

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**CARACTERIZACIÓN DE SITIO PARA EL ÁREA URBANA DE CHOSICA
UTILIZANDO MÉTODOS SÍSMICOS
(DISTRITO DE LURIGANCHO-CHOSICA, LIMA)**

*Tesis Presentada por la Bachiller en
Ciencias Geofísicas:*

Dina Bilha Herrera Puma

*Para optar el título profesional de
INGENIERO GEOFÍSICO*

AREQUIPA- PERÚ
2013

Dedicado a:

*A Dios, mi roca, refugio y esperanza
Gracias padre amado por darme
fuerza, voluntad y paciencia para lograr este
objetivo.*

*A mi madre Isidora y a mis hermanos,
por su amor incondicional y su incansable
esfuerzo por apoyarme
los amo.*

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado como parte del proyecto “Generación de Estudios Territoriales de Peligro Sísmico en la cuenca del río Rímac”. Deseo expresar mi gratitud Instituto Geofísico del Perú y al Dr. Hernando Tavera por la oportunidad de formar parte de este proyecto y permitirme utilizar la información para realizar la presente tesis.

De manera especial, mi agradecimiento a los doctores Hernando Tavera y Bertrand Guillier, y a la MSc. Isabel Bernal por sus valiosas enseñanzas, apoyo y confianza en mi trabajo, los cuales han sido un aporte invaluable para el desarrollo de esta tesis y mi formación profesional.

De igual forma quiero agradecer al Dr. Marc Wathelet del Instituto de investigación para el desarrollo (IRD), a quien debo buena parte sobre los conocimientos de la aplicación de los métodos geofísicos.

A los MSc. L. Torres, S. Yauri y J.C. Villegas, gracias por su apoyo, sugerencias y ánimo, pero sobre todo su cariño y amistad.

A las personas que me acompañaron en los trabajos de campo, Señores H. Salas, Sr. P. Mendoza, J. Martínez, E. Vizcarra, C. Flores, Y. Bustamante, R. Navarro. Gracias por hacer agradable esta etapa del estudio.

A mis amigos y compañeros del área de sismología, Sra. C. Agüero, Sres. S. Rodríguez, H. Salas, E. Fernández, E. Torres, J. Millones, L. Arredondo, J. Martínez, R. Bustamante, F. Rosado, C. Condori, C. Flores, P. Guardia, K. Vila, M. Delgado, gracias por su amistad, compañerismo y su gentil colaboración.

A Richard, soy afortunada al tenerte como compañero de vida, gracias por impulsarme y apoyarme en mis proyectos profesionales. Te amo esposito.

A mis profesores de la UNSA, por todos los conocimientos compartidos en las aulas, muchas gracias.

Finalmente, agradezco a todas aquellas personas que no fueron mencionadas anteriormente y que de alguna manera ayudaron en mi formación profesional.

RESUMEN

En este estudio se hace uso de métodos geológicos, geotécnicos, sísmicos, y geofísicos para conocer las características locales de los suelos a fin de realizar su tipificación según la norma de diseño sismorresistente E-030. La zona de estudio corresponde al área urbana de Chosica (Distrito de Lurigancho-Chosica, Lima). Las técnicas aplicadas para la caracterización dinámica de suelos se llevó a cabo realizando mediciones de ruido ambiental (técnica H/V) lo cual permitió conocer las frecuencias predominantes de los suelos mientras que para la estimación de la velocidad de corte en el subsuelo se aplicaron técnicas geofísicas de análisis de ondas superficiales (arreglos lineales y circulares).

Los resultados obtenidos permiten identificar en el área urbana de Chosica la existencia de dos tipos de suelos: suelos muy rígidos (Tipo S1) y suelos intermedios (Tipo S2). El primero representa peligro sísmico bajo, mientras que el segundo, peligro relativamente bajo.

Esta información debe ser utilizada como herramienta de trabajo para cualquier proyecto orientado a la gestión de riesgo de Chosica.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos.....	5
1.2 Área de estudio	5
CAPÍTULO II: CONCEPTOS GENERALES.....	7
2.1 Tipo de ondas sísmicas	7
2.2 Ondas Superficiales	8
2.3 Velocidad de fase y velocidad de grupo	11
2.4 Ruido Ambiental	12
CAPÍTULO III: RESPUESTA SÍSMICA DE LOS SUELOS.....	15
3.1 Definición de suelo	15
3.2 Estudio del movimiento del suelo	17
3.3 Zonificación sísmica.....	24
3.4 Condiciones mecánicas - dinámicas de suelos en el Perú: Norma sismorresistente E-030	25
CAPÍTULO IV: TÉCNICAS UTILIZADAS PARA LA CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE SUELOS	27
4.1 Técnica de cociente espectral H/V obtenido de registros de ruido ambiental....	28
4.2 Técnicas geofísicas para el análisis de ondas superficiales	33
4.2.1 Dispersión de ondas superficiales.....	33
4.2.2 Técnica de arreglos sísmicos lineales (MASW).....	40
4.2.3 Técnica de arreglos sísmicos circulares.....	43
4.2.3.1 Método F-K.....	45
4.2.3.2 Método F-K de alta resolución.....	46
4.2.3.3 Método SPAC	46
4.2.3.4 Métodos de inversión	48
CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN DE SITIO EN EL ÁREA URBANA DE CHOSICA	53
5.1 Situación geográfica de la zona de estudio.....	53
5.2 Características geológicas, geomorfológicas y geodinámica	55
5.2.1 Geología local.....	55
5.2.2 Geomorfolología.....	58
5.2.3 Geodinámica	62
5.3 Aspectos geotécnicos.....	67
5.4 Características dinámicas del suelo	74
5.4.1 Técnica de cocientes espectrales H/V	74
5.4.2 Técnica de arreglos sísmicos lineales (MASW).....	93

5.4.3 Técnica de arreglos sísmicos circulares.....	105
CAPÍTULO VI: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	109
6.1 Zonificación Sísmico-Geotécnica.....	109
6.1.1 Mapa de isoperiodos	109
6.1.2 Mapa de zonificación sísmica - Geotécnica	113
CONCLUSIONES.....	115
BIBLIOGRAFÍA.....	117
ANEXOS	
ANEXO A: Movimientos de masa inventariados en el área urbana de Chosica	
ANEXO B: Estudios realizados durante la ejecución del presente estudio	

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Una de las lecciones aprendidas de los grandes terremotos ocurridos en las últimas décadas, es que la distribución de daños está en función de las características locales de sitio y del tipo de edificaciones construidas en la zona afectada. Los efectos de sitio están determinados por la influencia de la geología superficial en dicha zona y de su comportamiento dinámico. La evaluación de estos efectos conocida como caracterización de sitio, representa un rol fundamental en la optimización de la ingeniería y pueden llegar a tener gran influencia en el cálculo de la peligrosidad sísmica ya que la mayoría de las ciudades están situadas sobre suelos sedimentarios que pueden provocar una significativa amplificación de las ondas sísmicas. Un ejemplo clásico de este fenómeno es el terremoto de México de 1985 (8.1Mw) que provocó la muerte a casi 10000 personas y destruyó más de 1000 construcciones. Este terremoto no produjo daños graves en la zona epicentral, pero sí en áreas situadas sobre los sedimentos lacustres de Ciudad de México, a unos 400km de distancia. Las ondas sísmicas se amplificaron hasta en 50 veces en la banda de 0.2 – 0.7 Hz (Singh et al., 1988a,b; Shapiro et al., 2001). Otros casos paradigmáticos de terremotos con efectos de sitio notables son, el terremoto de Spitak (Armenia, 7 de diciembre de 1988, Ms = 6.8) con amplificaciones de su señal hasta 30 veces en la banda 0.4-2Hz (Borcherdt et al., 1989); el de Loma Prieta (San Francisco, 17 de octubre de 1989, Ms=7.1, Borcherdt, 1990; Borcherdt et al., 1994); el de Northridge (California, Teng and Aki, 1996; Borcherdt, 1996) del 17 de enero de 1994, Ms = 6.7, que es considerado como el más costoso en la historia de Estados Unidos o en el terremoto de Kobe de 1995 (Ms = 6.8, Toki et al. 1995), donde la variación espacial

de los valores de intensidad puede haberse debido a los efectos de sitio.

El comportamiento dinámico o efectos locales de sitio depende de varios factores como: las características de la excitación de la onda, producto de la estratigrafía y propiedades de los materiales; geometría de la cuenca; ubicación del sitio respecto de la fuente sísmica, etc. y pueden variar a distancias cortas, incluso a escala urbana. Por lo tanto, su evaluación detallada necesita de métodos de bajo costo que permitan caracterizar la respuesta del medio ante las ondas sísmicas.

Dentro de las propiedades mecánicas de los materiales, la velocidad de ondas de corte y el amortiguamiento son parámetros dinámicos que tienen más influencia en la respuesta sísmica de un sitio. Es por ello que la determinación de la velocidad de ondas de corte es muy conveniente para la clasificación del suelo y determinación de su constitución física. Los sondeos mecánicos, son quizá la forma más fiable y directa para obtener este parámetro. La actual tecnología permite realizar sondeos hasta varios kilómetros de profundidad, pero su principal inconveniente es el costo, lo cual hace imposible su aplicación con propósitos de zonificación sísmica de suelos en países en vías de desarrollo y regiones de sismicidad moderada.

Entre los métodos alternativos a las perforaciones, los sísmicos son la opción más apropiada, ya que permiten conocer las propiedades elásticas del terreno que son las que determinarán su respuesta ante un terremoto. Los métodos basados en ondas superficiales, son una opción interesante a ser aplicada, ya que teóricamente se ha demostrado que, a distancias suficientemente grandes a la fuente, la mayor parte de la energía generada por ésta se propaga como ondas superficiales, lo que supone una ventaja para los métodos basados en el análisis espectral de estas ondas.

El requisito fundamental para la aplicación de estas técnicas es disponer de una fuente de ondas superficiales suficientemente intensa en el rango de frecuencias deseado. El empleo de terremotos como fuente (Dziiewonski *et al.* 1969) puede resultar inadecuado en regiones de sismicidad moderada o que carezcan de redes densas de sismógrafos. Otra opción es el uso de fuentes artificiales (explosiones, vibradores, etc). El hecho de conocer y poder decidir la ubicación y propiedades de la fuente presenta grandes ventajas prácticas; sin embargo, las fuentes de intensidad moderada, utilizables en entorno urbano, provocan señales generalmente pobres en

bajas frecuencias, que no pueden penetrar más allá de unas pocas decenas de metros. El empleo del ruido ambiental como fuente de excitación sísmica (habitualmente como fuente de ondas superficiales), es pues una opción muy atractiva que ha cobrado interés creciente en las últimas décadas. Al contrario de los terremotos, el ruido ambiental tiene la ventaja de generarse de forma continua, y comparado con una fuente artificial de pequeña intensidad, tiene habitualmente un rango espectral más amplio. Sin embargo su utilización también presenta aspectos a resolver como la incertidumbre en la ubicación y características de las fuentes, lo que puede hacer necesarios sistemas de adquisición de datos más complejos (arreglos sísmicos) y de métodos que consideren mayor rango de información como los llamados F-K y SPAC que se desarrollaran más adelante.

En el presente estudio se analiza las características de sitio para el área urbana de Chosica (distrito de Lurigancho-Chosica, Lima) para conocer el comportamiento dinámico del suelo ante la presencia de terremotos y como una de las primeras acciones preventivas ante la ocurrencia de sismos. Para determinar los efectos de sitio en la zona en estudio, se aplicaron tres técnicas empíricas. La primera es el cociente espectral H/V de mediciones de vibraciones ambientales, a fin de determinar la frecuencia fundamental del suelo. La segunda técnica empleada es el análisis espectral de ondas superficiales mediante arreglos lineales (MASW), para determinar velocidades de las ondas de corte (V_s) en el suelo. La tercera técnica empleada, es la de arreglos circulares de sensores colocados en serie y permiten estimar las curvas de dispersión de la velocidad de fase en función de la frecuencia para frentes de ondas contenidas en las ondas superficiales, que son las que mayoritariamente componen el ruido ambiental. Una vez obtenidas las curvas de dispersión, fueron invertidas para obtener los espesores y velocidades de la onda cortante (V_s) en las capas del subsuelo.

Para completar y correlacionar los resultados obtenidos se determinaron las características geológicas y geotécnicas locales, las cuales en conjunto, han permitido proponer en mapa de Zonificación Sísmica-Geotécnica para el área urbana de Chosica.

El presente estudio ha sido 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 describen las características de las ondas sísmicas, propiedades de las ondas superficiales, conceptos de velocidad de fase y de velocidad de grupo y el concepto de ruido ambiental.

En el Capítulo III, se define los efectos de sitio, las características locales que dan lugar a efectos de sitio, definición de suelo y zonificación sísmica.

En el Capítulo IV, se desarrolla el fundamento teórico de la técnica de cociente espectral H/V obtenido de registros de ruido ambiental, y de las técnicas geofísicas para el análisis de ondas superficiales (arreglos lineales y circulares), también se describen los métodos de análisis F-K (frecuencia – numero de onda), SPAC (análisis de autocorrelación espacial) y métodos de inversión que son utilizados para el procesamiento de ondas superficiales.

En el Capítulo V, se realiza la caracterización de sitio para el área urbana de Chosica, definiendo sus características geológicas, geotécnicas, geodinámicas y geomorfológicas; las características dinámicas del suelo haciendo uso de la técnica de cociente espectral H/V y la distribución de velocidades de ondas de corte (V_s) mediante técnicas de arreglo lineal y circular.

En el Capítulo VI, se realiza la interpretación y análisis de los resultados, confrontando las características geológicas geomorfológicas y geotécnicas, con las características dinámicas de los suelos, obteniendo así el mapa de zonificación Sísmica - Geotécnica para el área urbana de Chosica.

Finalmente, se presentan las conclusiones a las que se llegaron al haber concluido este estudio.

1.1 OBJETIVOS

objetivo general

Proponer el mapa de Zonificación Sísmica-Geotécnica para el área urbana de Chosica (distrito de Lurigancho-Chosica); aplicando una combinación de métodos sísmicos, geofísicos, geológicos y geotécnicos; que permitan obtener una buena caracterización del suelo.

objetivos específicos

- Conocer la frecuencia fundamental del suelo, mediante la aplicación de la técnica de razones espectrales H/V utilizando ruido ambiental.
- Estimar la distribución de velocidades de propagación de las ondas de corte (Vs) mediante arreglos sísmicos lineales y circulares.
- Determinar la geología y morfología local a partir de trabajos de campo
- Realizar la clasificación de suelos (SUCS) y estimar su capacidad portante mediante métodos geotécnicos.

1.2 ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo a la historia sísmica de Perú, la región central presenta un alto índice de ocurrencia de eventos sísmicos de variada magnitud que han generado altos niveles de intensidad, ocasionando pérdidas humanas y materiales. Al ser los sismos cíclicos, es de esperarse que en el futuro, con mayor o menor probabilidad, las mismas áreas urbanas sean afectadas por nuevos eventos sísmicos con la misma o mayor intensidad.

Por otro lado, a partir de los años 80, la ciudad de Lima Metropolitana ha soportado procesos continuos de migración de la población proveniente del interior del país y, debido a la falta de una adecuada planificación urbana, la población inmigrante ha ocupado áreas de alto riesgo ante la ocurrencia de peligros naturales. A estas condiciones se suma el hecho de que las viviendas son construidas de manera inadecuada, sin respetar la Norma de construcción vigente (Norma E-030).

El área urbana de Chosica (distrito de Lurigancho-Chosica, Lima) no fue la excepción, sufriendo una expansión urbana no planificada, que incluyó el asentamiento de viviendas al pie de quebradas, en las laderas de cerros y hasta en la cuenca misma del río Rímac, incrementando de este modo su riesgo ante la posible ocurrencia de sismos, flujos de detríticos y crecidas del río. Siendo esta el área que se ha seleccionado para el presente estudio (Figura 1.1).

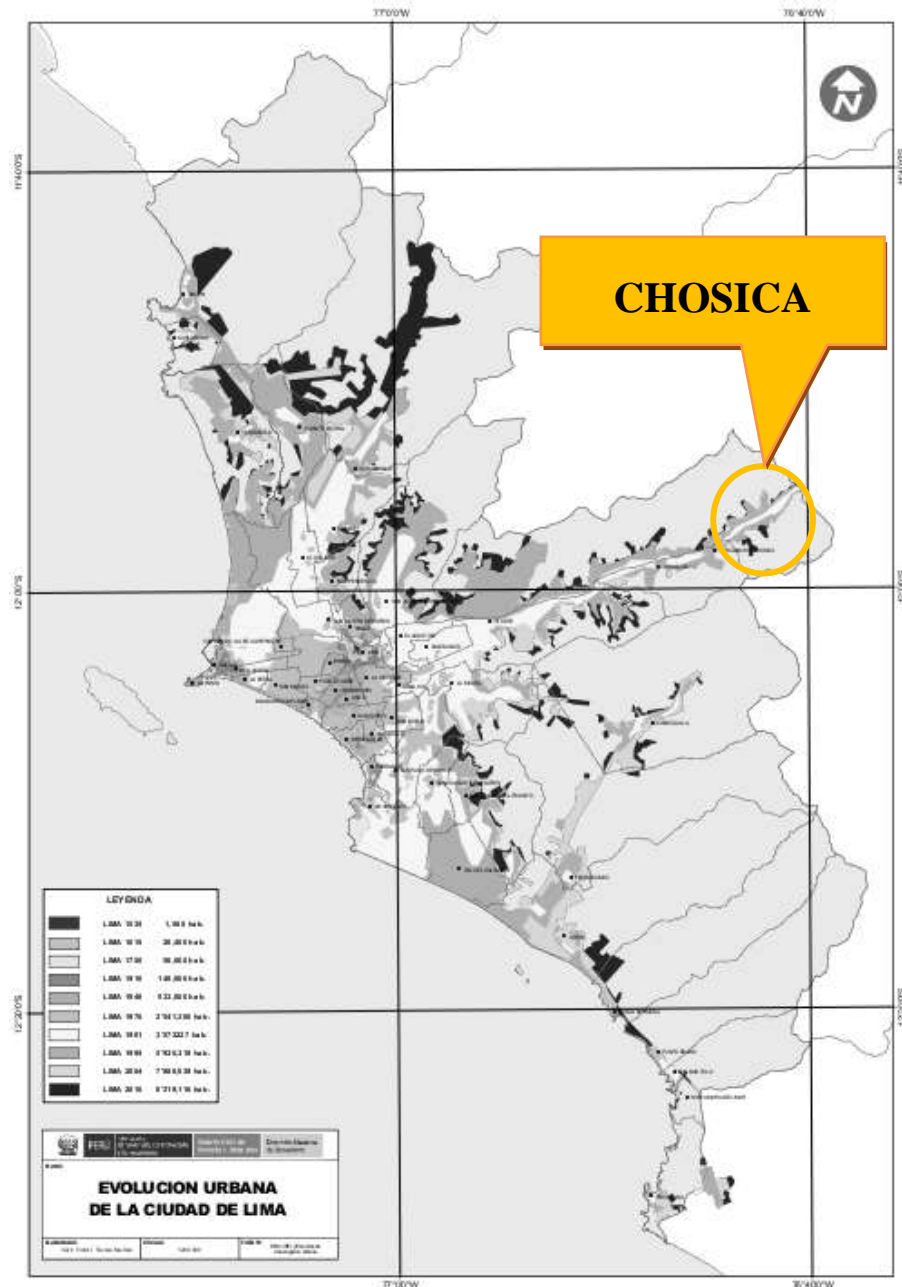


Figura 1.1 Ubicación del área urbana de Chosica.

CAPÍTULO II

CONCEPTOS GENERALES

2.1 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS

Los modos de propagación de ondas mecánicas más usados en los ensayos in situ son dos: las ondas de cuerpo (ondas P y ondas S) y las ondas superficiales del tipo Rayleigh y Love. Estas ondas, en cuanto a sus movimientos de partículas, se muestran en la Figura 2.1. Las ondas de cuerpo viajan a través del interior de la Tierra y siguen trayectorias curvas debido a la variedad de densidad y composición del interior de la Tierra. Se dividen en dos grupos: ondas primarias o de compresión (P) y ondas secundarias o de corte (S). Las ondas P (Figura 2.1a) son aquellas en que el suelo es sometido alternadamente a dilatación y compresión en la dirección de propagación. La velocidad a la que viajan estas ondas se conoce como V_p . Por otro lado, las ondas S son aquellas que producen un movimiento transversal de las partículas en la dirección de propagación. Las ondas S (Figura 2.1b) son más lentas que las ondas P, por lo que en un registro sísmico éstas llegan después. La velocidad a la que viajan se conoce como V_s .

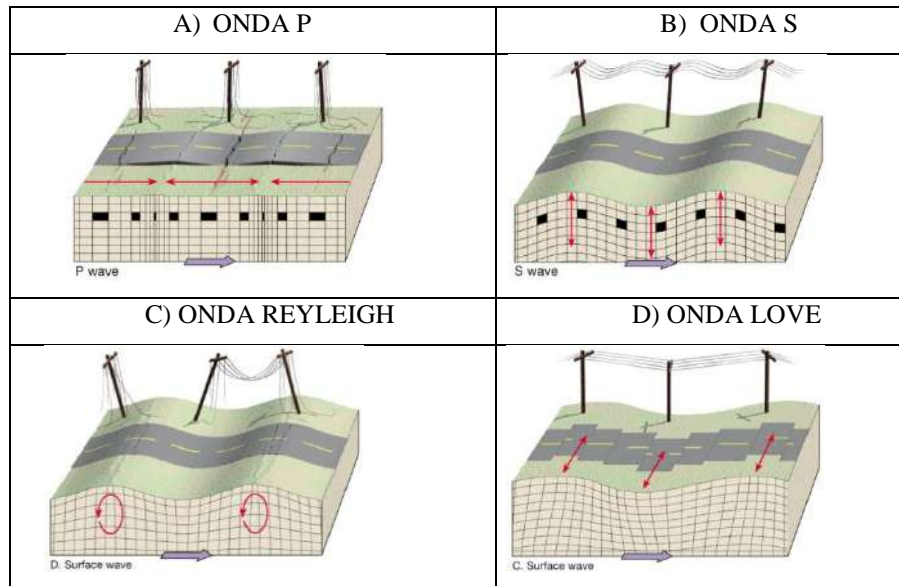


Figura 2.1. Modos de Propagación de ondas mecánicas.

2.2 ONDAS SUPERFICIALES

Son ondas que viajan por la superficie, por lo que su amplitud es máxima en la superficie libre y nula a grandes profundidades. Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de ondas internas (interacción de ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que estas. Las ondas superficiales tienen la característica de que cambian de forma mientras viajan, y ello es debido a que las diferentes componentes de las frecuencias que las constituyen, se propagan a diferentes velocidades, lo cual se conoce como fenómeno de dispersión; es decir, para una distancia dada, las ondas de distinto periodo llegan a distinto tiempo. Los patrones de dispersión son indicativos de la estructura de velocidad a través del cual viajan las ondas. En general, se distinguen dos tipos de ondas superficiales:

Ondas Rayleigh. Están denotadas usualmente por R, o LR cuando son de periodo muy largo y se originan debido a la interacción de las ondas P y Sv. Para este tipo de movimiento, cada partícula de la superficie del terreno se da en forma elíptica retrograda, según se muestra en la Figura 2.1c. A profundidades mayores, el movimiento se da en elipses más pequeñas cuya excentricidad cambia con la profundidad llegando a ser progresivo.

