslides: Analysis and control. Special Report 176. Transportation Reserch Borrard. Nacional Reserch Council, Washington D:C: 11-33*.

Nakamura Y., (1989). *A Method for Dynamic Characteristic Estimation of surface Using Microtremor on the Ground Surface. QR of R. T. R., 30-1*.

Nakamura Y, et al (1994). *Characteristics of Ground Motion and Structures Around the Damaged area of the Northridge Earthquake by Microtremor Measurement. (preliminary report ver.2). Rail Technical Research Institute, Tokyo. 1994*.

Norma Técnica de Edificación E-030, Diseño sismorresistente. (2003) Reglamento Nacional de Construcciones en el Perú vigente.

Núñez S. y Gómez D. (2011) *Deslizamiento de tierras en el Cerro de Pucruchacra. Informe Técnico N° A6575. INGEMMET*.

Park, C., Miller, R. y Xia, J. (1999). *Multichannel analysis of surface waves. Geophysics 64:800-808*.

Pedersen, H., Mars J. y Amblard, P. (2003). *Improving surface-wave group velocity measurements by Energy reassignment. Geophysics, 68, 677-684*.

Santacana, N. (2001). *Análisis de susceptibilidad del terreno a la formación de*

deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfico. Aplicación a la Cuenca Alta del río Llobregat. Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Cataluña.

Socco, L., Boiero, D., Foti S. y Piatti, C. (2010a). Chapter 4: Advances in surface wave and body wave integration: in Miller, R. D., Bradford, J. H., Holliger, K., eds., *Advances in Near Surface Seismology and Ground-Penetrating Radar*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 37-54.

SOCIEDAD MINERA CORONA S.A.C. (2011). *Estudio Geotécnico de la Ladera Pucruchacra. Informe Final. Proyecto N°:1-C-116-009*. S.V.S.-Ingenieros S.A.C. 85 pp.

SOCIEDAD MINERA CORONA S.A.C. (2011). *Evaluación Geotécnica de la Estabilidad de la Ladera Pucruchacra y el Canal de la CC.HH. Huanchor. Informe Final. Proyecto N°:1-C-116-011*. S.V.S.-Ingenieros S.A.C. 60 pp.

Stokoe, K. II, Wright, S., Bay, J. y Roesset, J. (1994). *Characterization of geotechnical sites by SASW method. Geophysical Characterization of Sites*. R.D. Woods Ed.: 15-25.

Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Siam, Philadelphia, 1-55.

Teng, T. y Aki, K. (1996). *Preface to the 1994 Northridge earthquake special issue Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, S1 - S2.

Toki, K., Irikura, K. y Kagawa, T. (1995). *Strong motion data recorded in the source area of the Hyogoken-nanbu earthquake, January 17, 1995 Japan*, *J. Natural Disaster Sci.* 16, 23-30.

Trifunac, M. y Brady, A. (1975). *A study on duration of strong earthquake ground motion*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 581–626.

Trifunac, M., y Westermo, B. (1977). *A note on the correlation of frequency-dependent duration of strong earthquake ground motion with the modified Mercalli intensity and the geologic conditions at the recording site*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 917–927.

Tselentis, G. y Delis, G. (1998). *Rapid assessment of S-wave profiles from the inversion of multichannel surface wave dispersion data*. *Annali di Geofisica*. 41. 1-15.

Udías, A. y Mézcua, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica*. Editorial Alambra, Madrid, 419 p.

Varnes, D.J. (1978). *Slope movement types and processes*. En: Shuster, R.L.

Wathelet M. (2004) *Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements*. *Near Surface Geophysics* 2, 211-- 221.

Wathelet, M. (2005). *Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion*. PhD thesis from University of Liège, Belgium, 177 pages.

Withers, M., Aster, R., Young, C. y Chael, E. (1996). *High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth*, *Bull. Seism. Soc.*

Am.86, 1507-1515.

Yamanaka, H., Dravinski, M., y Kagami, H. (1993). Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. Bull. Seism. Soc. Am. 83(5), 1595–1609.

Young, C., Chael, E., Withers, M. y Aster, R. (1996). A comparison of the high-frequency (>1 Hz) surface and subsurface noise environment at three site in the United States, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1516-1528.