Las ondas Rayleigh son más lentas que las P y las S, se propagan con velocidades del orden de 1 a 4 km/s. La Figura 2.2 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 es llamado modo fundamental (Figura 2.2a), el que cambia una vez de signo, se conoce como primer modo superior (Figura 2.2b), el que cambia de signo dos veces segundo modo superior (Figura 2.2c), etc.

En la Figura 2.3 se observa que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes 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 a profundidades mayores, por lo que su velocidad depende de los diversos niveles de profundidad, 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 la interferencia constructiva de los modos.

Otro efecto de la dependencia de los modos, con respecto a la profundidad, es que si la fuente sísmica se encuentra 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.

Ondas Love. Son denotadas usualmente por la letras L, G o LQ, siendo estas ondas de periodo muy largo y se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas Rayleigh. Este tipo de ondas se debe a interferencias constructivas de ondas SH; por lo que, no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos de una capa sobre este donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Se manifiestan como desplazamientos horizontales transversales, por lo que su propagación debe ser paralela a la superficie y su amplitud debe disminuir con la profundidad (Figura 2.1d).

En el presente estudio se van a aplicar técnicas que analizan ondas sísmicas superficiales con características similares a las Rayleigh.

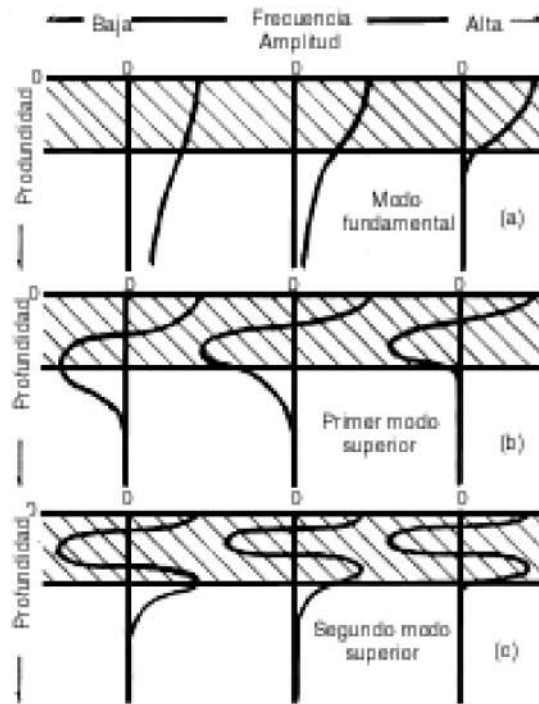


Figura 2.2. Amplitudes de los modos propios de vibración para el modo fundamental y los dos primeros modos superiores de una onda de Rayleigh.

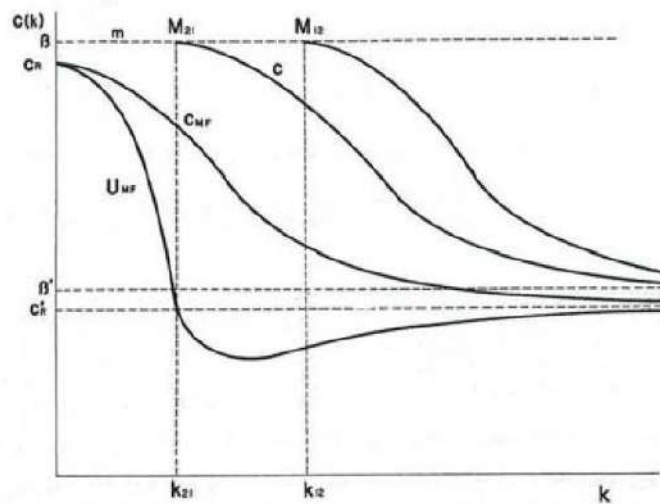


Figura 2.3. Curvas de dispersión de ondas Rayleigh para velocidades de fase en función del número de onda. Se muestra el modo fundamental y tres modos superiores (Udias y Mezcua, 1986).

2.3 VELOCIDAD DE FASE Y VELOCIDAD DE GRUPO

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

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

Donde, C es la velocidad de ondas de fase, λ es la longitud de onda, dada por $\lambda = 1/k$, T el periodo, f la frecuencia, k el número de onda y ω la frecuencia angular.

El número de onda k es una propiedad de la onda, estando 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 los registros de ondas superficiales en función del tiempo, da como resultado el espectro de frecuencia, aplicada a datos en función de la posición (x,y) , permite obtener el espectro de número de onda (k) .

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

La *velocidad de grupo* corresponde a las variaciones de la forma de la amplitud de la onda al propagarse en el espacio. Esta dada por la siguiente relación:

$$V_g = d\omega/dk$$

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

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

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

2.4 RUIDO AMBIENTAL

El inicio de registros sísmicos digitales y el desarrollo de las estaciones de banda ancha a partir de los años setenta, han permitido la instalación de redes sísmicas que, aunque su propósito es registrar eventos sísmicos (Figura 2.4), también registran ruido ambiental en un amplio espectro de frecuencias.

El poder medir continuamente estas vibraciones fue quizá el primer paso para que estos registros dejen de ser considerados como “ruido” y empiecen ser merecedores de estudio ya que se puede extraer información valiosa.

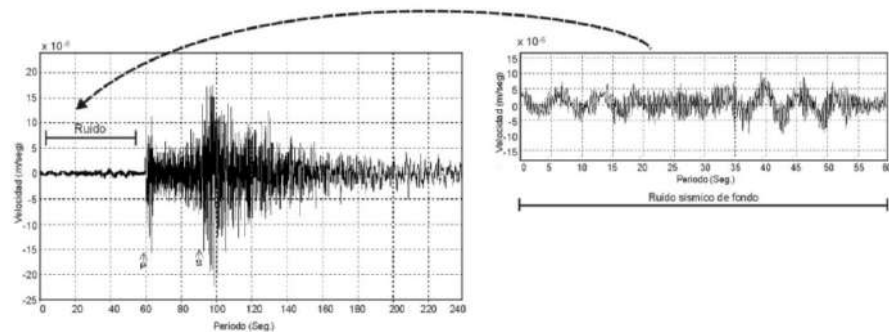


Figura 2.4 Registro de una señal sísmica, donde se puede apreciar el ruido sísmico de fondo el cual representa el constante movimiento de la tierra.

El ruido sísmico o ruido ambiental se define como el movimiento del suelo originado por fuentes no sismogénicas, como las producidas en fuentes naturales como las olas y el viento, y además de fuentes ligadas a la actividad humana como tráfico, maquinaria pesada, etc. El ruido se caracteriza por tener baja amplitud y un amplio rango de frecuencias.

Por otro lado algunos autores emplean el término “microsismo” para referirse al ruido sísmico de origen natural, y en especial hasta periodos 20s, reservando el término “microtremor” para el de origen antrópico. En este estudio se utilizan los vocablos “ruido sísmico”, “ruido ambiental” y “microtremor” como sinónimos, englobando en estos términos a los microsismos.

En la Tabla 2.1 se muestran los posibles orígenes asignados al ruido sísmico según Gutenberg (1958), Aste (1978) y Aste y Henstridge (1984) para distintos rangos de frecuencia. Para frecuencias inferiores a 1Hz se les atribuye origen natural.

El pico espectral entre 0.15-0.2Hz se asocia al efecto causado por las olas oceánicas que viajan generando ondas estacionarias que disipan energía en forma de ondas elásticas.

Algunos estudios (Young *et al.*, 1996; Withers *et al.*, 1996) indican que el viento da lugar a ruido sísmico de alta frecuencia (entre 15 y 60 Hz), en sitios poblados y por encima de 5Hz las fuentes son predominantemente urbanas (tráfico, maquinarias, etc). Sin embargo, estas ondas resultan fuertemente atenuadas al alejarse varios kilómetros de la fuente generadora. Entre 1y 5Hz existe una banda de transición en la que contribuirían ambos tipos de fuentes. Yamanaka *et al.* (1993) demostraron, con medidas continuas en la Universidad de California del Sur en Los Ángeles, la dependencia de la amplitud del microtremor de corto periodo (0.3s) con el ciclo día/noche así como su caída durante el fin de semana, lo que prueba la elevada contribución de fuentes antrópicas.

Tabla 2.1 Fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia. Reproducido de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006b).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978), Asten and Henstridge (1984)
Olas oceánicas golpeando en las costas	0.05 – 0.1 Hz	0.5 – 1.2 Hz
Monzones y perturbaciones meteorológicas a gran escala	0.1–0.25 Hz	0.16–0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos	0.3–1 Hz	0.5–3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local	1.4–5 Hz	
Tremor volcánico	2–10 Hz	
Urbano	1–100 Hz	1.4–30 Hz

Por otro lados Bard *et al.* (2004) diferencian el ruido ambiental según su origen en dos (Tabla 2.2): natural y humano, el primero originado principalmente por las olas oceánicas y condiciones atmosféricas, generando frecuencias bajas entre 0.1–1Hz; mientras que el segundo tiene su origen en la antrópica como el tráfico y la industria que generan ondas superficiales en el rango de frecuencia de 1-10Hz.

El uso de ruido ambiental para la evaluación de la respuesta dinámica de suelo es muy atractivo, debido a su bajo costo y a la facilidad y rapidez para obtener información.

Tabla 2.2. 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)

CAPÍTULO III

RESPUESTA SÍSMICA DE LOS SUELOS

Cuando ocurre un evento sísmico, se libera gran cantidad de energía de deformación almacenada dentro de las grandes masas de rocas en un determinado periodo de tiempo. Esta energía se transmite por el interior de la tierra en forma de ondas sísmicas que normalmente se atenúan con la distancia a la fuente y con el tiempo. Sin embargo, cuando las ondas atraviesan determinados tipos de terrenos (por ejemplo suelos blandos, no consolidados), el movimiento o la señal de entrada se modifica (amplifica o atenúa) de forma relevante. En casos en que el subsuelo está compuesto por materiales blandos y/o poco consolidados (Figura 3.1) se pueden producir variaciones del movimiento del suelo respecto al valor registrado en emplazamientos cercanos situados sobre roca. Estas variaciones o modificaciones se pueden manifestar como un aumento de la amplitud de las ondas sísmicas, como un aumento de la duración del movimiento del suelo y como una modificación del contenido frecuencial de la señal sísmica. Este fenómeno es conocido como efecto de sitio

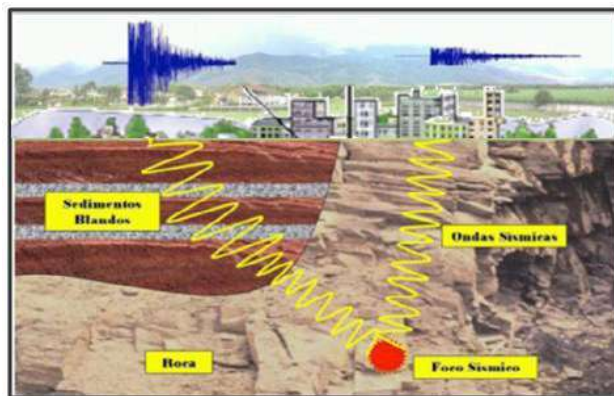


Figura 3.1 Esquema del paso de las ondas sísmicas en terrenos de distinta competencia.

La naturaleza y la distribución del daño sísmico es influenciado por la respuesta del suelo frente a cargas cíclicas. Dicha respuesta está controlada en gran medida por las propiedades del suelo. Por ejemplo, la susceptibilidad de un depósito de suelo para amplificar el movimiento depende de sus propiedades dinámicas, siendo el módulo de corte (G) y el de amortiguamiento (ξ), los principales parámetros para modelar la respuesta sísmica del suelo. Estos parámetros se relacionan con otras propiedades del suelo, de carácter más físico, como por ejemplo el índice de poros, la densidad relativa y la velocidad de las ondas de corte.

Las vibraciones del terreno causadas por un sismo tienden a ser mayores en suelos suaves que en suelos firmes o roca. Por lo tanto, es importante definir el concepto de suelo desde el punto de vista de la ingeniería y geológico.

3.1 DEFINICIÓN DE SUELO

Desde el punto de vista ingenieril, el material que constituye la corteza terrestre se divide en dos categorías: suelo y roca. **Suelo** es el agregado natural de granos y minerales que pueden separarse mediante medios mecánicos, como por ejemplo, la agitación en agua. En cambio, **roca** es el agregado natural de minerales que están conectados por fuerzas permanentes y cohesivas de carácter fuerte y permanente. Las dos definiciones difieren en los términos “fuerte” y “permanente”, que son muy subjetivos y por tanto, están sujetos a diferentes interpretaciones.

Desde el punto de vista geológico, **suelo** es el material producido por los efectos de la meteorización o alteración sobre las rocas de la superficie de la tierra y está dividido en estratos u horizontes. En cambio **roca** es el material constitutivo de la corteza terrestre, formado en general por una asociación de minerales y que presenta una cierta homogeneidad estadística; en general es dura y coherente pero a veces es plástica (la arcilla) o móvil (la arena). De estas definiciones se observa que el concepto **suelo** describe algo que es dinámico, por lo que discernir muchas veces entre roca con un alto grado de meteorización o suelo es, discutible. Como las vibraciones se propagan a través del material presente debajo de la estructura éstas pueden ser amplificadas o atenuadas dependiendo del periodo fundamental del material.

En este estudio se considera el concepto de suelo desde el punto de vista de la ingeniería civil, y se utiliza el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), para la determinación del tipo de suelos.

3.2 ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

Cuando los terremotos comenzaron a recibir consideración científica a principios del siglo XX, la relación entre los daños a edificios y propiedades del subsuelo se expresaron en el dicho "El daño del terremoto es grande, donde el suelo es pobre" (Kanai, 1983). Hoy en día, se sabe que la magnitud de los daños del terremoto es el resultado de la combinación de tres factores: proceso de ruptura en la fuente, propagación de las ondas a través del medio y efecto del suelo en el emplazamiento. De todos estos factores, las condiciones locales del suelo son las que pueden afectar a las características dinámicas de respuesta del sitio durante la excitación de un terremoto.

Ahora bien, si se considera la geología local, se distinguen dos fenómenos que normalmente dan lugar a la amplificación del movimiento del suelo y, por tanto son agentes importantes en los daños de obras civiles:

- El efecto más conocido está asociado a la interacción de la onda sísmica y la estructura del subsuelo, que trata de la amplificación por resonancia que aparece en medios estratificados con rigidez creciente con la profundidad y resulta de la superposición de múltiples reflexiones dentro de los estratos de baja velocidad próximos a la superficie. Su efecto depende fundamentalmente de la frecuencia.
- El segundo tipo de amplificación no requiere de las discontinuidades bruscas donde tienen lugar los fenómenos de reflexión, se trata de un efecto debido a la baja impedancia de los materiales próximos. Este efecto de amplificación se compensa, en parte, por la atenuación donde los materiales con baja velocidad (y baja impedancia) tienden a tener también valores pequeños de atenuación (Joyner y Boore, 1988).

En la Figura 3.2 se presenta las características locales que dan lugar al efecto de sitio pueden ser:

Características estratigráficas, que está dado por la composición y espesor de los estratos situados sobre la base rocosa, bajo el lugar de estudio y que configuran las condiciones locales del suelo.

Características morfológicas, que son las variaciones laterales de la estructura geológica donde se asienta el emplazamiento (topografía del área de estudio).

Características dinámicas de emplazamiento, que son los efectos relacionados con la posible presencia de estratos acuíferos o profundidad del nivel freático, deslizamientos de tierra, discontinuidades estructurales y cavidades.

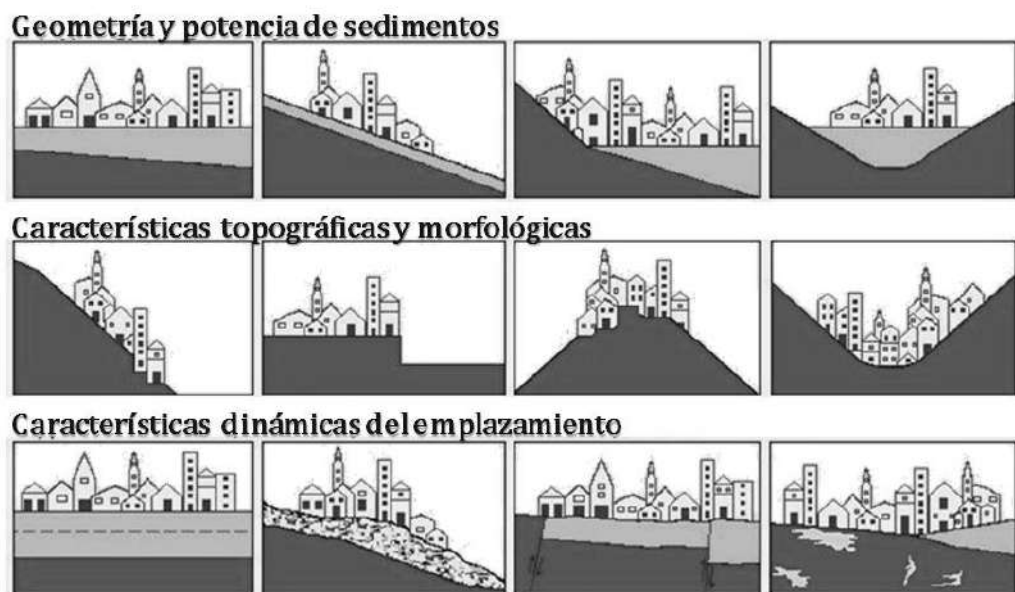


Figura 3.2. Características locales que pueden dar lugar a efectos de sitio.

La amplificación del movimiento del suelo es la responsable del daño ocurrido en áreas constituidas por depósitos de sedimentos blandos y poco compactos.

Para terremotos de magnitud pequeña, la amplificación es típicamente mayor en áreas ubicadas a una cierta distancia epicentral donde sería esperable que las ondas sísmicas redujesen la amplitud debido a los efectos de atenuación en la propagación de la señal sísmica por el interior de la tierra.

Dos mecanismos contribuyen a los efectos de amplificación de la señal en el suelo: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

Amplificación geométrica

Corresponde a los efectos de amplificación debidos al contraste de impedancias entre dos medios en contacto. Para sedimentos, el contraste de impedancias se expresa como:

$$I_c = \frac{\rho_B \cdot v_B}{\rho_S \cdot v_S} \text{ con } v_B > v_S$$

Donde el subíndice B representa al substrato rocoso y S se refiere al nivel sedimentario, ρ es la densidad y v es la velocidad de las ondas sísmicas.

En materiales más jóvenes y menos consolidados el contraste de impedancias es mayor, lo que provoca un mayor nivel de amplificación de la señal sísmica. Asimismo, produce el atrapamiento de las ondas sísmicas dentro de un nivel con baja impedancia y lo cual provoca la amplificación en la banda de las frecuencias características. La velocidad de las ondas sísmicas S en el suelo decrece. Entonces cuando el depósito sedimentario está situado sobre un sustrato rocoso duro, aumenta el contraste de impedancias. Como se ha mencionado anteriormente, los depósitos del suelo se comportan como filtros reduciendo la energía de alta frecuencia (o corto período), pero la amplificación de las bajas frecuencias puede causar daño potencial a estructuras que tienen frecuencias naturales bajas, como por ejemplo edificios altos y puentes.

Amplificación dinámica

La teoría clásica de amplificación de suelos predice que al considerar una capa de suelo horizontal infinita de espesor H, uniforme e isótropa y con un comportamiento lineal elástico, sobre sustrato rocoso, también horizontal, sometido a un campo de propagación de ondas SH incidiendo verticalmente, la función de amplificación del suelo será como se muestra en la Figura 3.3.

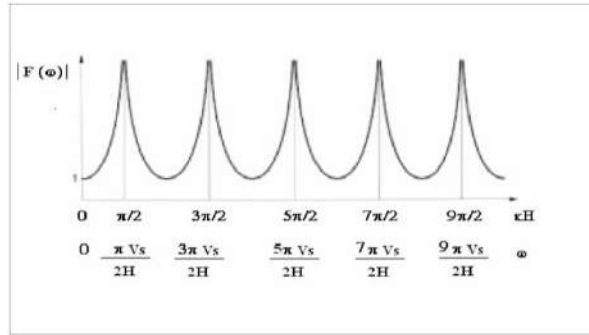


Figura 3.3 Función de Amplificación de un suelo uniforme sobre una roca rígida con coeficiente de amortiguamiento nulo

Si el suelo no fuese capaz de amortiguar el movimiento ondulatorio se produciría una amplificación infinita (resonancia) para frecuencias que tienden a $\pi/2 + n\pi$. Sin embargo, gracias a la capacidad del material para amortiguar el movimiento se producen dichas amplificaciones pero no infinitas.

Las frecuencias a las que se dan estos máximos locales se conocen con el nombre de frecuencias naturales del suelo y dependen de la velocidad de ondas sísmicas S y del espesor del sedimento H , según:

$$\omega_n = v_s/H * (\pi/2 + n\pi), \text{ siendo } n=0, 1, 2, 3, \dots, n$$

Entonces, la frecuencia fundamental que es la de mayor amplitud, se produce para $n=0$: $\omega_0 = \pi v_s/(2H)$ y el periodo característico se obtiene entonces como

$$T_0 = 2\pi/\omega_0 = 4H/v_s$$

Por lo tanto, la frecuencia fundamental de un depósito de suelo de espesor H y velocidad v_s será:

$$f_0 = 1/T_0 = v_s/(4H)$$

y en un medio de varias capas,

$$f_0 = \frac{1}{4 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{si}}}$$

Donde h_i es el espesor de cada estrato y V_{si} la velocidad de onda cortante en cada estrato.

Si existen dos estratos consecutivos de suelo 1 y 2 con densidades ρ_1 y ρ_2 y velocidades de onda cortante v_{s1} y v_{s2} respectivamente, la impedancia α entre ellos se define como:

$$\alpha = \frac{\rho_1 V_{s1}}{\rho_2 V_{s2}}$$

Por lo tanto, la forma de la función de transferencia cambiará según las impedancias, de acuerdo con el siguiente esquema (Figura 3.4):

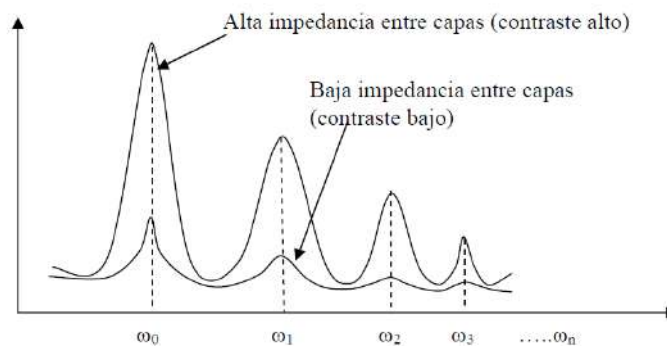


Figura 3.4. Esquema en el que se muestra el efecto de la impedancia entre dos capas en la función de transferencia

Esta amplificación también se conoce como efecto de resonancia. Dicho efecto considera la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del depósito sedimentario.

Si la frecuencia de la onda sísmica es aproximadamente igual a la frecuencia natural del depósito se produce amplificación incrementándose la amplitud del movimiento del suelo significativamente.

Así, los fenómenos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica están relacionados directamente con la velocidad de las ondas sísmicas de corte S en el depósito. Cuando una onda elástica se propaga a través de un material, el flujo de energía transmitida está definido por $\rho V_s u^2$ donde ρ es la densidad del material V_s es la velocidad de la onda S y u la velocidad de la partícula. Este flujo de energía permanece constante y en consecuencia las amplitudes del movimiento del suelo en

materiales con baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas son mayores, dado que la velocidad de la partícula, u , y la velocidad de las ondas sísmicas S son inversamente proporcionales. Como consecuencia, materiales como arena suelta o arcilla blanda amplifican el movimiento del suelo significativamente.

Por lo tanto, en el diseño de estructuras sismorresistentes situadas en depósitos sedimentarios caracterizados por velocidades de ondas sísmicas bajas deben considerarse especialmente estos efectos.

Un ejemplo clásico de los efectos de sitio se encuentra en el terremoto de Michoacan de 1985 (Magnitud = 8.1 y con foco en el Océano Pacífico) y sus efectos en México D.F (aprox. 400Km del epicentro). La señal registrada en los bordes de la cuenca sobre la que se asienta la ciudad tiene muy baja amplitud; en cambio, las señales medidas en el centro del valle, con arcillas de muy malas características geotécnicas en su superficie, muestran una gran variación en la duración en la amplitud y en el espectro (Figuras 3.5 y 3.6) con amplificaciones entre 3 y 8 veces para periodos largos mayores a 1s. Por medio de modelizaciones numéricas se ha puesto de manifiesto que la capa más superficial de arcilla tuvo un efecto decisivo en las características de la sacudida (Bard et al., 1988; Chávez García, 1991; Seed et al., 1988); dadas sus propiedades geotécnicas, el comportamiento de las mismas fue prácticamente lineal durante toda la sacudida, permitiendo la gran amplificación antes señalada. Los edificios altos fueron los que sufrieron en mayor grado (Figura 3.8), sobre todo los de los 10 y 14 pisos. El periodo de vibración de estos edificios es próximo a valores en los que mayor amplificación se observa (Figura 3.6), existiendo por tanto una importante interacción entre suelo y estructura. En la Figura 3.7 se muestra la distribución porcentual de edificios (por número de plantas) dañados durante el terremoto de 1985. Puede comprobarse que el máximo de destrucción tuvo lugar en edificios entre 10 y 20 pisos, que son precisamente aquellos cuyo periodo de vibración coincide con el de los sedimentos del valle, y concluye con. En opinión de Degg (1992) “si no hubiera habido edificios altos en tales zonas las consecuencias del terremoto habrían sido mucho menos catastróficas”.

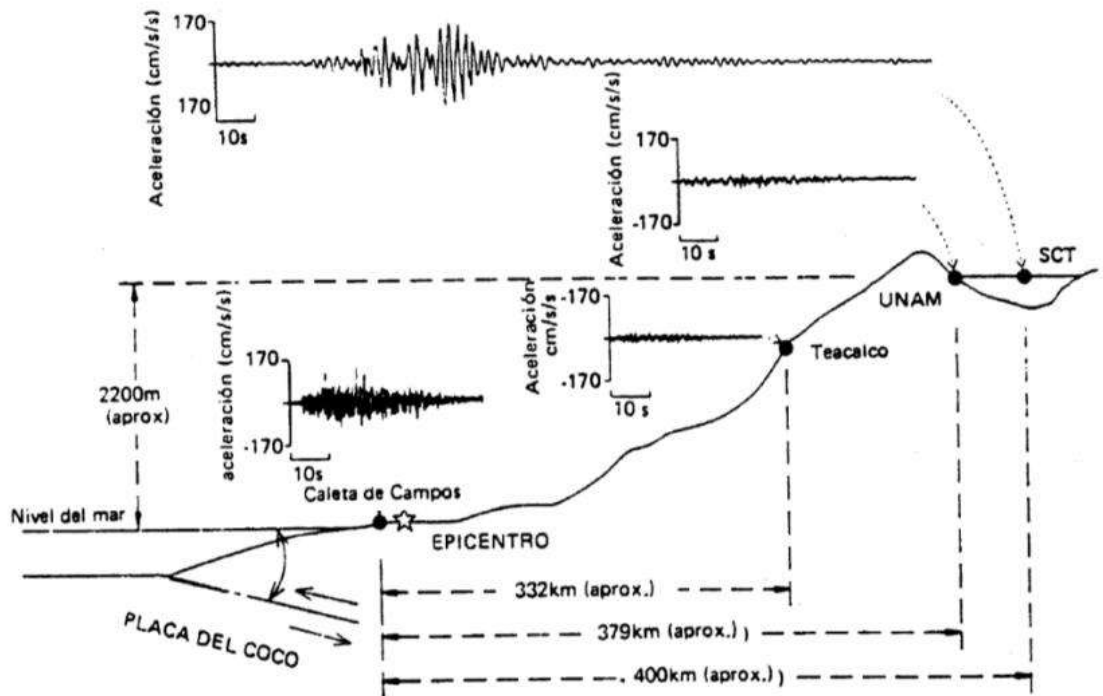


Figura 3.5 Sección esquemática que muestra la posición relativa de las estaciones que registraron el terremoto de México del 19 de septiembre de 1985. Los sismogramas representan la componente E-O de los registros de aceleración y muestran la atenuación de la amplitud con la distancia, así como la amplificación del movimiento en los suelos sedimentarios y blandos en la zona del antiguo lago Texcoco en México, Caleta del Campos es la estación más cercana al epicentro, Teacalco se encuentra a 332 km del epicentro. EL registro UNAM, a 400 km de distancia, está en suelo rocoso con una aceleración máxima de 4.7%; el SCT (Secretaria de comunicaciones y transportes), muy cercano al anterior, es en suelo sedimentario blando con una amplificación de la aceleración a 18.7% (M. Celebi, J. Prince et al., 1987).

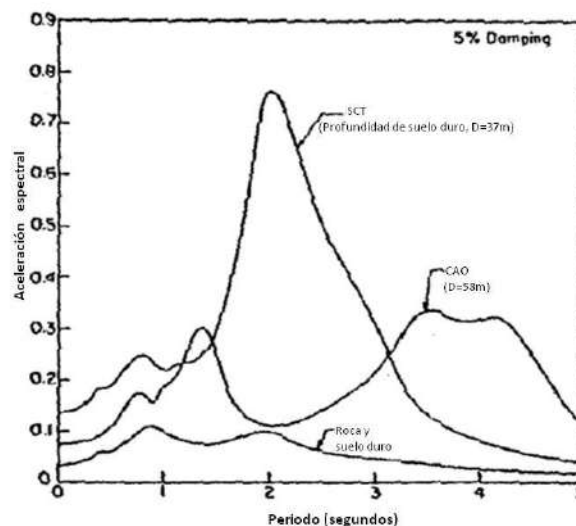


Figura 3.6 Espectros de respuesta (en aceleración) de registros en el seno del valle (SCI y CAO) y en los afloramientos de roca que bordean el valle de México D. F. Puede comprobarse que la amplificación del espectro es entre 3 y 8 veces para periodos mayores que 1.0 segundo (Seed et al., 1988).

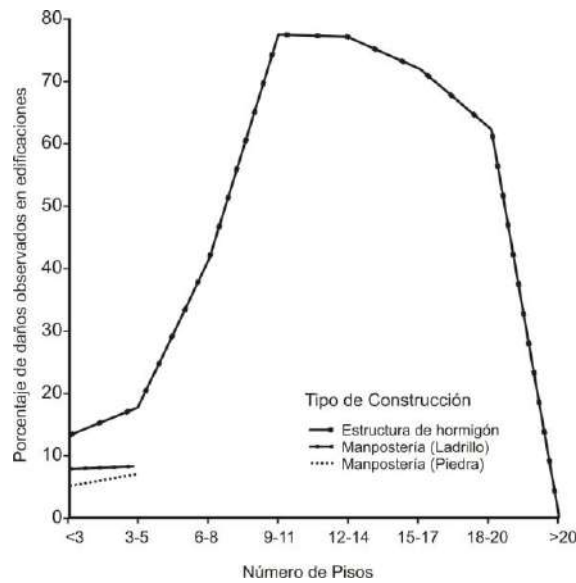


Figura 3.7 Distribución porcentual de edificios (por número de plantas) dañados durante el terremoto de 1985. Puede comprobarse que el máximo de destrucción tuvo lugar en edificios entre 10 y 20 pisos, que son precisamente aquellos cuyo periodo de vibración coincide con el de los sedimentos del valle, 1 a 2 segundos (Degg, 1992).

3.3 ZONIFICACION SISMICA

Casi todos los terremotos destructivos recientes han demostrado la importancia de la amplificación del movimiento sísmico debido a efectos locales en la distribución de los daños. En los últimos años se ha visto el gran interés de la clasificación de territorios, sobre todo en zonas urbanas, a escala local, según el tipo de suelos. El resultado de estos estudios es lo que se denomina frecuentemente zonificación sísmica.

La zonificación sísmica representa un análisis técnico aplicado a la división del territorio en áreas que sufrirán con la misma severidad un fenómeno sismo-inducido. Esta división del territorio en áreas de igual comportamiento es útil para la selección y uso apropiado del suelo, así como la adopción de medidas conducentes a la reducción de los daños y pérdidas ocasionadas por los terremotos en dicha región.

Entonces la zonificación sísmica consiste en la aplicación de metodologías multidisciplinaria con combinaciones de geología, geotecnia, ingeniería sísmica y otros que se realiza a escala nacional, regional, provincial o urbana dependiendo de las aplicaciones particulares consideradas. Se espera que los elementos en riesgo en una determinada zona experimenten el efecto del terremoto con la misma severidad

durante un periodo de exposición dado. Sin embargo, la vulnerabilidad y el riesgo sísmico de los diferentes elementos individuales de una zona pueden variar ampliamente.

3.4 CONDICIONES MECÁNICAS - DINÁMICAS DE SUELOS EN PERU: NORMA DE DISEÑO SISMORRESISTENTE (E-030)

En la mayoría de los países del mundo donde los terremotos constituyen un peligro se han adoptado una serie de normativas de construcción con el objeto de prevenir daños en estructuras. Estas normativas constituyen un importante paso en la prevención y reducción de daños, y una solución parcial al problema del riesgo sísmico, ya que tienen en cuenta la peligrosidad sísmica para la construcción de edificios, considerando la evaluación de los efectos locales o inducidos por los terremotos.

En la actualidad, en Perú la construcción de obras civiles de cualquier envergadura se basa en la Norma de diseño sismorresistente E-030 (2003), la cual clasifica a los suelos en función de sus propiedades mecánicas, espesor del estrato, período fundamental de vibración y la velocidad de propagación de las ondas de corte. Según la norma antes indicada, los suelos son de cuatro tipos:

Suelos muy rígidos (Tipo S1).

A este tipo corresponden los suelos muy rígidos en los cuales la velocidad de propagación de la onda de corte es similar al de una roca, además el período fundamental de vibración del suelo es de baja amplitud sin exceder los 0,25 s. Se incluyen los casos en los cuales se cimienta sobre:

- Roca sana o parcialmente alterada, con una resistencia a la compresión no confinada mayor o igual que 500 kPa (5 kg/cm²).
- Grava arenosa densa.
- Estrato de no más de 20 m de material cohesivo muy rígido, con una resistencia al corte, en condiciones no drenadas, superior a 100 kPa (1 kg/cm²), sobre roca u otro material con velocidad de onda de corte similar al de una roca.

- Estrato de no más de 20 m de arena muy densa con $N > 30$, sobre roca u otro material con velocidad de onda de corte similar al de una roca.

Suelos intermedios (Tipo S2).

Suelos con características intermedias entre las indicadas para los suelos S1 y S3.

Suelos flexibles o con estratos de gran espesor (Tipo S3).

Corresponden a este tipo los suelos flexibles o estratos de gran espesor en los cuales el período fundamental para vibraciones de baja amplitud es mayor a 0,6s.

Condiciones excepcionales (Tipo S4)

A este tipo corresponden los suelos excepcionalmente flexibles y los sitios donde las condiciones geológicas y/o topográficas son particularmente desfavorables.

En general, para cualquier estudio deberá considerarse el tipo de suelo que mejor describa las condiciones locales de cada zona de interés y utilizar los correspondientes valores de periodos T_p y del factor de amplificación del suelo S definido en la Norma E-030 (2003), ver Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Parámetros del suelo según la Norma E-030 (2003)

Tipo	Descripción	T_p (s)	S
S ₁	Roca o suelos muy rígidos	0,4	1,0
S ₂	Suelos intermedios	0,6	1,2
S ₃	Suelos flexibles o con estratos de gran espesor	0,9	1,4
S ₄	Condiciones excepcionales	*	*

(*) Los valores de T_p y S para este caso serán establecidos por el especialista, pero en ningún caso serán menores que los especificados para el perfil tipo S₃.

Para la obtención del mapa de Zonificación Sísmica-Geotécnica se procede a delimitar zonas que clasifican el comportamiento del terreno conforme a la norma de diseño sismorresistente E-030.

CAPÍTULO IV

TÉCNICAS UTILIZADAS PARA LA CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE SUELOS

La evaluación de los efectos de sitio asociados a las condiciones geológicas, geotécnicas y dinámicas del subsuelo representan una parte muy importante de los estudios de riesgo sísmico, debido a que por medio de ellos, se evidencian las modificaciones significativas que puedan sufrir las ondas sísmicas al propagarse por las distintas capas del subsuelo que yacen sobre el basamento rocoso hasta llegar a la superficie, donde se desarrollan la mayor parte de las actividades del hombre.

Los estudios orientados a la identificación de estos efectos son muy importantes a fin de lograr diseños sismorresistentes cada vez más eficientes y para el establecimiento de criterios que permitan mejorar la planificación del territorio. Existen gran variedad de técnicas para la caracterización sísmica de suelos. Lo que los hace más o menos accesibles a ser aplicados, es el costo y el tiempo que se emplea para la obtención de resultados.

En este trabajo se han aplicado técnicas basadas en la medida de ruido sísmico y el análisis de ondas superficiales, que serán descritas a continuación.

4.1 TÉCNICA DE COCIENTE ESPECTRAL H/V

Uno de los parámetros que define los efectos de sitio es la el periodo dominante (frecuencia fundamental) del movimiento del suelo, que puede ser definido como el periodo de la armónica con mayor amplitud del movimiento del suelo. Su valor depende de las características físicas y geométricas de la estratigrafía superficial, y es un parámetro derivado del contenido espectral de los registros sísmicos.

Las edificaciones son dañadas en mayor medida por los movimientos sísmicos cuando su periodo fundamental es similar o igual al periodo dominante del movimiento del suelo donde se encuentran emplazadas. Para incrementar la seguridad de los diseños antisísmicos de estructuras nuevas o de los reforzamientos de estructuras ya existentes, resulta primordial la elaboración de mapas de zonificación del periodo dominante, tanto dentro de las zonas urbanas, como en aquellas áreas con altas posibilidades de desarrollo urbano futuro.

El cálculo del periodo dominante se lleva a cabo por medio de la llamada técnica de cocientes espectrales, la cual se basa en el aislamiento del periodo dominante, mediante el empleo de razones espectrales. Esta técnica asume que los efectos de sitio son debidos a una sola capa de suelo sobre un semiespacio elástico. Así, el efecto de sitio está definido por un periodo resonante y un nivel de amplificación dados por la impedancia entre la capa y el semiespacio; por lo que, los efectos de sitio en dos o tres dimensiones no son considerados.

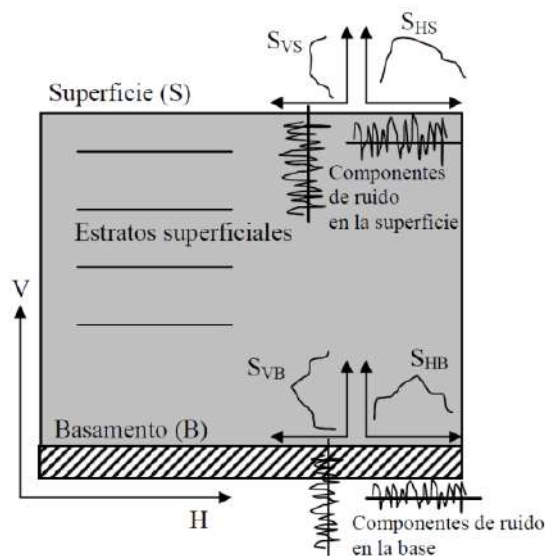
La técnica de cocientes espectrales H/V, también conocida como método de Nakamura, ha sido empleada extensivamente en las últimas décadas, dada su economía en dispositivos y requerimientos logísticos.

Nakamura (1989), propuso que utilizando ruido ambiental se podía evaluar los efectos de sitio simplemente calculando el cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales del movimiento registrado en un mismo sitio. El método asume que:

- El ruido ambiental se propaga principalmente como ondas superficiales con las mismas características de una onda Rayleigh; en una capa que está encima de un espacio infinito (ver Figura 4.1).

- El movimiento del suelo es debido a fuentes locales y no afectan en la base del estrato del suelo.
- Las ondas superficiales sufren múltiples reflexiones al atravesar las distintas capas del suelo, por lo que sus componentes horizontales se ven amplificadas.

En la Figura 4.1 se muestra un esquema que ayuda para la deducción de la técnica de cocientes espectrales en la estimación de los efectos de sitio. Donde S_{HS} y S_{VS} son las componentes de ruido ambiental registradas en superficie del suelo y S_{HB} y S_{VB} las componentes registradas en el basamento rocoso.



1. Se tienen en cuenta los efectos de las ondas superficiales.

2. Los efectos de las ondas superficiales son iguales en la componente horizontal y en la vertical, de ahí se establece STT.

3. Como S_{HB}/S_{VB} es aproximadamente igual a la unidad, S_{TT} se obtiene de la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical.

Figura 4.1. Esquema a partir del cual se deduce la técnica de cocientes espectrales.

Entonces el espectro de los efectos de sitio (S_T) estaría dado por:

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

Donde S_{HS} es el espectro de amplitud de Fourier de las componentes horizontales en superficie y S_{HB} el espectro de amplitud de Fourier de la componente horizontal en el basamento rocoso.

Como el ruido ambiental se propaga principalmente como ondas superficiales, el espectro S_{HS} estaría afectado por este tipo de ondas, así como también el espectro de amplitudes de la componente vertical del movimiento en la superficie (S_{VS}).

Nakamura (1989) asume que el movimiento vertical no se ve amplificado por

las capas superficiales de suelo blando. Propone además que el efecto de las ondas superficiales (E_S) en el movimiento vertical es:

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

Donde S_{VS} y S_{VB} corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes verticales del movimiento en superficie y en el basamento rocoso.

Si no hay ondas superficiales, $E_S = 1$; si aumenta el efecto de estas ondas, E_S se vuelve mayor que uno.

El cociente $S_{TT} = S_T/E_S$ es considerado como una función de transferencia más confiable, ya que se ha logrado eliminar el efecto de las ondas superficiales.

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{VB}}}$$

Esta expresión se puede reescribir de la forma:

$$S_{TT} = \frac{R_S}{R_B} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{VS}}}{\frac{S_{HB}}{S_{VB}}}$$

Donde: R_S representa la división de los espectros H y V en superficie (S).

R_B representa la división de los espectros H y V en el basamento (B).

R_B es aproximadamente igual a la unidad para un rango amplio de frecuencias, cosa que se puede probar a partir de registros obtenidos en el basamento.

Siendo así, $S_{TT} = R_S = S_{HS}/S_{VS}$ representa la función de transferencia buscada.

Esto significa que el movimiento vertical en superficie contiene las características del movimiento horizontal en el basamento y que la función de transferencia asociada a la propagación vertical de ondas de corte de un depósito de suelos, puede ser estimada simplemente a partir del movimiento medido en superficie.

Ventajas e inconvenientes de la técnica de cocientes espectrales

La metodología de Nakamura ha sido objeto de múltiples investigaciones teóricas, aplicadas y de simulaciones numéricas, siendo ratificada por muchos y cuestionada por otros. Sin embargo, la gran mayoría ha tenido resultados exitosos, llegándose a un consenso acerca de los alcances, limitaciones y rango de validez del método.

Un estudio exhaustivo de la fiabilidad del método del cociente espectral H/V desde el punto de vista instrumental, numérico y teórico fue realizado por el proyecto SESAME (*Site EffectS assessment using AMbiental Excitations*), conformado por varios equipos europeos entre 2001 y 2004.

Este estudio consistió en relacionar tanto frecuencias y amplitudes experimentales del primer máximo obtenidas por las técnicas de cociente espectral H/V utilizando ruido ambiental ($f_{0(H/V)}$ y $A_{0(H/V)}$) y función de transferencia de la onda S utilizando registros sísmicos ($f_{0(SSR)}$ y $A_{0(SSR)}$). Los resultados que obtuvieron son presentados en la Figura 4.2 en donde se observa una buena correlación lineal para los valores de frecuencia ((izquierda) mientras que no ocurre lo mismo para la amplitud (derecha).

Comprobando empíricamente que la principal utilidad de esta técnica está en la determinación del período/frecuencia fundamental del suelo, más no la amplitud. Entonces este estudio recomienda el uso de esta técnica como una herramienta rápida y de bajo costo para estudios de efecto de sitio o microzonificación; siempre y cuando las medidas de ruido ambiental, se realicen, procesen y analicen con precaución (Bard, 2008; Chatelain *et al.*, 2008; Haghshenas *et al.*, 2008; Theodoulidis *et al.*, 2008).

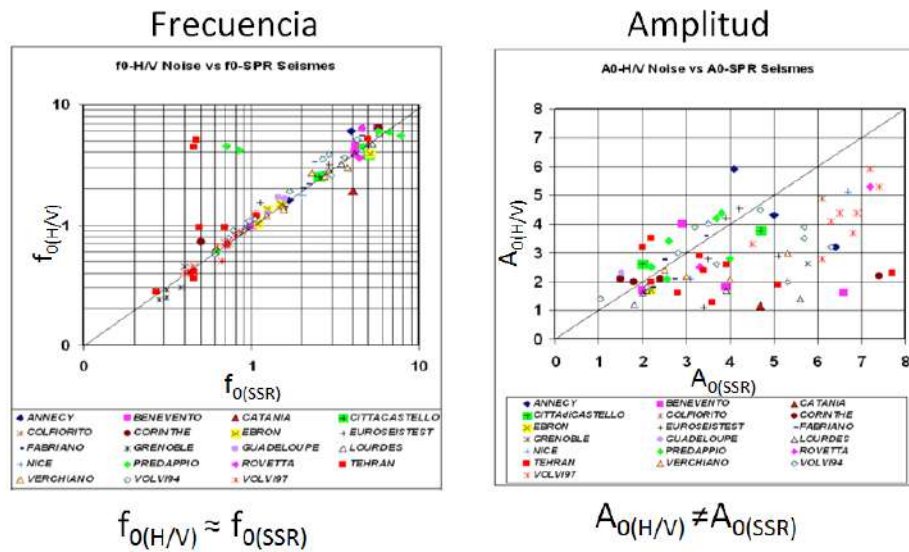


Figura 4.2 Relación de Frecuencias experimentales (figura izquierda) y las amplitudes experimentales (figura derecha) del cociente espectral H/V utilizando ruido ambiental con los correspondientes a la función de transferencia de ondas S (SSR) utilizando sismos, (SESAME, 2004).

Los pasos para la aplicación de esta técnica son:

1. Adquisición de datos de ruido ambiental. Comprende todo el procedimiento y consideraciones que se deben tener al momento de registrar la data en el terreno.
2. Cálculo de las razones espectrales.
3. Obtención de la frecuencia fundamental del suelo.

4.2 TÉCNICAS GEOFÍSICAS PARA EL ANÁLISIS DE ONDAS DE SUPERFICIALES

Son técnicas geofísicas no invasivas, utilizadas para determinar perfiles de velocidad de ondas de corte. El estudio de las ondas superficiales ha sido utilizado en sismología para la caracterización del interior de la Tierra desde la década de 1920. Su uso generalizado se inició durante la década de 1950 y 1960 gracias al aumento de posibilidades de análisis numérico y a las mejoras en la instrumentación para el registro de eventos sísmicos asociados con terremotos (Dziewonski y Hales, 1972; Aki y Richards, 1980; Ben-Menhaem y Sigh, 2000).

La aplicación de la sismología en ingeniería civil comenzó en la década de 1950 con el método “Steady State Rayleigh” (Jones, 1958), pero su uso frecuente comenzó en las últimas dos décadas, primero con la introducción del método SASW (análisis espectral de ondas superficiales) (Stokoe et al., 1994) y luego con la difusión del método MASW (análisis multicanal de ondas superficiales) (Park et al, 1999; Foti, 2000), y los arreglos sísmicos (Ohrnberger, 2006; Wathelet, 2005) . Estos métodos se basan en el análisis de los principios básicos de la dispersión geométrica, a través del cual se obtiene un modelo de velocidad de ondas de corte a partir de la solución de un problema inverso basado en la propagación y dispersión de ondas superficiales en medios verticalmente heterogéneos. Las altas frecuencias (longitud de onda corta) de las ondas superficiales proveen información de estratos superficiales, mientras que bajas frecuencias (longitud de ondas larga) proporcionan información de estratos más profundos. El método de las ondas superficiales utiliza estas propiedades para caracterizar materiales en una escala muy amplia de metros a kilómetros. Las diferencias principales entre las aplicaciones están dadas por la gama de frecuencia de interés y el muestreo espacial, como se verá a continuación.

4.2.1 Dispersión de ondas superficiales.

Para poder explicar el uso del concepto de dispersión geométrica de la onda. En la Figura 4.3a se muestra un medio estratificado que se caracteriza por su incremento de rigidez; por lo tanto, aumento de velocidad de corte con la profundidad. Para este caso, las altas frecuencias de las ondas superficiales (longitud de onda corta, Figura 4.3b), que viajan en la capa superior, tendrán

una velocidad de propagación ligeramente menor que la velocidad de una onda transversal en la primera capa. Por otro lado, una onda de baja frecuencia (longitud de onda larga, Figura 4.3c) se desplazará a una velocidad más alta ya que está influenciada por los materiales subyacentes más rígidos. Este concepto puede extenderse a varios componentes de frecuencia. Entonces, en el gráfico de velocidad de fase, en función de la longitud de onda (Figura 4.3d), se observa una tendencia creciente para longitudes de onda larga. Teniendo en cuenta la relación entre la longitud de onda y frecuencia, esta información puede ser representado como un diagrama velocidad de fase en función de la frecuencia (Figura 4.3e). Este gráfico es conocido generalmente como curva de dispersión. Entonces para un medio verticalmente heterogéneo, la curva de dispersión estará asociada a la variación de los parámetros del medio con la profundidad.

Si la curva de dispersión se calcula sobre la base de los datos experimentales, es entonces posible resolver el problema inverso; es decir, los parámetros del modelo son identificados sobre la base de los datos experimentales recogidos en el límite del medio. Siendo esta la particularidad de las técnicas de análisis de ondas superficiales.

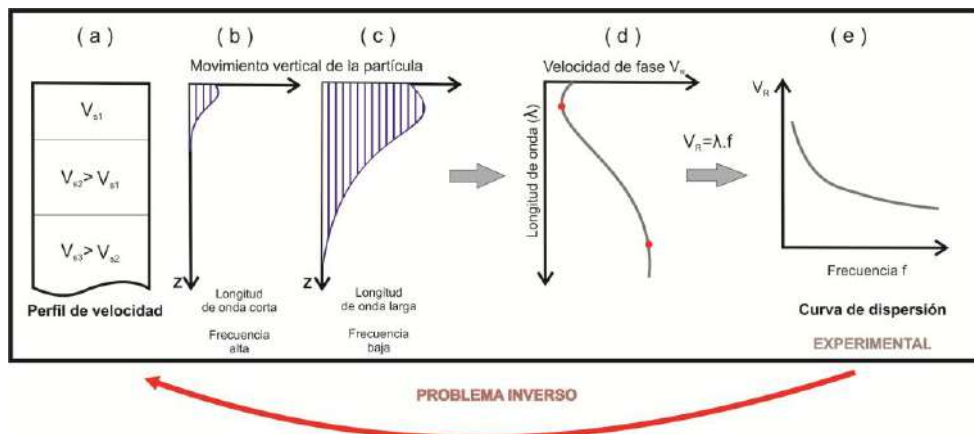


Figura 4.3 Identificación de parámetros sobre la base de la dispersión geométrica de ondas superficiales (Foti, 2011).

La Figura 4.4 describe el procedimiento estándar para el análisis de ondas superficiales, que se resumen en tres pasos:

1. Adquisición de datos. Comprende todo el procedimiento y consideraciones que se deben tener al momento de registrar la data en el terreno.
2. Procesamiento de la señal para obtener la curva de dispersión experimental en términos de velocidad de fase en función de la frecuencia.
3. Proceso de inversión para estimar el perfil de velocidad de las ondas en profundidad.

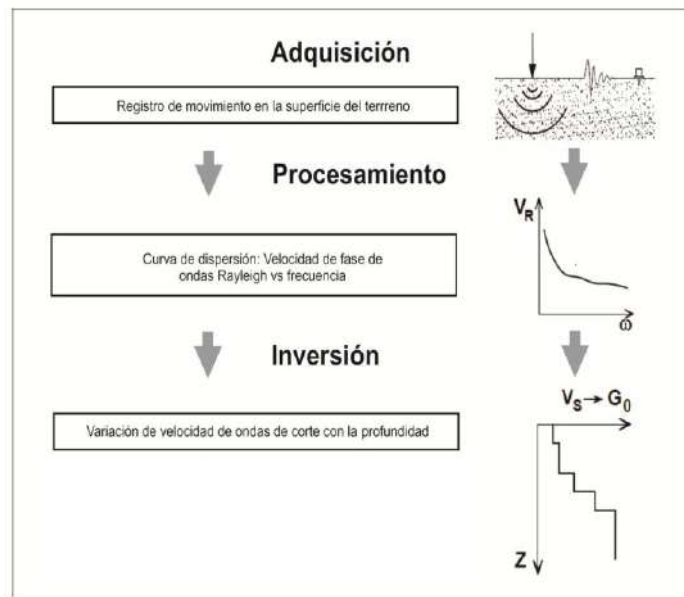


Figura 4.4 Diagrama de flujo del análisis de ondas superficiales

La curva de dispersión obtenida del procesamiento de datos proporciona una idea sobre el perfil de velocidad que se pueda encontrar, por lo que es importante su inspección visual para la validación cualitativa de los resultados.

Las altas frecuencias de la curva de dispersión son requeridas para determinar las velocidades de las capas superficiales, mientras que las frecuencias bajas se necesitan para llegar a profundidades mayores y así determinar las velocidades de capas profundas.

Sin embargo, el ancho máximo de la banda de frecuencia del arreglo está condicionado a dos aspectos: la composición del campo de ondas y la geometría del mismo. La energía de las ondas superficiales es solo significativa más allá de la frecuencia fundamental del sitio (Cadet, 2007).

Dada la complejidad de la zona de adquisición de datos, los resultados de

los procedimientos de interpretación, totalmente automatizadas, también debe ser examinado cuidadosamente, prestando especial atención a los resultados intermedios durante cada paso del proceso de interpretación. El conocimiento profundo de los aspectos teóricos y la experiencia son por lo tanto esenciales.

El análisis de ondas superficiales está relacionado con la caracterización de sitio en términos de perfiles de velocidad de onda de corte (V_s) que es de interés primordial para la respuesta sísmica de sitio, la vibración de los cimientos y la transmisión de las vibraciones en el suelo. Otras aplicaciones están relacionadas con la predicción de asentamiento del terreno y a la interacción suelo-estructura.

La confiabilidad de los resultados obtenidos mediante las técnicas de análisis de ondas superficiales ha sido objeto de múltiples investigaciones. Foti entre 2000 y 2003, llevo a cabo diversos experimentos, comparando resultados de pruebas de ondas superficiales (SASW, MASW) y pruebas de perforación de pozos (Cross-Hole). Los resultados (Figura 4.5) muestran la fiabilidad de estas técnicas al observar las comparaciones de perfiles de velocidad obtenidos aplicando ambos métodos (ondas superficiales en línea continua y el método Cross-Hole en líneas discontinuas).

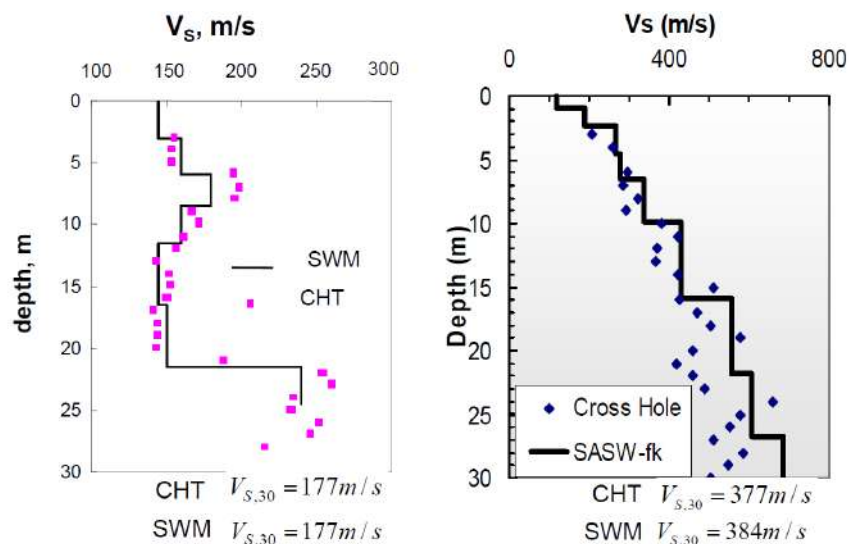


Figura 4.5 Comparaciones de perfiles de velocidad obtenidos aplicando el método de ondas superficiales (línea continua) y el método Cross-Hole (líneas discontinuas). En Saluggia (izquierda), en la Torre de Pisa (derecha)(Foti, 2000,2003).

Adquisición de datos

Los datos de ondas superficiales son registrados utilizando un número variable de receptores en superficie, los cuales se puede distribuir en arreglos de una sola dimensión (1D) o arreglos bidimensionales (2D). El espacio entre geófonos y tipo de fuente varía dependiendo de la profundidad a la que se quiera llegar en el subsuelo.

Se pueden utilizar diversas opciones tanto en la elección de los receptores, dispositivo de adquisición y en la fuente de energía para la generación de los campos de onda.

Los receptores utilizados para las pruebas relacionadas con la geofísica de exploración e ingeniería (capas superficiales) suelen ser geófonos (transductores de velocidad), sensores para medición de velocidad de suelo (sismógrafos). Los acelerómetros se utilizan más a menudo para la caracterización de los sistemas de pavimento, porque en este caso, la necesidad de componentes de alta frecuencia hace que el uso de geófonos no sea óptimo.

Varios *dispositivos* pueden ser utilizados *para la adquisición* y almacenamiento de señales. Básicamente, cualquier dispositivo que tenga un convertidor A/D y la capacidad de almacenar los datos digitales, que van desde los sismógrafos a los analizadores de señales dinámicas de los sistemas de uso de arreglos de adquisición creadas con tarjetas de adquisición conectados a PCs o portátiles. Los sismógrafos comerciales para la prospección geofísica son típicamente la primera elección debido a que están diseñados para ser utilizados en el campo, por lo que son físicamente muy robustos.

En cuanto a *la generación de campos de onda* se pueden utilizar diferentes fuentes, siempre que generen suficiente energía dentro del rango de frecuencia de interés para el estudio. *Fuentes de impacto* (fuentes activas) son a menudo los preferidos debido a su bajo costo y permiten realizar pruebas rápidas. La diversidad de estas fuentes van desde pequeños martillos para señales de alta frecuencia (10-200 Hz rango), a la caída de grandes pesos, que generan señales de baja frecuencia (2-40 Hz). Otras alternativas atractivas son fuentes controladas, capaces de generar una onda armónica, por lo tanto,

aseguran datos de muy alta calidad, tal es el caso de sacudidores electromagnéticos relativamente pequeños a grandes camiones vibradores (vibro seis, Figura 4.6). El inconveniente de estas fuentes es su costo y la necesidad de procesos de adquisición de tiempos más largos.

En los registros de *vibración ambiental* (fuente pasiva), la elección del instrumento adecuado es esencial ya que la amplitud del ruido ambiental es muy baja. Un requisito previo para grabaciones de vibración ambiental de alta calidad es la selección de convertidores A/D con rangos dinámicos adecuados.

Las fuentes activas, por lo general, generan ondas de altas frecuencias que permiten conocer la estructura de capas más superficiales, por otro lado utilizando fuentes pasivas (vibración ambiental) se obtienen frecuencias más bajas para estudios a mayor profundidad; por lo tanto, la limitación de ambos tipos de fuentes en la resolución cerca de la superficie que puede ser superada mediante la combinación de ambas.



Figura 4.6 Camión vibrador servo-hidraulico M26HD/623B de Sercel.

Procesamiento

Los datos de campo son procesados para estimar la curva de dispersión experimental, o sea es la relación entre la velocidad de fase y la frecuencia. Los diferentes procedimientos aplican una variedad de herramientas de análisis de señales, principalmente basado en la Transformada de Fourier. De hecho, usando análisis de Fourier, es posible separar los diferentes componentes de frecuencia de una señal que se utiliza posteriormente para estimar la velocidad de fase usando diferentes enfoques en relación con la configuración de prueba y el número de receptores. Otros procedimientos alternativos se basan en la

velocidad de grupo de datos de la onda de superficie, que se puede obtener con la técnica de filtro múltiple (Dziewonski et al, 1969) y sus modificaciones (Levshin et al, 1992; Pedersen et al, 2003).

Algunos equipos permiten un pre-procesamiento de datos experimentales directamente en el campo y de hecho, la simple selección visual del tiempo de registro no siempre es suficiente porque sin análisis de señales no es posible juzgar la calidad de los datos. Una evaluación de la gama de frecuencias con alta calidad de señal puede ser particularmente útil para evaluar la necesidad de cambiar la configuración de la adquisición o la necesidad de recoger datos adicionales experimentales. Para superar este tipo de problemas, muchos autores propusieron repetir las mediciones utilizando conjuntos consecutivos con diferentes tamaños. Un ejemplo de este tipo de equipos fue presentado por Wathelet (2005). Para la medición de ruido ambiental utilizando arreglos sísmicos, el mismo que lleva el nombre de WARAN (Wireless ARray ANalysis). Dado que el sistema está compuesto de unidades de bajo costo y comunicación inalámbrica, se pueden formar arreglos de diferentes dimensiones. Los datos brutos se transmiten a un ordenador portátil que se puede conectar con cualquiera de las estaciones del arreglo, lo que permite al usuario realizar un control de calidad y análisis de datos sísmicos en tiempo real.

Inversión

La solución del problema inverso es el paso final en el análisis e interpretación de ondas superficiales. Asumiendo un modelo numérico (teórico) de suelo, se identifican parámetros que reduzcan al mínimo la diferencia entre la curva de dispersión experimental y la curva de dispersión numérica. Estos parámetros pueden ser expresados de la diferencia entre los puntos de datos experimentales y numéricos en términos de cualquier norma matemática (por lo general el RMS). En la práctica, el conjunto de parámetros del modelo que produce una solución del problema directo (una curva de dispersión numérica), tan cerca como sea posible a los datos experimentales (la curva de dispersión experimental) se selecciona como la solución del problema inverso, tal como se presenta en la Figura 4.7.

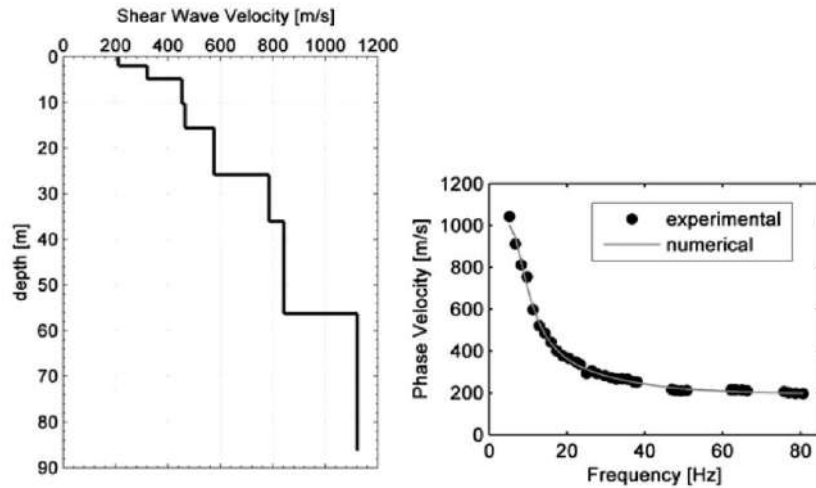


Figura 4.7 Ejemplo del proceso de inversión: (a) estimado el perfil de velocidad de onda de cizalla, (b) la comparación entre la curva de dispersión numérica correspondiente y el experimental

Uno de los problemas que se presentan en la inversión de la curva de dispersión de ondas superficiales es el mal planteamiento del problema; por lo tanto, no va a existir una solución única, obteniendo como consecuencia el llamado problema de equivalencia; es decir, varios perfiles de ondas de corte pueden ser equivalentes con respecto a la curva de dispersión experimental, lo que significa que la curva de dispersión numérica asociada a cada uno de estos perfiles están a una misma distancia a partir de la curva de dispersión experimental. Una evaluación significativa de los perfiles equivalentes debe de tener en cuenta las incertidumbres en los datos experimentales. Adicionalmente la información de los registros de pozos (borehole log) u otras pruebas geofísicas son elementos útiles para resolver el problema de la equivalencia e interpretación.

4.2.2 Técnica de arreglos sísmicos lineales (MASW)

También conocido como análisis multicanal de ondas superficiales (MASW). Esta técnica como todos los ensayos de ondas superficiales, es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, basándose en el cambio de las propiedades dinámicas de los materiales que la conforman. Este método consiste en la interpretación de las ondas superficiales de registros de un arreglo multicanal, generadas por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de un eje sobre la superficie

del terreno, obteniéndose el perfil de velocidades de las ondas de corte (V_s) para el punto central de dicha línea (Park et al., 1999).

El uso de una configuración multicanal puede introducir varias ventajas en el análisis de ondas superficiales. En este caso, el movimiento generado por la fuente en superficie, se detecta simultáneamente en varios receptores que se encuentran alineados con la misma. La configuración usada por la técnica de arreglo lineal (MASW) es similar a la utilizada para estudios de refracción o reflexión sísmica, proporcionando interesante concordancia entre estos (Foti et al, 2003; Ivanov, 2006; Socco et al, 2010a). En la Figura 4.8 se presenta la configuración utilizada por el método MASW, donde x_1 es la distancia de la fuente de disparo (source offset) al primer geófono, dx representa la distancia entre geófonos, D es la dimensión del arreglo. La profundidad máxima de investigación ($Z_{máx}$) a la que se puede llegar depende de las propiedades del subsuelo y del tipo de fuente utilizada.

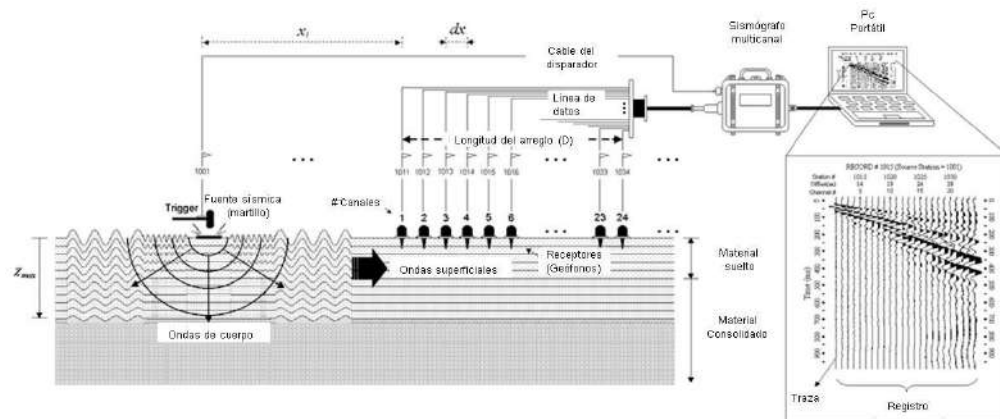


Figura 4.8 Configuración de equipo para el registro de datos - Método MASW.

Para el análisis de ondas superficiales, los datos experimentales son transformados generalmente del dominio del tiempo a diferentes dominios, donde la curva de dispersión sea fácilmente extraída de la espectral máxima. Por ejemplo, con la aplicación de la doble transformada de Fourier se puede obtener la curva de dispersión en el dominio de F-K (frecuencia y número de onda).

Tselentis y Delis (1998) mostraron que el espectro de las ondas de superficie F-K en medios estratificados se puede escribir como la siguiente

suma de las contribuciones de modos de transporte:

$$F(f, k) = \sum_m S_m(f) \cdot \left[\sum_{n=1}^N e^{-\alpha_m(f) \cdot x_n} \cdot e^{i(k - k_m(f)) \cdot x_n} \right]$$

donde S_m es una función de fuente, x_n es la distancia desde la fuente al receptor n^{th} , α_m y k_m son la atenuación y número de onda para el modo m^{th} .

En teoría, los métodos basados en la transformada permiten la identificación de varios modos distintos de ondas superficiales. En la ecuación anterior, la precisión no está condicionada por la atenuación del material.

Una vez que los números de onda modales han sido estimados para cada frecuencia, pueden ser utilizados para evaluar la curva de dispersión, recordando que la velocidad de fase está dada por la relación entre la frecuencia y el número de onda.

El espaciamiento entre receptores y la longitud total del arreglo influye en la resolución del dominio de número de onda, de modo que si se buscan componentes de alta frecuencia, el espaciamiento entre receptores deberá ser pequeño. El número de receptores utilizados influyen en la estimación del espectro F-K; si el número de receptores es grande, la resolución de los picos de energía estará bien definida, pero si el número de receptores es bajo, la resolución será pobre.

El esquema de la Figura 4.9 resume la metodología aplicada para el procesamiento de datos utilizando la técnica de arreglo lineal. Que consiste en generación de ondas superficiales por una fuente activa, luego el cálculo de la dispersión de ondas superficiales utilizando el método F-K, y finalmente la extracción e inversión de la curva de dispersión para obtener el perfil de velocidad para el punto medio del arreglo.

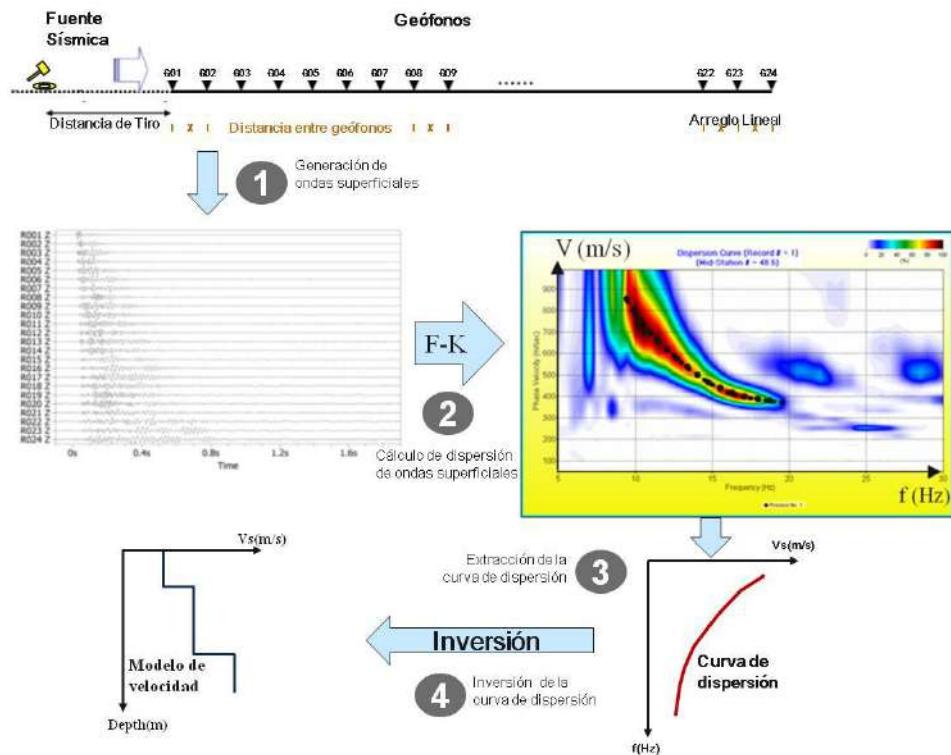


Figura 4.9 Esquema de la metodología utilizada para el procesamiento de datos obtenidos por un arreglo lineal, usando el análisis de F-K (frecuencia-número de onda) para determinar el perfil de velocidades.

4.2.3 Técnica de arreglos sísmicos circulares

El uso de sensores colocados en serie, llamados arreglos, ha resultado ser un atractivo método empírico para la determinación de las velocidades V_s y los espesores de los estratos a partir de mediciones de vibración ambiental hechas “in situ”.

La gran aceptación que este método ha tenido dentro de la comunidad científica, se justifica en que su aplicación es práctica y relativamente sencilla, sobretodo porque utiliza fuentes pasivas que son las vibraciones ambientales, por lo que no es un método invasivo ni destructivo. A partir de éste es posible identificar algunas características de las capas sedimentarias (espesor y velocidad de onda cortante) a un costo bastante inferior respecto a otros métodos como el borehole o el crosshole.

El método asume primeramente que las vibraciones ambientales están compuestas en forma mayoritaria por ondas superficiales y que la estructura del

subsuelo está formada por estratos horizontales.

En medios unidimensionales y heterogéneos, las ondas superficiales son dispersivas, por lo que muestran variaciones de velocidad aparente según la frecuencia.

El procesamiento de los datos para obtener los perfiles de Vs a partir de las mediciones en serie del ruido se divide en dos pasos principales:

- *Derivación de la curva espectral característica de propagación de ondas (llamada también curva de dispersión o curva de auto-correlación).* La principal justificación para usar vibraciones ambientales se basa en que ellas están predominantemente compuestas por ondas superficiales, lo que permite tomar ventaja de sus propiedades de dispersión. La velocidad de las ondas que viajan a una determinada frecuencia es derivada del procesamiento de registros del movimiento del suelo, simultáneamente en varias estaciones.
- *Inversión de la curva de dispersión, para obtener la estructura del suelo.* En estos métodos, la resolución en profundidad está intrínsecamente relacionada con las amplitudes espectrales del campo de ondas, así como con la capacidad y colocación de los sensores.

En la Figura 4.10 se presenta el esquema de la metodología seguida la obtención del perfil de velocidades utilizando arreglos circulares.

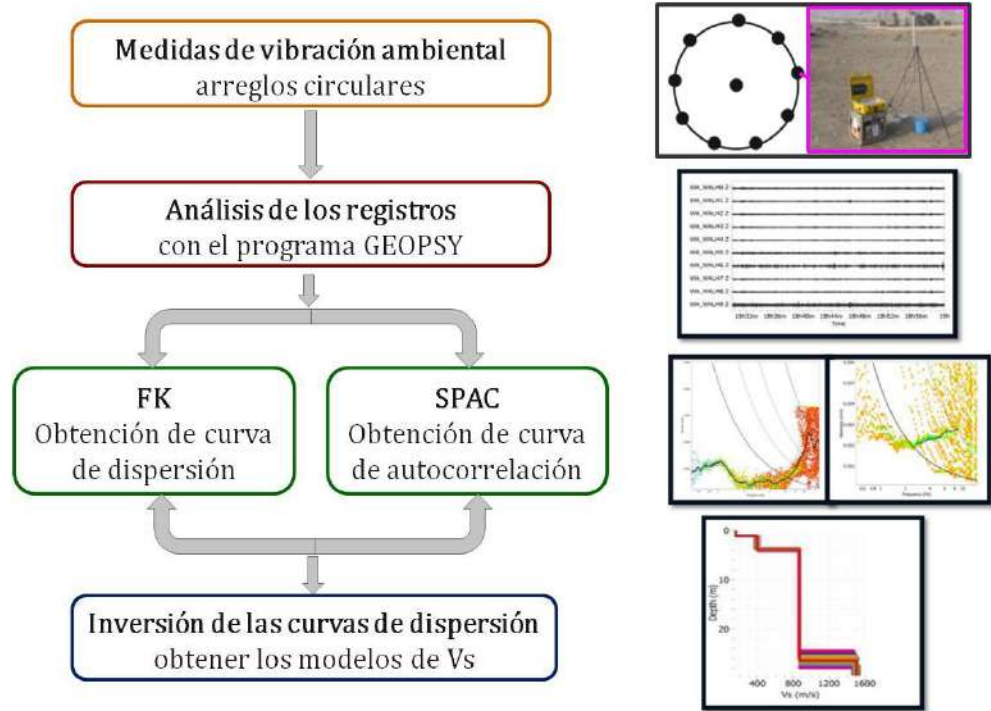


Figura 4.10 Esquema de la metodología seguida para la obtención del perfil de velocidades utilizando la técnica de arreglo circular.

Para obtener la curva de dispersión se plantean tres métodos de análisis:

4.2.3.1 Método FK

El método de número de onda vs. frecuencia, conocido como F-K, asume que las ondas planas atraviesan el arreglo que se ubica en la superficie del suelo. Considerando una onda de frecuencia f con una dirección de propagación y una velocidad conocida (o los números de onda equivalentes k_x y k_y a lo largo de los ejes horizontales X y Y), los tiempos de arribo son calculados en todos los sensores según su ubicación y las fases de los registros son cambiadas según los tiempos de retardo. La respuesta del arreglo es calculada sumando las señales transformadas al dominio de la frecuencia. Si las ondas viajan con velocidad y dirección específicas, todas las contribuciones se acumularán constructivamente, resultando un arreglo de gran salida o respuesta. La localización de esta máxima salida en el plano k_x y k_y (conocida también como beam power), provee una estimación de la velocidad y del azimut de las ondas que viajan a través del arreglo.

Este análisis depende de la energía de la fuente, de las

características del suelo y del espacio de monitoreo del arreglo y funciona mejor cuando una única fuente de ruido es la dominante.

4.2.3.2 Método FK de alta resolución

El método de alta resolución del número de onda con la frecuencia, mejora al método F-K tradicional al añadir factores de peso a la contribución de cada sensor en el cálculo de la respuesta del arreglo. Esto se hace con el objetivo de minimizar la energía que portan los números de onda que difieren del que se está considerando.

Este método fue propuesto por Capon (1969) y teóricamente es capaz de distinguir ondas que viajan con números de onda muy cercanos y en mejor forma que el método tradicional.

La salida del arreglo será:

$$R(\vec{k}, \omega) = \sum_{i=1}^n W_i(\omega) X(\vec{r}_i, \omega) e^{-j\vec{k} \cdot \vec{r}_i} \quad (\text{Ec. 3.6})$$

Donde $W_i(\omega)$ son los factores de peso, que son iguales a la unidad para el número de onda considerado en ese momento y menores que la unidad para los demás casos.

4.2.3.3 Método SPAC

Basa su fundamento teórico en la condición de un campo de ondas estocástico y la distribución aleatoria de las fuentes en el tiempo y en el espacio, para ligar las razones de auto-correlación con las velocidades de fase C . Aki (1957) demostró que los cocientes de auto-correlación de las señales registradas en dos sensores son función de la velocidad de fase y de la apertura del arreglo.

La función de auto-correlación espacial entre dos sensores es definida por Aki (1957) como:

$$\phi(r) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t) v_r(t) dt$$

Donde $v_0(t)$ y $v_r(t)$ son las señales registradas durante T segundos en

dos estaciones separadas una distancia r . Si las señales son filtradas en una banda de frecuencias angosta alrededor de ω , las razones de auto-correlación se definen como:

$$\rho(r, \omega) = \frac{\phi(r, \omega)}{\phi(0, \omega)}$$

que se calculan para pares de sensores. Para una distancia dada r , Aki demostró que el promedio azimutal de $\rho(r, \omega)$ tiene la siguiente expresión:

$$\rho(r, \omega) = J_0(\omega r / c(\omega))$$

donde J_0 es la función de Bessel de orden cero, $c(\omega)$ es la velocidad de fase para una determinada frecuencia ω y r la distancia entre los dos sensores. Entonces, $\phi(r)$ es calculada en el dominio del tiempo en señales filtradas (se utiliza un taper en el dominio de la frecuencia para asegura un filtro de fase cero).

De forma semejante que en el método F-K, los registros de cada instrumento son cortados en ventanas de tiempo más pequeñas dentro de las cuales son calculadas las razones de auto-correlación. Consecuentemente, para cada banda de frecuencia, para cada rango de distancia entre estaciones, y para cada ventana de tiempo individual, se calcula una razón de auto-correlación azimutalmente promediada. Los resultados son generalmente presentados en forma de curvas de auto-correlación, con barras de error graficadas en función de la frecuencia o la distancia entre estaciones.

Con la aplicación de esta técnica se obtienen curvas de dispersión como la mostrada en la Figura 4.11b a partir de lo cual es posible invertirla y determinar el perfil de velocidades en función de la profundidad.

La Figura 4.12 muestra algunas de las curvas de auto-correlación obtenidas para cuatro anillos. Obsérvese que cada anillo aporta información válida de acuerdo con sus limitaciones geométricas según la

zona pintada de verde, por lo que cada uno está limitado a rangos de frecuencia distintos, según sea su radio. Además, solamente en unas partes de las zonas pintadas de verde existe un único valor de la razón de auto-correlación respecto a la frecuencia, que es precisamente la información que se busca.

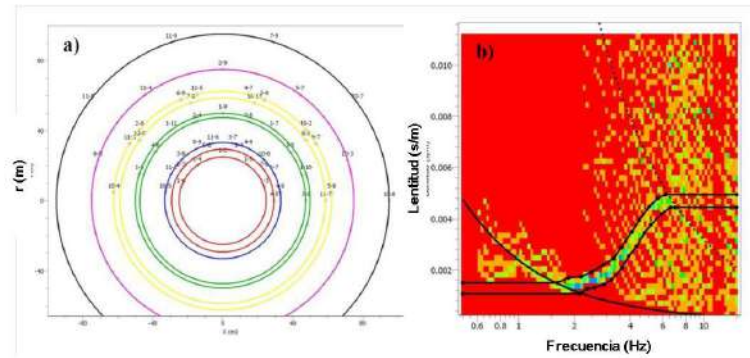


Figura 4.11. a) Pares obtenidos al relacionar 11 sensores ubicados en circunferencias concéntricas y anillos en los que se han agrupado para aplicar el método SPAC. b) Curva de dispersión obtenida.

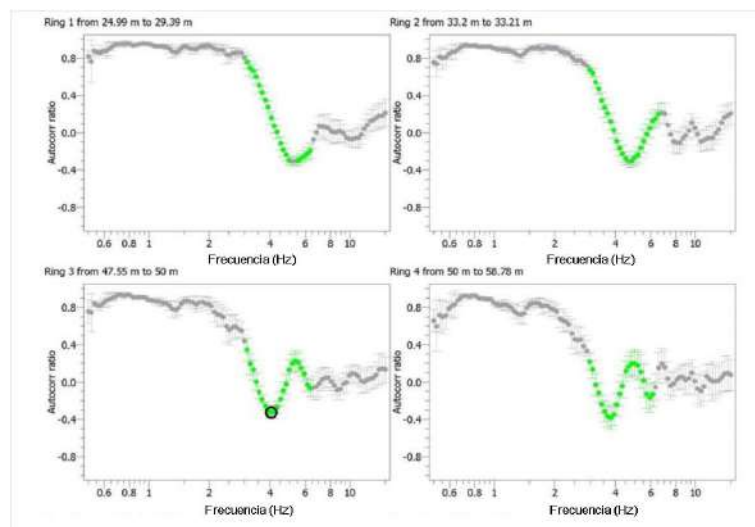


Figura 4.12. Ejemplos de curvas de auto-correlación para cuatro anillos de radios y espesores distintos, por lo que cada uno aporta información en rangos de frecuencia distintos.

4.2.3.4 Métodos de inversión

Un proceso de inversión trata el problema de la recuperación del modelo de la estructura del terreno, en término de sus parámetros

elastodinámicos (en nuestro caso velocidad de ondas superficiales) a partir de las medidas experimentales a distintas frecuencias.

Una amplia variedad de técnicas de búsqueda local y global se han propuesto para resolver un problema inverso. Los primeros tratan de obtener el mejor modelo (o los mejores modelos) de entre una gran variedad de ellos, usando poco conocimiento previo (normalmente sólo su parametrización y unos rangos amplios para sus distintas propiedades). Ejemplos de esta técnica son los algoritmos de inversión linealizada y la transformada Downhill Simplex (Nelder y Mead, 1965). Los segundos tratan de refinar iterativamente una estimación inicial, buscando un modelo óptimo dentro de un entorno de éste los algoritmos más representativos son: el método de Monte Carlo (Tarantola, 2005), el algoritmo genético (Goldberg, 1989) y cristalización simulada. Otros métodos de búsqueda globales propuestos para la inversión de dispersión de ondas superficiales son el empleo de redes neuronales o el algoritmo Neighbourhood o de vecindad (Sambridge, 1999a, b; Wathelet et al, 2005). En este estudio se aplica el algoritmo Neighbourhood, que es el que explica a continuación.

Algoritmo Neighbourhood o de vecindad para la inversión de las curvas de dispersión

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

En el esquema 4.13 se resume y compara la solución del problema directo con la del problema inverso, que es el que interesa en este caso.

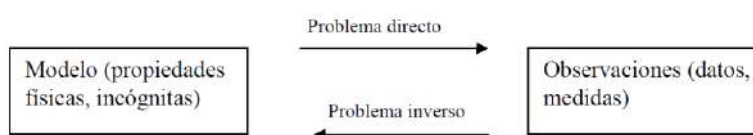


Figura 4.13. Definición de un problema inverso.

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 algoritmo de vecindad (The neighbourhood algorithm) propuesto por el grupo SESAME e incluido en el software Geopsy.

El algoritmo del vecindad requiere cuatro parámetros previamente definidos: número de iteraciones máximo 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 mejores (con el menor desajuste) donde son generados los modelos (NR), entonces, el proceso de inversión es llevado a cabo en los siguientes pasos:

- a) Un conjunto de modelos NS_0 se genera aleatoriamente con una probabilidad uniforme en el espacio de parámetros.
- b) La función de desajuste L se calcula para los modelos generados más recientes.
- c) Los modelos NR con el menor desajuste que se han obtenido hasta el momento, son seleccionados dentro de todos los generados, al comparar cada solución obtenida con la curva de dispersión original que se obtuvo con los métodos SPAC o FK.
- d) Se genera una cantidad de nuevas muestras (NS/NR) con una probabilidad uniforme en cada celda seleccionada.

- e) Se añaden las nuevas muestras NS al conjunto de modelos anteriores y se vuelve al paso b).

La Figura 4.14a es un ejemplo de un 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, $NS_0 = 9$ modelos son 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 4.14b muestra la nueva geometría después de la primera iteración. El tamaño de la celda original decrece en la medida en que la razón de muestreo aumenta.

Las principales ventajas de este esquema son 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 4.15 muestra los resultados de un proceso de inversión a partir de una curva de dispersión. La Figura 4.15a 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 4.15b 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 una 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.

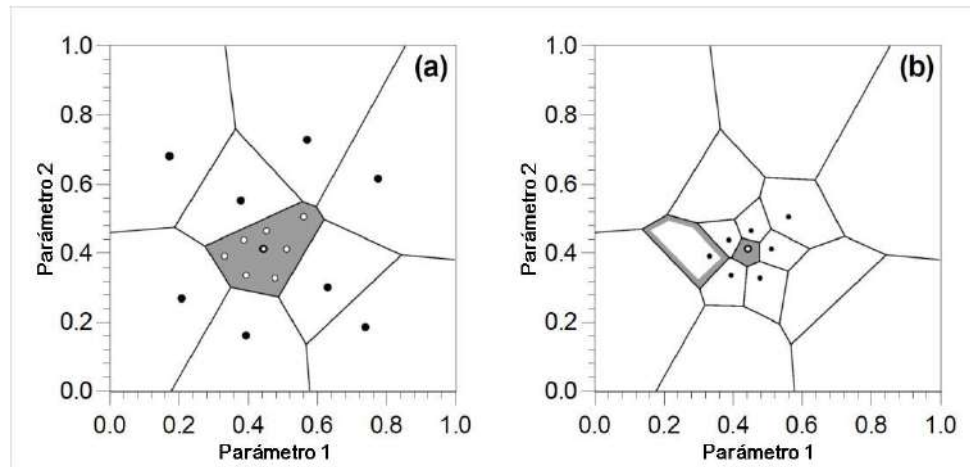


Figura 4.14 a) Celdas de Voronoi en las que inicialmente se ha dividido el espacio de parámetros. b) Nuevas celdas en las que se divide la de menor desajuste anterior para realizar una segunda iteración. Los puntos negros representan los modelos obtenidos (Sambridge, 1999a).

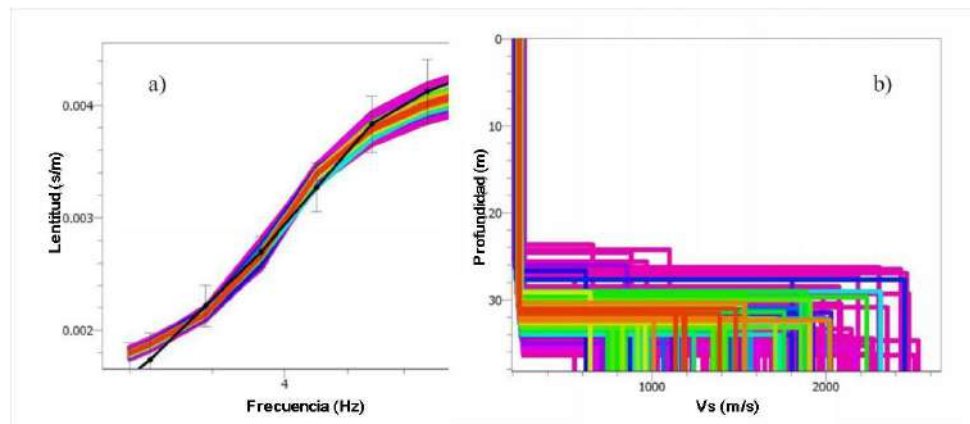


Figura 4.15 Aplicación del método de inversión del vecino usando una curva de dispersión obtenida con método F-K. a) Curva de dispersión original (en negro) respecto a las generadas por los distintos modelos. b) Perfiles obtenidos por los modelos (en rojo, el óptimo de acuerdo con el menor error).

CAPÍTULO V

CARACTERIZACIÓN DE SITIO EN EL ÁREA URBANA DE CHOSICA

5.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área urbana de Chosica (distrito de Lurigancho – Chosica), se ubica en el extremo este de Lima Metropolitana a la altura del kilómetro 32 de la Carretera Central (Figura 5.1), en el curso inferior del río Rímac, ocupando ambos márgenes. Limita por el este con el área urbana de las ciudades de Santa Eulalia y Ricardo Palma, y por el Sur Oeste con las urbanizaciones Santa María y California. Su altitud es de 861m.s.n.m. con una superficie aproximada de 236.47 km² y una población urbana de 54,149 habitantes (INEI, 1993). Durante las últimas cuatro décadas, un significativo crecimiento de la población de Chosica, se ha visto reflejado en la ocupación de las ladera de los cerros, e incluso en los cursos de quebradas y cárcavas.

El acceso principal es a través de la Carretera Central, la misma que cruza longitudinalmente (Este – Oeste) toda el área urbana, siendo muy concurrida en su paso hacia la ciudad de Huancayo. En forma paralela a la carretera, se tiene el río Rímac y la vía del ferrocarril. El clima de la zona es templado y húmedo, con temperaturas medias anuales de 19.8° C, y precipitación pluvial mínima de 18mm., y máxima de 22mm, aunque caracterizado por una lluvia fina en todo el año, excepto entre Enero y Marzo que puede llover con mayor intensidad generando fenómenos geológico climáticos que activan los suelo presentes en quebradas y el desborde del río Rímac, ocasionando huaycos, inundaciones y erosión del suelo.

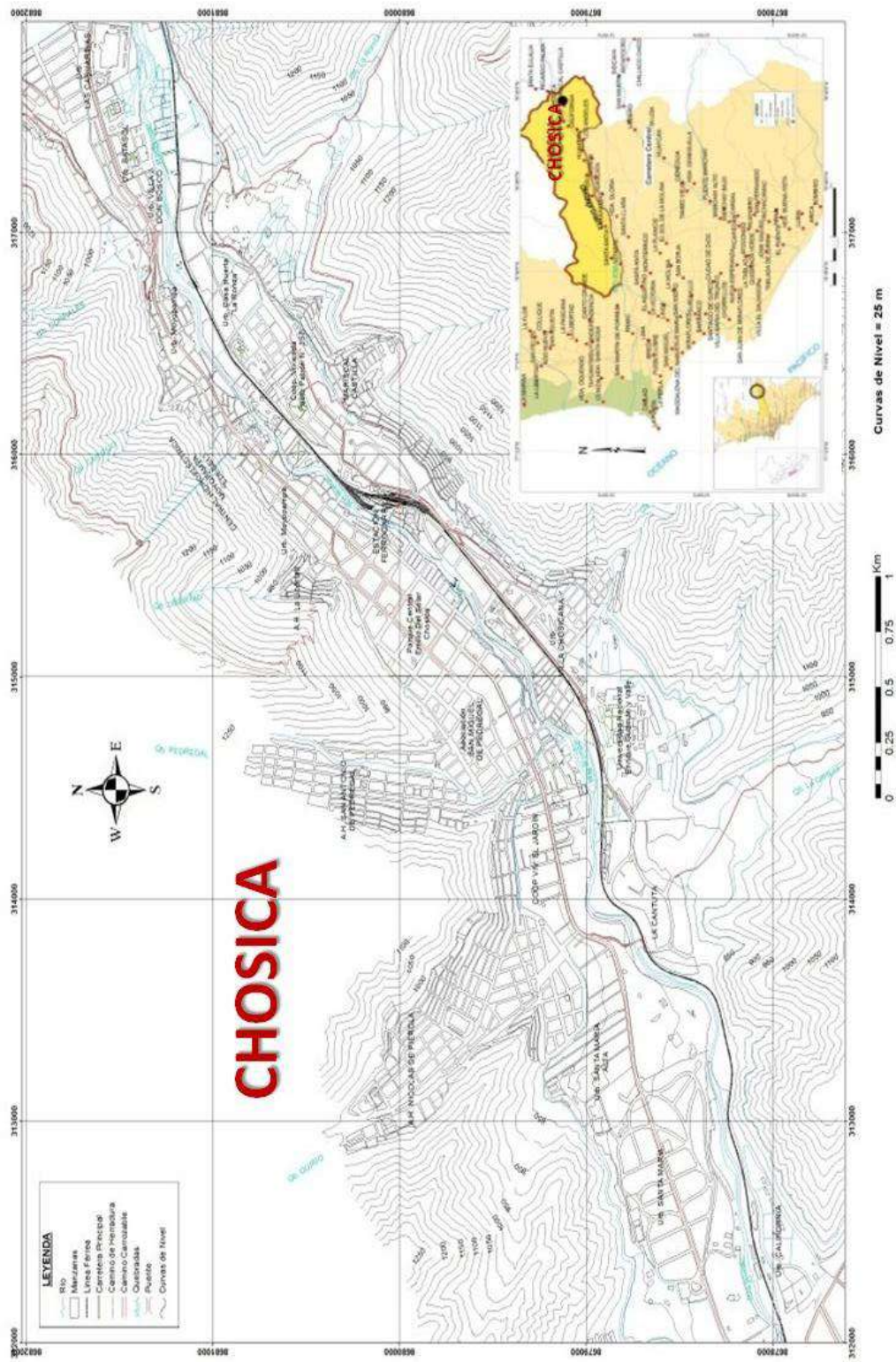


Figura 5.1 Mapa de ubicación de la ciudad de Chosica

5.2 CARACTERISTICAS GEOLOGICAS, GEOMORFOLOGICAS Y GEODINAMICAS.

Dentro de los estudios de caracterización de sitio, es importante disponer de una base de geológica de la zona en estudio. Para los estudios geológicos, geomorfológicos y geodinámicos del área urbana de Chosica, se ha hecho uso de la base topográfica digital a escala 1/5,000 adquiridos del Instituto Geográfico Militar (IGN). Del mismo modo, para las coberturas temáticas se ha hecho uso de fotografías aéreas de la zona a escala 1/15,000.

5.2.1 Geología local

Las unidades geológicas que afloran en la cuenca del río Rímac son principalmente rocas sedimentarias, metamórficas, volcánicas é intrusivas con edades que fluctúan entre el jurásico y cuaternario reciente.

El área de estudio se emplaza sobre afloramientos ígneos del grupo Santa Rosa constituida por cuerpos tonalítico-dioríticos y tonalítico-granodioríticos que tienen una gran extensión dentro del Batolito de la Costa y por afloramientos ígneos del grupo Patap constituida por cuerpos gabros-dioritas del Cretáceo superior, estos cuerpos se encuentran cubiertos por depósitos aluviales cuya edad geológica pertenecen al Cuaternario Pleistoceno (Qp-al) y al Cuaternario Reciente (Qr-al).

El valle es de mediana amplitud y se interrumpe en varios sectores por conos aluviales que desembocan en el río Rímac. En la Figura 5.2 se presenta el mapa geológico de la zona.

Rocas Intrusivas

Súper Unidad Patap: Está constituida por cuerpos de gabros y dioritas, que corresponden a las rocas más antiguas del batolito de la Costa, emplazados al lado occidental del mismo, con intervalos de tiempo que pudieron variar entre los 84 y 102 millones de años. La textura de la roca varía de grano medio a grueso. Sus afloramientos se encuentran en la Cantuta y las urbanizaciones California, Santa María y Santa María Alta.

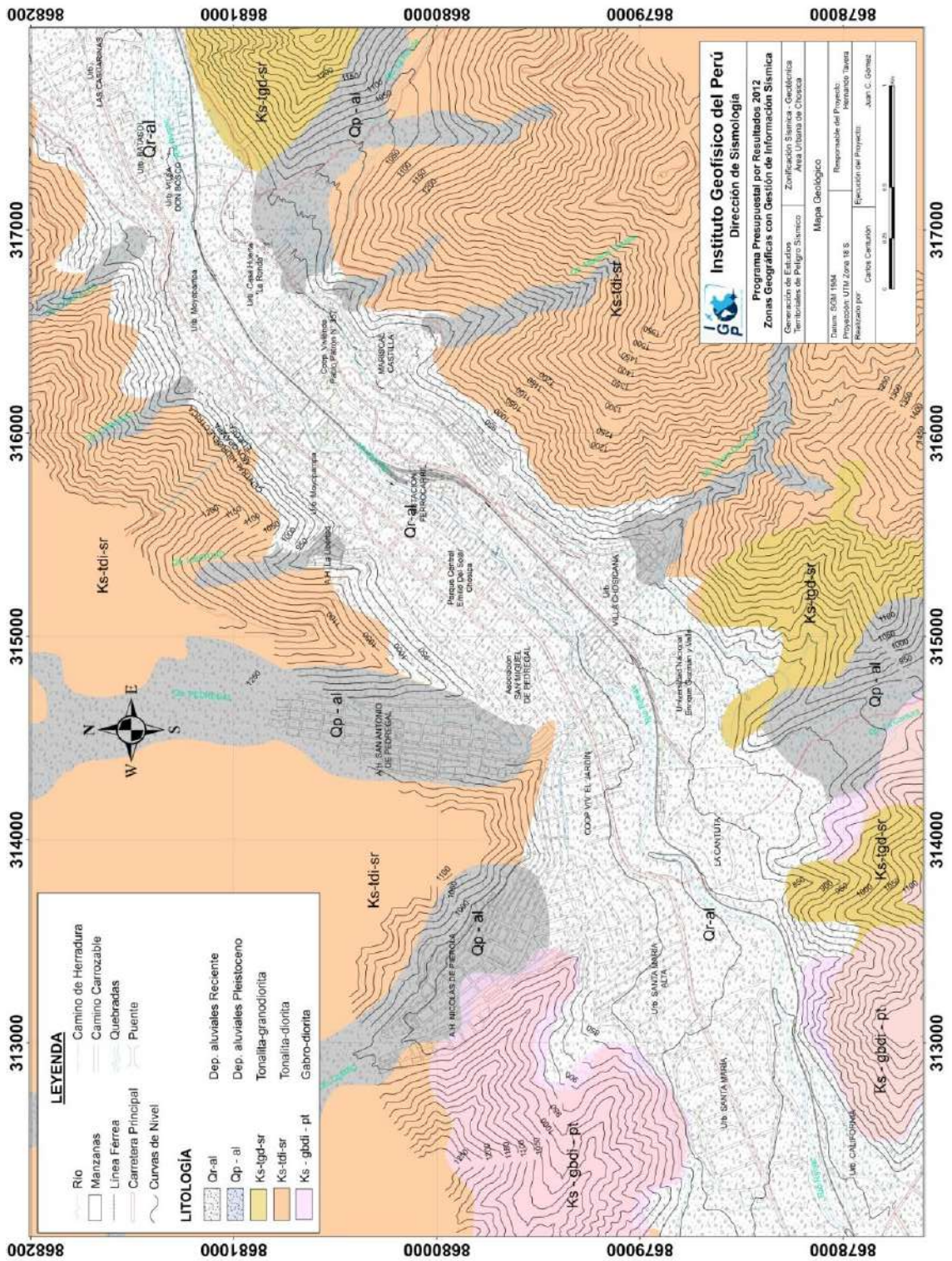


Figura 5.2 Mapa Geológico para el área urbana de Chosica.

Súper Unidad Santa Rosa: Esta unidad de origen ígneo es la que aflora en la mayor parte de los cerros que colindan toda la zona de estudio y está dividida en dos subunidades:

- Tonalita - Granodioritas (Santa Rosa claro).- Se caracterizan por su marcada coloración gris clara de grano medio. Ambas sub unidades presentan el mismo emplazamiento, composición química y textural. La sub unidad Santa Rosa claro presenta mayor compacidad y resistencia que la sub unidad Santa Rosa oscuro por el contenido de cuarzo. Se presentan en las inmediaciones de la Universidad Enrique Guzmán y Valle (Cantuta), en las Urb. Batasol, Villa don Bosco y quebrada la Ronda.
- Tonalita - Dioritas (Santa Rosa oscuro).- Se encuentran aflorando en los extremos NW y SE en más del 60% del área de estudio. Las rocas presentan un color gris oscuro, de grano medio a grueso que cubre una gran extensión del valle del río Rímac.

Depósitos Cuaternarios: Constituidos por materiales acarreados por los ríos que forman terrazas y aquellos provenientes de las quebradas formando depósitos de flujo de detritos que se encuentran al borde de los cerros. Estos depósitos tienen un área extensa en superficie, presentando diferencias en composición y espesor propios del origen y la magnitud del transporte del evento. Entre estos depósitos se tienen los Aluviales del Cuaternario, tanto de la serie Reciente en el valle del río Rímac y de la serie Pleistocena que han sido depositado en las partes altas y bajas de las quebradas.

Los depósitos aluviales

Están constituidos por cantos rodados y gravas heterométricas, con matriz areno-limoso que ocupan el cauce actual del río Rímac. Todos estos materiales se encuentran intercalados formando paquetes de diferentes grosores y se aprecia en terrazas y antiguos conos deyección. En la Tabla 5.1 se puede observar la columna estratigráfica de la zona de estudio.

Tabla 5.1 Columna lito-estratigráfica del área urbana de Chosica.

CRONOESTRATIGRAFÍA			LITOESTRATIGRAFÍA			
ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD ESTRATIGRAFICA	LITOLÓGIA	ROCAS INTRUSIVAS	
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	Dep. aluviales			
		PLEHISTOCENO	Dep. aluviales			
MESOZOICO	CRETACEO	SUPERIOR	Volc. Quimáná		SUPER UNIDAD	
			Gpo. Casma		Santa	Tonalita-Granodiorita
					Rosa	
					Patap	Gabro-Diorita

5.2.2 Geomorfología

La morfología de la cuenca del río Rímac es el resultado de los procesos orogénicos, tectónicos y geomorfológicos ocurridos en las últimas decenas de miles de años. La cuenca del río Rímac en la zona de estudio presenta un relieve caracterizado por fuertes contrastes topográficos que predisponen la activación de los deslizamientos, así como la acumulación de escombros en las quebradas además de las condiciones geotécnicas críticas y la falta de un adecuado drenaje en las cuencas, sub-cuencas y canales que se combinan generalmente con un intenso fracturamiento y alto grado de alteración de las rocas que conforman el área. Las principales Unidades Geomorfológicas regionales son:

Flanco Occidental de los Andes.- Se caracteriza por tener su pendiente hacia el Oeste, con presencia de montañas de topografía abrupta, cuencas y sub cuencas que drenan hacia el Oeste, con patrón de drenaje dendrítico o arborescente. Esta unidad es bisectada por el río Rímac y sus tributarios.

Valle del río Rímac.- Tiene una longitud de 140 Km., con un rumbo promedio de N 75 °E. En el entorno del área urbana de Chosica, el valle es asimétrico, el flanco de la margen izquierda tiene mayor pendiente que la ladera de la margen derecha, donde se encuentra la ciudad de Chosica.

La morfología local del área urbana de Chosica presenta una forma típica de “V” dentro de un fondo angosto limitado por cadenas montañosas de pendiente moderada a fuerte con topografía abrupta disectado por quebradas, entre las cotas 750 y 1745 m.s.n.m. (ver Figura 5.3).

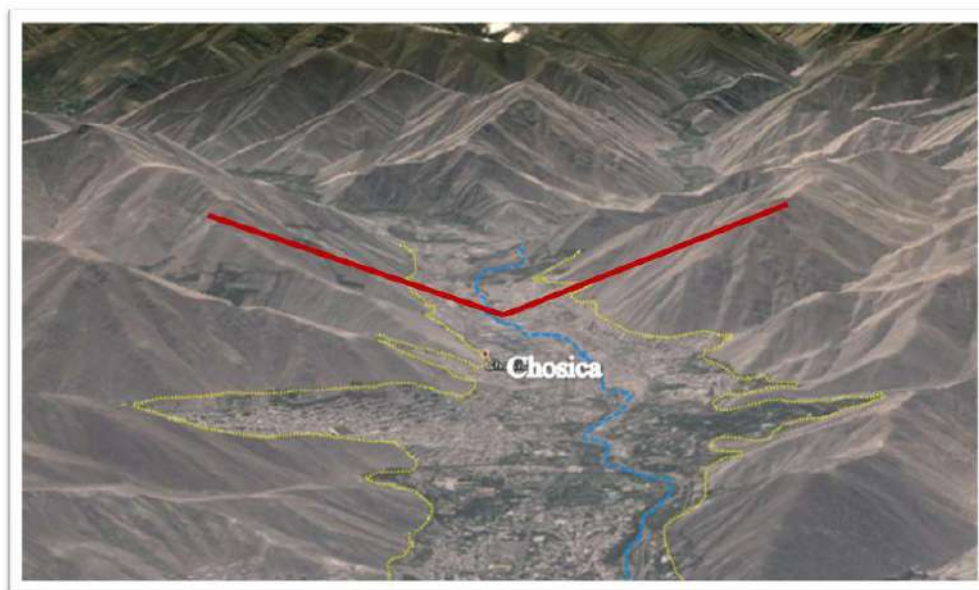


Figura 5.3 La morfología local del área urbana de Chosica presenta una forma típica de “V” dentro de un fondo angosto limitado por cadenas montañosas de pendiente moderada a fuerte.

Utilizando la información topográfica del modelo de elevación digital (MDE) del área urbana de Chosica, se han identificado la existencia de cuatro unidades geomorfológicas relacionadas a los rangos de pendiente. Estas unidades son presentadas en el mapa geodinámico para el área de estudio (Figura 5.4), y sus características son:

Terrazas: Proviene del Holoceno al Pleistoceno y se han formado por acumulaciones de depósitos aluviales de corrientes relativamente antiguas, quedado en posiciones topográficas superiores por las deformaciones tectónicas recientes, que las han elevado con pliegues de amplio radio de curvatura. En detalle, la topografía de estas terrazas tiene ondulaciones y disecciones que afectan la superficie teniendo una pendiente máxima de 15° como rango dominante. Estas planicies, actualmente están siendo ocupadas por urbanizaciones y diversos asentamientos humanos que son susceptibles a inundaciones del río Rímac.

Colinas: Conformado por lomas de poca elevación (<100 metros de altura). Su morfología es ondulada, poco agreste, sus taludes no sobrepasan los 25° . Presentan una topografía subordinada a la litología de las unidades geológicas,

Por ejemplo, cuando se trata de rocas intrusivas el relieve es abrupto y conformado por lutitas o limolitas de formas redondeadas y cuando se trata de rocas volcánicas, la pendiente es empinada. Estas unidades se encuentran en la Cantuta, Cooperativa de Vivienda El Jardín y en las urbanizaciones la Ronda y Casuarinas.

Laderas de pendiente media y empinada: Esta unidad demarca a las laderas de las cadenas pre-montañosas de la cordillera Occidental, alcanzan altitudes entre los 900 y 1745 m.s.n.m, estando constituidas principalmente por rocas intrusivas del batolito de la costa emplazadas con rumbo NO-SE. Estas unidades presentan topografías abruptas y disectadas por quebradas. En el primer caso presentan pendientes entre los 25° y 35°; mientras que, en el segundo caso tienen pendientes mayores a 35°.

Las quebradas son un elementos importante en el área de estudio ya que sus cauces o depresiones favorecen la acumulación de detritos y materiales de poco transporte (depósitos coluviales) provenientes de las estribaciones de la Cordillera Occidental y caen abruptamente en el valle del río Rímac, presentan pendientes mayores a 20°. Las quebradas de mayor importancia en el área urbana de Chosica son: Quirio, Pedregal, Libertad, Carosio y Corrales en el margen derecho del río Rímac y las quebradas La ronda, Mariscal Cáceres, Santo Domingo y la Cantuta en su margen izquierdo, todas entre las cotas 850 y 1300 m.s.n.m. Estas quebradas permanecen secas la mayor parte del año (Mayo-Diciembre), transcurriendo agua solo en época de fuertes precipitaciones (Enero-Abril) especialmente asociados al fenómeno del niño.

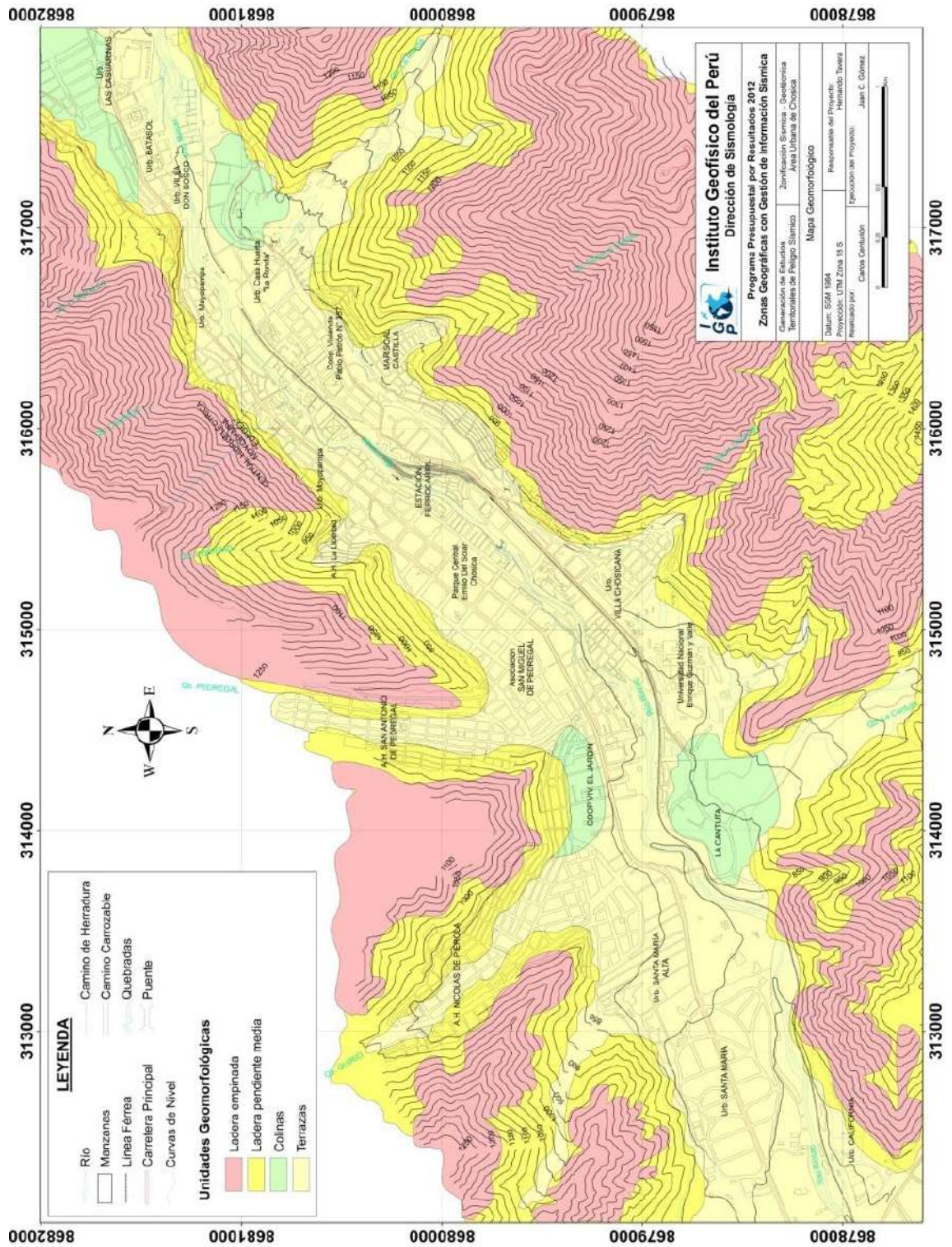


Figura 5.4 Mapa geomorfológico para el área urbana de Chosica.

5.2.3 Geodinámica

Los fenómenos de geodinámica externa que más daños provocan en la cuenca del río Rímac son los huaycos (flujos de detritos), las caídas de rocas y los desbordamientos del río. Los agentes detonantes típicos son las precipitaciones de lluvia, sismos y la actividad antrópica

Estos fenómenos inciden principalmente en la Carretera Central y Línea Férrea, alterando periódicamente el ritmo de vida en un vasto sector de nuestro territorio. Desprendimientos de rocas se presentan en el A.A.H.H. Mariscal Castilla, A.A.H.H. Buenos Aires y en el tramo entre el kilómetro 40 y 48 de la Carretera Central; así como la erosión fluvial que se presenta en todos los cursos de escurrimiento de las aguas superficiales, sobre todo en la época de lluvias.

Flujos de detritos: Consisten en coladas con elevada concentración de materiales detríticos que se mueven hacia los valles y afectan a los suelos mezclando materiales finos y en mayor proporción materiales gruesos con variable cantidad de agua, lo cual permite que todo el volumen se propague como un único cuerpo. En el área de estudio se han encontrado evidencias de flujos de detritos que asociados a lluvias intensas pueden provocar la reactivación de un gran número de quebradas que circunscriben a la cuenca del río Rímac en la zona de estudio: quebradas Quirio, Pedregal, Corrales, Libertad y Carosio en la margen derecha; además de las quebradas La Cantuta, La Ronda, Mariscal Cáceres y Santo Domingo en la margen izquierda del valle del río. Algunos ejemplos son presentados en la Figura 5.5.

Caídas de roca: Consiste en el desprendimiento de material que conforma una ladera, puede ser roca, suelo o ambos, teniendo como causa principal a la gravedad terrestre y a las características geomecánicas que posee el substrato rocoso. Se ha inventariado caídas de rocas en las inmediaciones de las Urbanizaciones Batasol, San Fernando Bajo, Santa María y la Universidad la Cantuta. Estos eventos ocurren en zonas de altas pendientes y están asociados al fracturamiento, el grado de meteorización y la alteración de los macizos rocosos. En la Figura 5.6 se muestran unos ejemplos.

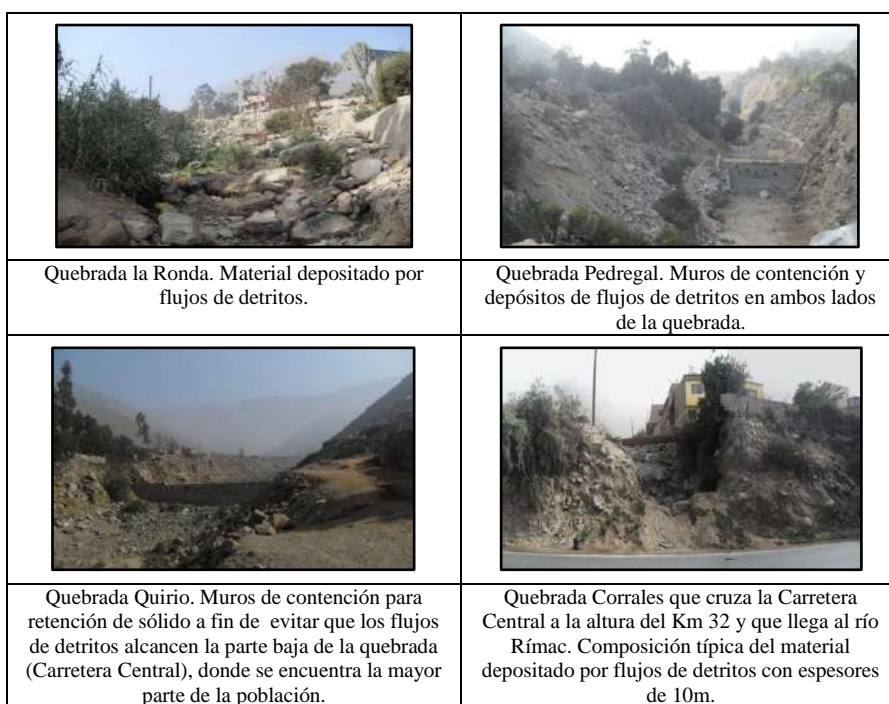


Figura 5.5 Fotos de flujos de detritos en el área urbana de Chosica

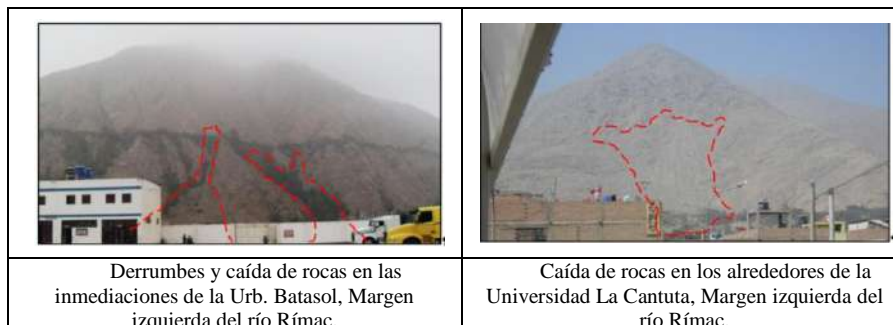


Figura 5.6 Fotos de Caída de rocas en el área urbana de Chosica.

En la Figura 5.7 se presentan el mapa con la distribución de movimientos de masa identificados en la zona de estudio; los flujos de detritos como resultado de reactivación de las quebradas existentes en el área de estudio están representados en color verde mientras los movimientos de masas relacionados con caídas de rocas en rosado.

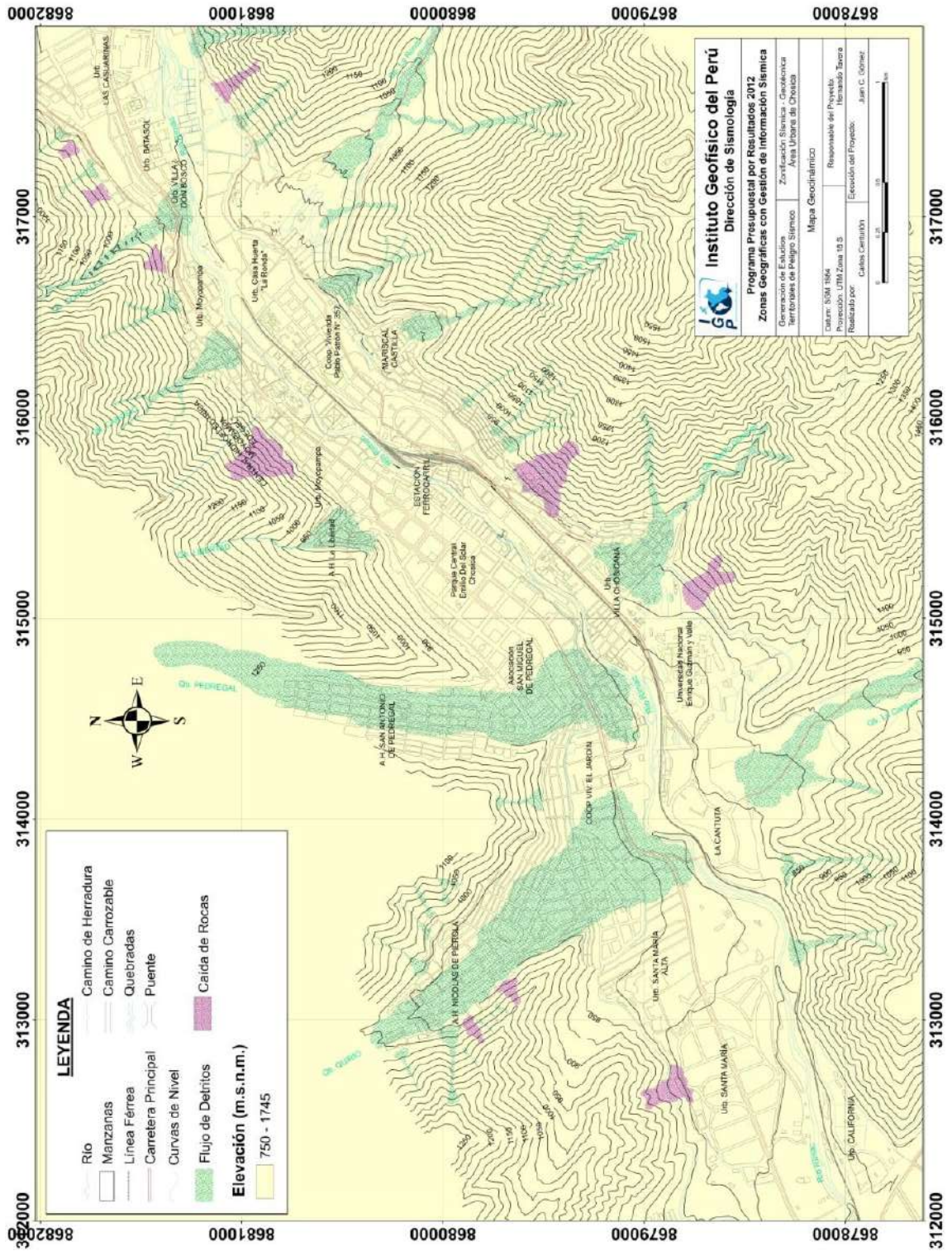


Figura 5.7 Mapa Geodinámica para el área urbana de Chosica.

Eventos geodinámicos recientes

En Chosica, los principales eventos de flujos de detritos ocurrieron en los años 1909, 1915, 1925, 1926, 1936, 1939, 1950, 1952, 1954, 1955, 1959, 1967, 1972, 1976, 1983, 1985, activándose en todos estos casos diferentes quebradas. Uno de estos eventos ocurrió el 17 de marzo de 1925 en la quebrada San Antonio de Pedregal, siendo el factor desencadenante la ocurrencia del Fenómeno El Niño. Durante este evento, entre otros daños, afecto a la central eléctrica de Huampaní.

Otro evento importante ocurrió el día lunes 9 de marzo de 1987, entre las 4:00 y 7:30 pm en la zona de estudio fue descrito en el boletín del IFEA N° 38 (Abad, 2009), siendo el margen derecho del río Rímac la zona más afectada por este evento (quebradas Quirio, Pedregal, Carosio y Corrales, todas con desembocadura en el río Rímac). (ver Figura 5.8):

El evento más reciente en la zona de estudios ocurrió el jueves 5 de abril, a las 17:30 horas una intensa lluvia de más de 3 horas, focalizada en las zonas de Chosica, Ricardo Palma y Chaclacayo desencadenó la avenida de flujos de lodo, barro con rocas en laderas, cárcavas de cerros y 11 quebradas se activaron, entre los kilómetros 27 al 42 de la carretera central siendo el área más afectada fue el margen izquierdo del río Rímac se muestra en la Figura 5.9 (quebradas La Ronda, Señor de los Milagros, Mariscal Castilla, Pablo Patrón, Virgen del Rosario, Santo Domingo).

Hasta aquí ya se conoce la parte física superficial del área de estudio; a continuación se aplicara un ensayos geotécnicos, conocidos como calicatas con los que será posible conocer la estratigrafía superficial de la zona de estudio.

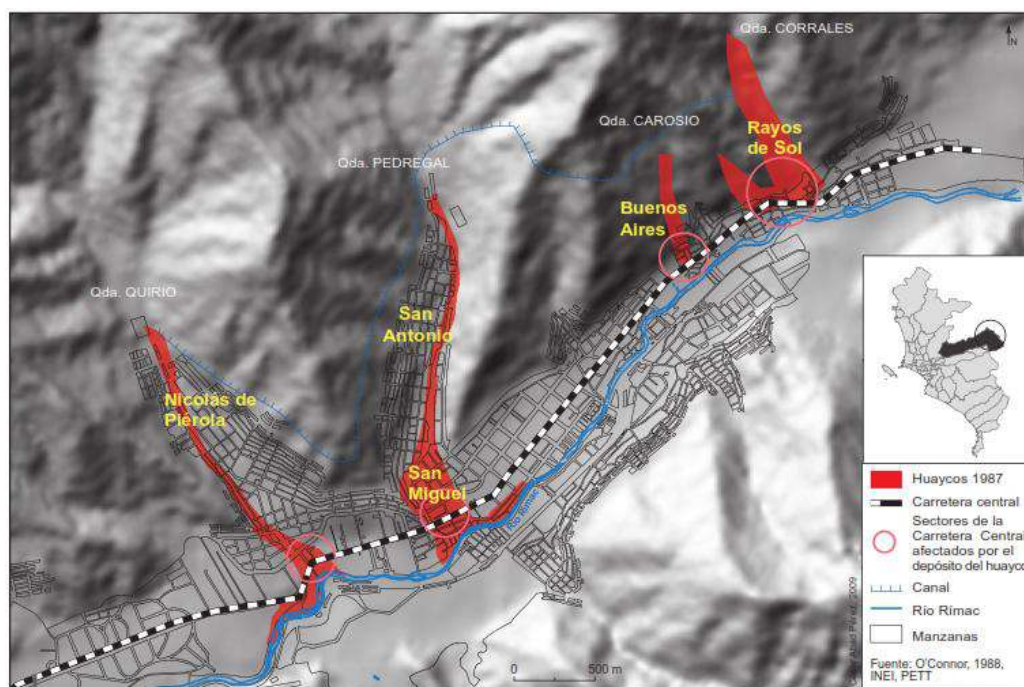


Figura 5.8 Flujos de detritos ocurridos en el año 1987 en Lurigancho-Chosica. (Boletín N° 38 del IFEA)

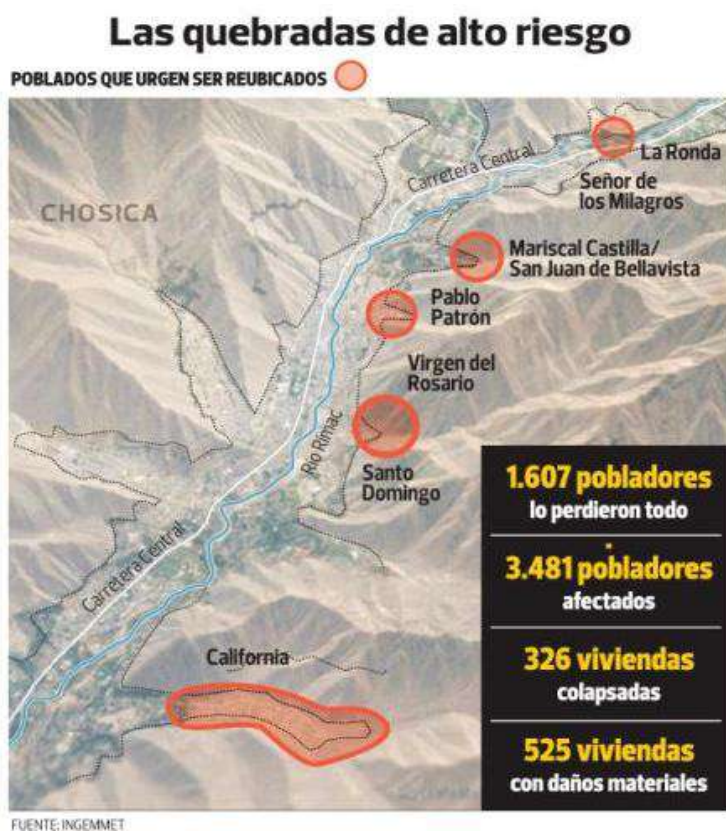


Figura 5.9 Flujos de detritos ocurridos en el año 2012 en Lurigancho-Chosica. (INGEMMET, 2012)

5.3 ASPECTOS GEOTÉCNICOS

Los estudios geotécnicos hacen uso de técnicas de campo y de laboratorio con la finalidad analizar y cuantificar características físicas y mecánicas del subsuelo. La información obtenida es relevante al momento de utilizarlo como elemento cuantitativo para las propuestas estructurales.

Las calicatas son una técnica de exploración geotécnica que permiten la inspección directa del subsuelo por medio de excavaciones. Es el método de exploración que permite obtener la información confiable y completa a un costo relativamente bajo sobre las características físicas de los suelos.

Para el estudio de suelos en el área urbana de Chosica se realizaron 15 calicatas (Figura 5.10) con profundidades entre 1.50m y 3m, dependiendo del tipo de suelo. Las muestras fueron analizadas en laboratorio de la dirección de geotécnica de UNALM. A fin de completar la información geotécnica, la Municipalidad Distrital de Chosica proporcionó los expedientes técnicos de 8 estudios realizados para fines de pavimentación y cimentación en el área urbana de Chosica. El total de la información analizada ha permitido identificar la presencia de hasta 7 tipos de suelos cuyas características se describen en la Tabla 5.2 y son representados en el mapa de tipos de suelos (Figura 5.11).

Tabla 5.2: Clasificación SUCS de suelos para el área urbana de Chosica

CALICAT AS	Profundidad (m)	Grava (> 4.76mm)	Arena (>0.074mm, <4.76mm)	Finos (<0.074mm)	Uniformidad	Curvatura	Límite Líquido (%)	Límite Plástico (%)	Índice Plástico (%)	Contenido de Humedad (%)	CLASIFICACION SUCS	Denominación
C-01	2.50	1.0	77.0	22.0	-	-	23.55	19.31	4.24	10.60	SC-SM	Arena arcillosa limosa
C-02	2.50	27.0	72.0	1.0	9.62	3.35	NT	NP	-	4.74	SP con grava	Arena pob. Gradada
C-03	2.40	37.0	37.0	26.0	-	-	25.71	21.49	4.22	15.74	SC-SM con grava	Arena arcillosa limosa
C-04	2.50	0.0	61.0	39.0	-	-	NT	NP	-	17.80	SM	Arena limosa
C-05	1.80	72.0	25.0	3.0	39.94	6.16	NT	NP	-	7.57	GP con arena	Grava mal gradada
C-06	1.50	45.0	46.0	9.0	75.90	0.33	NT	NP	-	1.95	SP-SM con grava	Arena pob. Gradada con limo
C-07	2.40	0.0	60.0	40.0	-	-	24.14	20.12	4.02	7.54	SC-SM	Arena arcillosa limosa
C-08	1.30	67.0	32.0	1.0	57.98	1.70	NT	NP	-	1.68	GW con arena	Grava bien gradada
C-09	2.60	68.0	24.0	8.0	205.34	3.63	NT	NP	-	2.03	GP-GM con arena	Grava pob. Gradada con limo
C-10	2.20	58.0	39.0	3.0	46.56	2.93	NT	NP	-	2.01	GW con arena	Grava bien gradada
C-11	2.70	71.0	26.0	3.0	35.32	1.84	NT	NP	-	2.34	GW con arena	Grava bien gradada
C-12	2.70	41.0	57.0	2.0	18.64	3.38	NT	NP	-	0.80	SP con grava	Arena pob. Gradada
C-13	2.20	16.0	67.0	17.0	-	-	NT	NP	-	1.77	SM con grava	Arena limosa
C-14	2.60	50.0	48.0	2.0	34.47	4.72	NT	NP	-	2.31	GP con arena	Grava mal gradada
C-15	2.20	47.0	45.0	8.0	38.08	0.28	NT	NP	-	2.20	GP-GM con arena	Grava pob. Gradada con limo

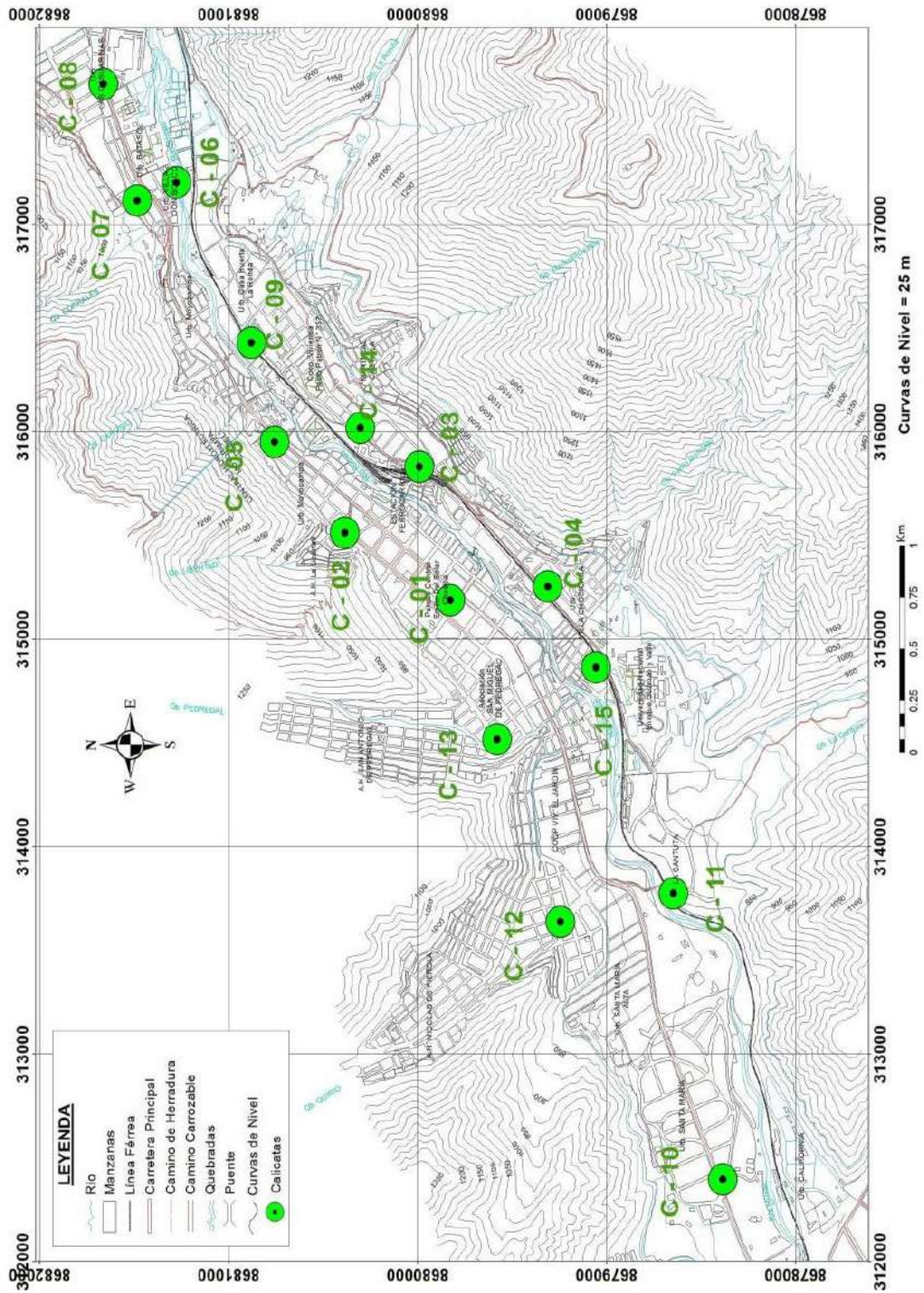


Figura 5.10 Distribución espacial de calicatas elaboradas en el área urbana de Chosica

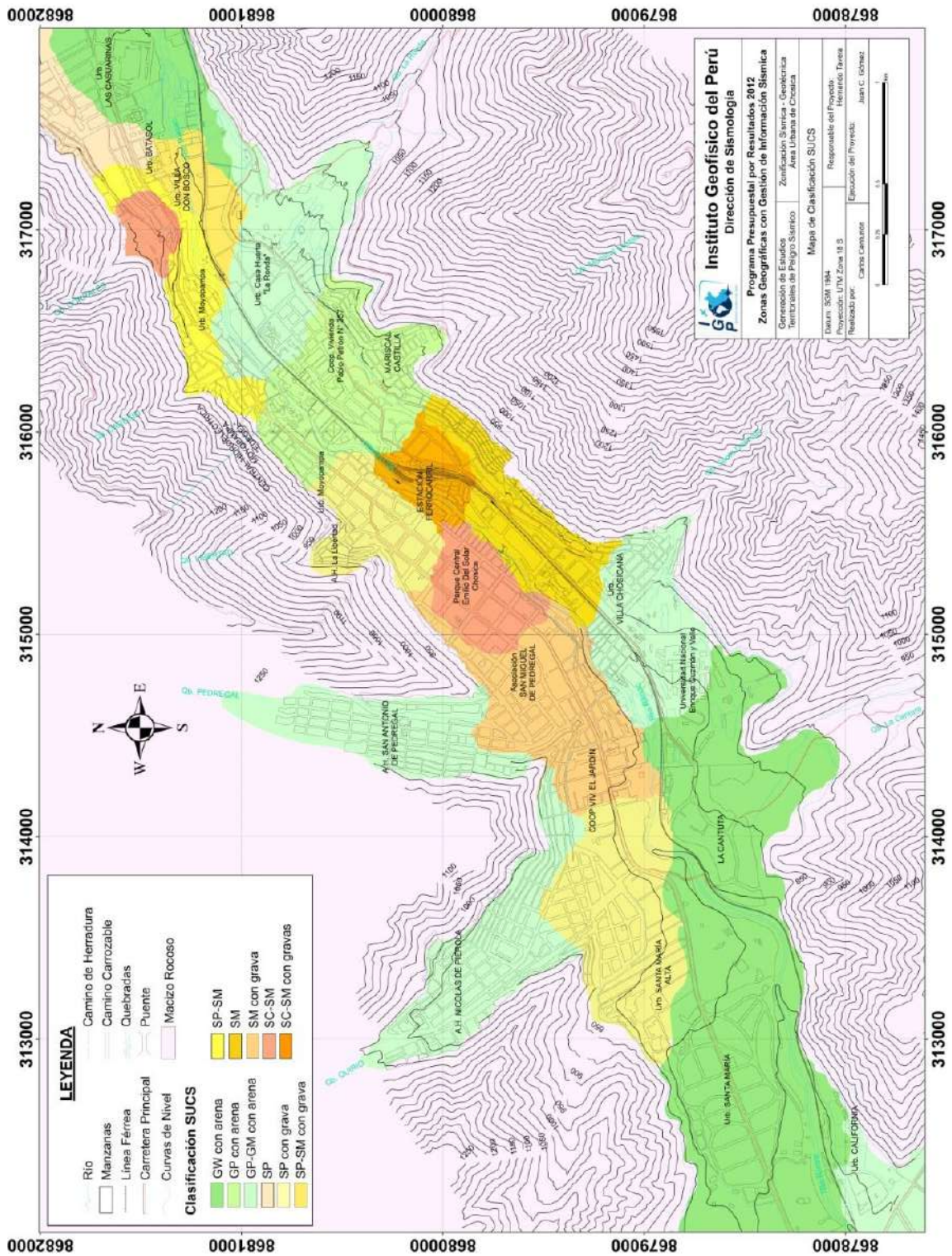


Figura 5.11 Mapa de tipo de Suelos para el área urbana de Chosica.

Tipos de suelos identificados en el área urbana de Chosica

Suelo tipo GW que corresponde a gravas sub redondeadas bien gradadas, con matriz arenosa. El contenido de humedad varía de 1% a 2%, no presentan plasticidad y se encuentran en las Urb. Las Casuarinas, Santa María y la Cantuta.

Suelo tipo GP que corresponde a gravas arenosas pobremente gradadas con rocas sub-redondeadas de origen coluvial. El contenido de humedad es de 2% y 7%, no presentan plasticidad y se encuentra en el AA.HH. Mariscal Cáceres.

Suelo tipo GP-GM corresponde a gravas arenosas pobremente gradadas con limos finos, arcillosos y gravas sub angulosas a sub redondeadas. El contenido de humedad es de 2%, no presentan plasticidad, encontrándose en las quebradas Quirio, Pedregal, La Ronda y en la Urb. Villa Chosicana.

Suelo SC-SM corresponde a arena arcillosa con con limos finos y fragmentos de rocas redondeados. El contenido de humedad varía de 7% a 15% y presentan plasticidad de 4%. Se encuentran en el Parque Central Emilio del Solar – Chosica, estación del ferrocarril y en la parte baja de la quebrada corrales.

Suelo tipo SP corresponde a arenas pobremente gradadas con pocos finos y con clastos sub angulosos a sub redondeados. El contenido de humedad es de 0.8% y 4.74%, no presentan plasticidad y se encuentran en el AA.HH. Libertad, Urb. Moyopampa, en la parte alta de la Urb. Las Casuarinas y en la parte baja de la quebrada Quirio (urb. Santa Maria alta).

Suelo tipo SP-SM corresponde a arenas pobremente gradadas con finos limosos arcillosos y fragmentos de rocas redondeados que se encuentran en la Asoc. Buenos aires (Urb. Moyopampa) y Urb. villa Don Bosco. El contenido de humedad es menor a 2%, no presenta plasticidad.

Suelo tipo SM presenta arenas medias a finas pobremente gradadas con gravas sub-angulosas y redondeadas que conforman la terraza aluvial-coluvial donde se asienta la Asoc. San Miguel de Pedregal. El contenido de humedad es de 1.77% y 17.80% y no presentan plasticidad.

Finalmente, se realizó los ensayos de corte directo para determinar la resistencia del terreno y/o la capacidad portante de los suelos en los 15 sitios analizados en este estudio y los resultados se presentan en la Tabla 5.3.

Para la zona urbana de Chosica, la capacidad portante del suelo se ha calculado para una profundidad y ancho mínimo de cimentación de 1.00 m, obteniéndose valores de capacidad portante de media a baja, Tabla 5.4.

Tabla 5.3: Capacidad portante para cada punto donde se construyó una calicata, área urbana de Chosica

CALICATAS	Angulo de Fricción interna del Suelo (°)	Cohesión Aparente del Suelo (Kg/cm ²)	Densidad seca Promedio (gr/cm ³) (< N° 4)	Humedad Natural (%)	Capacidad Carga Admisible (Kg/cm ²)
C-01	29.01	0.07	1.81	10.60	1.77
C-02	30.08	0.00	1.69	4.74	1.72
C-03	28.86	0.13	1.72	15.74	1.81
C-04	31.48	0.04	1.81	17.60	2.07
C-05	31.21	0.00	1.58	7.57	1.88
C-06	29.97	0.01	1.53	1.95	1.58
C-07	23.86	0.06	1.54	7.54	1.32
C-08	31.21	0.00	1.81	1.88	1.90
C-09	31.73	0.00	1.65	2.03	2.03
C-10	29.86	0.00	1.63	2.01	1.61
C-11	31.05	0.00	1.72	2.34	1.98
C-12	29.62	0.01	1.65	0.80	1.58
C-13	28.21	0.02	1.65	1.77	1.37
C-14	31.19	0.00	1.64	1.28	1.93
C-15	30.61	0.00	1.76	1.28	1.92

Tabla 5.4: Capacidad de carga admisible para área urbana de Chosica

Capacidad Carga Admisible (Kg/cm ²)	Denominación
1.0 – 1.5	BAJA
1.5 – 2.5	MEDIA

Según la clasificación definida en el presente estudio, en el área urbana de Chosica, los suelos presentan, desde los extremos oeste-este, una capacidad portante media en un 90% de su área total. En la zona baja de las quebradas Pedregal, Corrales, Asociación Buenos Aires y en la urbanización Moyopampa, se observan valores de capacidad portante baja (ver Figura 5.12).

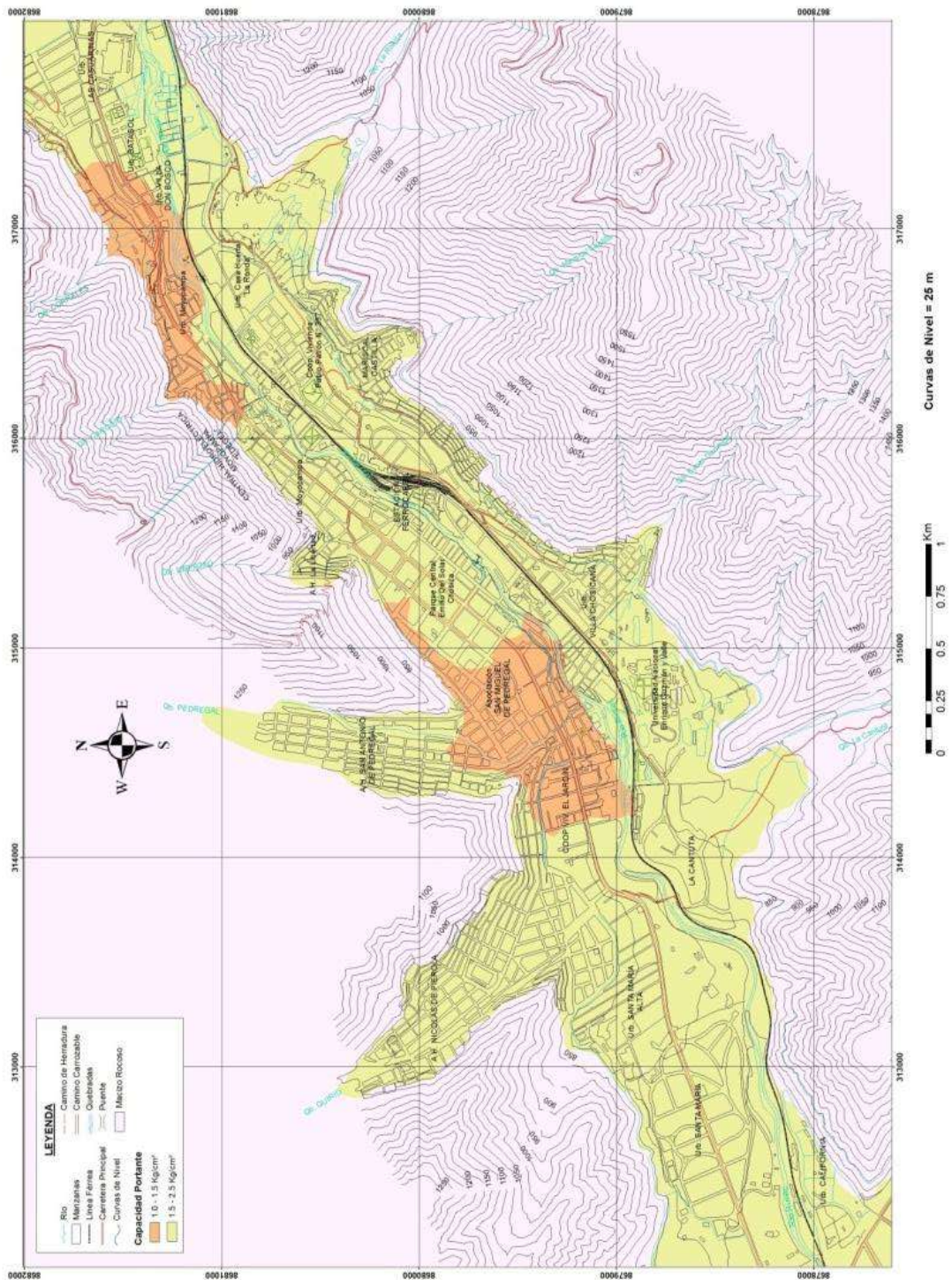


Figura 5.12 Mapa de Capacidad Portante para el área urbana de Chosica.

En esta primera parte del estudio se ha obtenido la determinación de las características geológicas, geomorfológicas y geodinámicas en el área urbana de Chosica, lo que ha permitido identificar fuertes contrastes topográficos desde el valle del río Rímac hasta laderas empinadas disectadas por quebradas que predisponen la activación de deslizamientos y la acumulación de material aluvial y coluvial en las zonas bajas de las quebradas (valle del río).

Con el método de calicatas se ha logrado obtener una caracterización físicas y mecánica de la estratigrafía superficial del área urbana de Chosica (hasta 3m de profundidad). Se han identificado hasta siete tipos de suelos (según el SUCS), todos pertenecen a suelos de partículas gruesas (gravas y arenas con menos del 50% de contenido de finos). En nivel freático es superior a 5m en la zona de llanura en ambos márgenes del río Rímac y profundo en las laderas media y alta. La capacidad portante en el área urbana de Chosica es de 1.0-1.5Kg/cm² en las zonas bajas de las quebradas Pedregal, Corrales y Carossio y 1.5-2.5Kg/cm² en el 90% del área. Esta información es de utilidad para los ingenieros civiles y arquitectos, ya son ellos los encargados de diseñar y construir estructuras.

Hasta aquí se conoce las características físicas y mecánicas del suelo (hasta una profundidad de 3m). Para poder conocer el comportamiento dinámico del suelo fue necesario hacer uso de técnicas sísmicas y geofísicas, la aplicación de estas técnicas es descrita a continuación.

5.4 CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS DEL SUELO

5.4.1 Técnica de cocientes espectrales H/V

Un paso importante en la caracterización sísmica del área urbana de Chosica es la obtención de la frecuencia fundamental del suelo y su distribución en la zona.

Adquisición de Datos

Durante la segunda quincena de Febrero de 2012 se realizaron medidas de vibración ambiental en el área urbana de Chosica. Para la selección de los puntos de medida se tuvo en cuenta la topografía, geología y la facilidad de acceso a los diferentes emplazamientos de la zona. Se obtuvo registros de ruido ambiental en 182 emplazamientos distintos, lo que permitió cubrir toda el área de estudio.

Equipo Utilizado

Consistió en dos sismógrafos de tres componentes marca Lennartz de 5seg y dos digitalizadores CityShark de la marca Leas (Figura 5.13). Este equipo fue diseñado exclusivamente para este tipo de trabajos, permitiendo disponer de distintas ganancias para cambiar la resolución y el valor de saturación de la vibración ambiental. También se hizo uso de GPS, brújulas, cámaras fotográficas y fichas de campo en las cuales se registra parámetros característicos e información complementaria en cada punto de medida (coordenadas de ubicación, observaciones, etc.).



Figura 5.13. Equipo sísmico utilizado para el registro de ruido ambiental: sensores Lennartz (2N) y registrador CityShark.

Consideraciones para la toma de datos

A continuación se detallan algunas consideraciones que se tuvieron para la toma de datos en campo:

- Se Fijo el nivel de ganancia en el máximo posible, verificando siempre que la señal no se sature.
- Se instalo el sensor directamente sobre el suelo firme. Se evito fijarlo en suelos suaves como césped cortado, lodo, barro, suelo removido.
- Se evitó obtener registros cerca de estructuras, arboles (sobre todo si las condiciones son de mucho viento), ya que puede perturbar el registro de señal.
- Se tuvo cuidado de no hacer mediciones sobre estructuras subterráneas, como tuberías de desagüe, canales de agua, etc.
- Se evitó mediciones cerca de maquinarias de construcción, generadores, etc.

Para la zona urbana de Chosica, se registraron medidas puntuales de vibración ambiental durante 15 minutos, lo cual permite tener buena cantidad de información para su posterior análisis. Se trabajó con ganancias de 128 y 256 a fin de conseguir la máxima resolución del equipo sin que llegue a la saturación. El intervalo de muestreo fue de 200 Hz. En la Figura 5.14 se muestra la disposición del equipo en campo y ejemplos de registros obtenidos. El registro CHO-051 fue tomado en una zona libre de ruidos de fondo. Contrariamente, la señal registrada en el punto CHO-132 presenta alteraciones debido a perturbaciones originados por el paso de vehículos y peatones. Estas alteraciones al momento de ser analizada son filtradas a fin de no afectar a la información a utilizarse en este estudio.

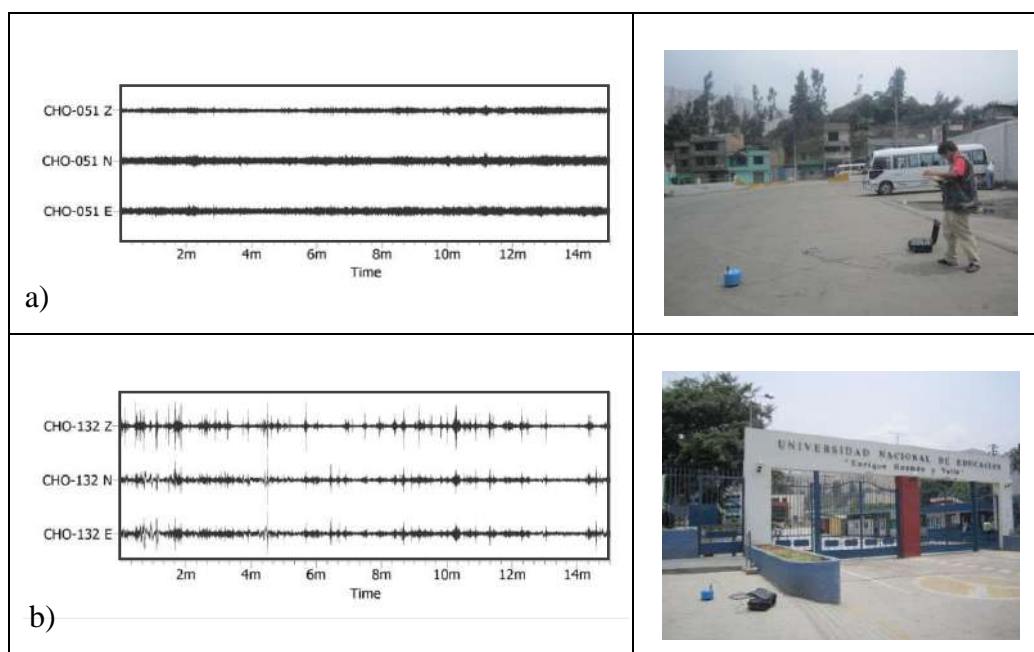


Figura 5.14 Ejemplo de registros de vibración ambiental y disposición del equipo en campo. a) Registro de vibración ambiental obtenido en una zona estable y b) En una ruidosa. La amplitud de la señal varía en ambos registros.

En la Figura 5.15 se presenta el mapa con la distribución espacial de 182 puntos de medición de ruido ambiental en el área urbana de Chosica, lográndose cubrir de manera homogénea toda el área de estudio.

Los registros obtenidos se fueron extrayendo diariamente de las estaciones de registro para su resguardo y posterior análisis. Se finaliza la adquisición de información con su etapa de **organización** (registros coordenadas, fotos, observaciones), en fichas de consulta, las cuales serán utilizadas durante su procesamiento.

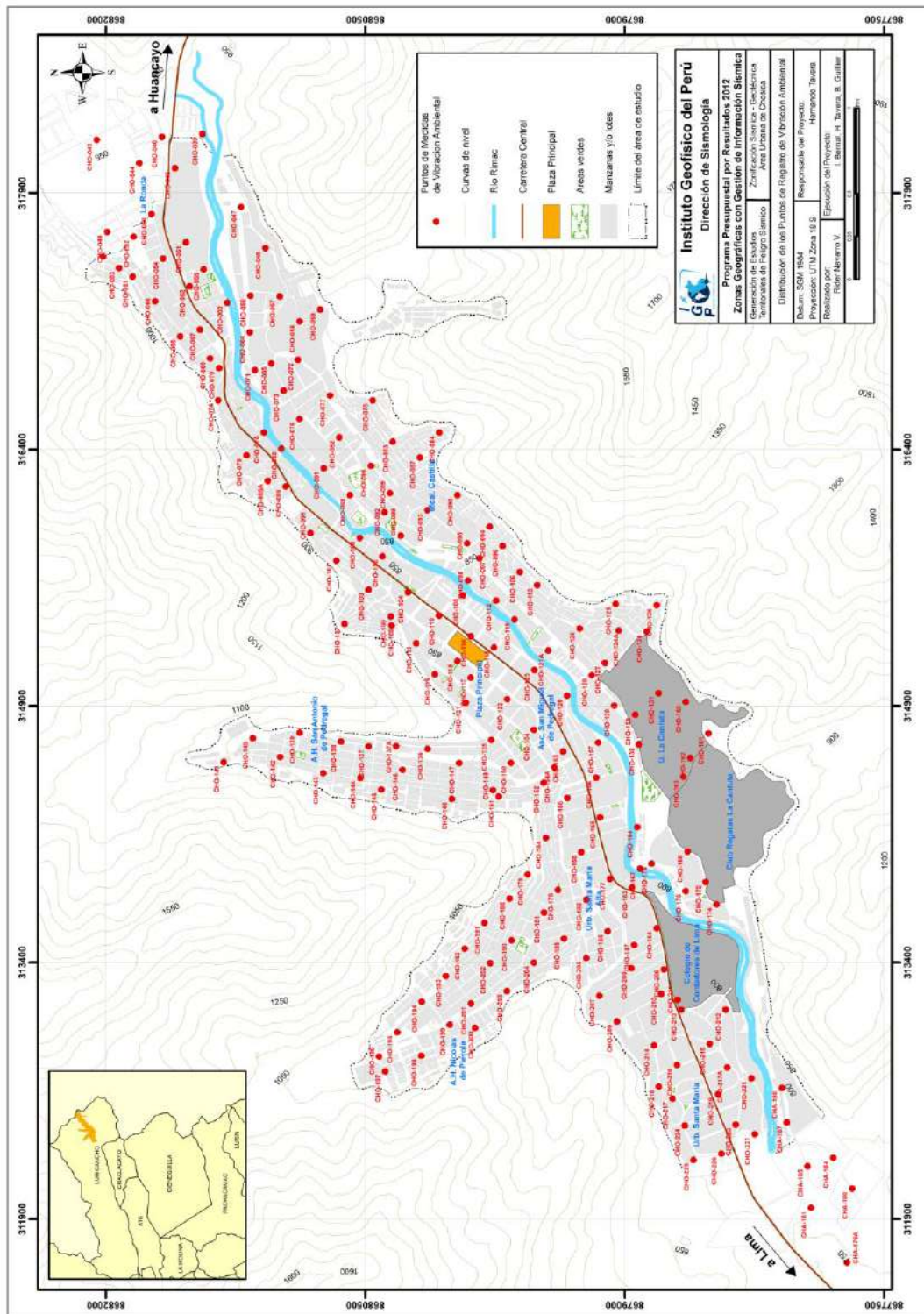


Figura 5.15 Mapa con la distribución espacial de los puntos de medición de ruido ambiental.

Procesamiento de datos (Cálculo de las razones espectrales)

Para el procesamiento de los registros se utilizó el programa computacional GEOPSY desarrollado por Wethelet (2004). Los pasos seguidos para el análisis de la información fueron:

- Selección de n ventanas estables de 25 segundos longitud con un traslape del 5%. Los intervalos con ruido no estacionario fueron eliminados aplicando un algoritmo anti-trigger STA/LTA y/o de forma manual.
- Se calculan espectros de Fourier para cada ventana de tiempo considerando un espaciamiento de frecuencias lineales entre 0.5 Hz y 30 Hz, las mismas que fueron suavizadas con la función de Konno-Ohmachi (Konno y Ohmachi, 1998) a fin de eliminar picos que puedan perturbar la curva H/V.
- Seguidamente, se combinan los dos espectros de Fourier horizontales para cada ventana, mediante una media cuadrática.
- A continuación se calcula el cociente espectral H/V para cada ventana.
- Finalmente, se promedian los cocientes espectrales H/V de todas las ventanas mediante una media geométrica para así obtener una sola curva H/V. También se calcula su la desviación estándar ($\pm \sigma$).

En la Figura 5.16 se presenta un esquema del procesado de los registros de ruido ambiental para obtener los cocientes espectrales H/V, la que permite determinar la frecuencia predominante del sub-suelo.

Toda la información obtenida es organizada en una ficha de registro H/V (Figura 5.17) en la cual se recopila los gráficos de la señal registrada, razón espectral (H/V), espectrograma de la razón espectral y valores de frecuencia fundamental.

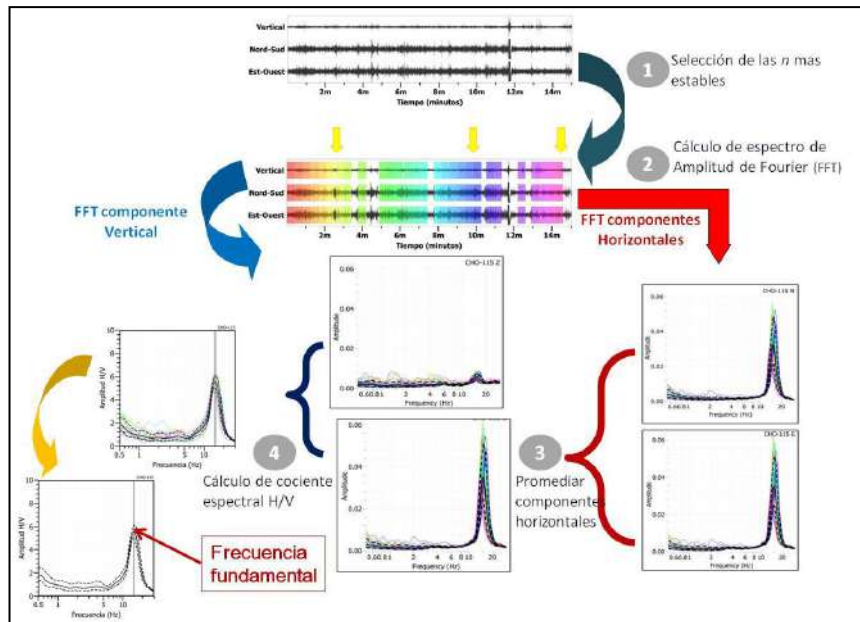


Figura 5.16 Descripción gráfica del procesamiento de los registros de vibraciones ambientales para obtener los cocientes espectrales H/V.

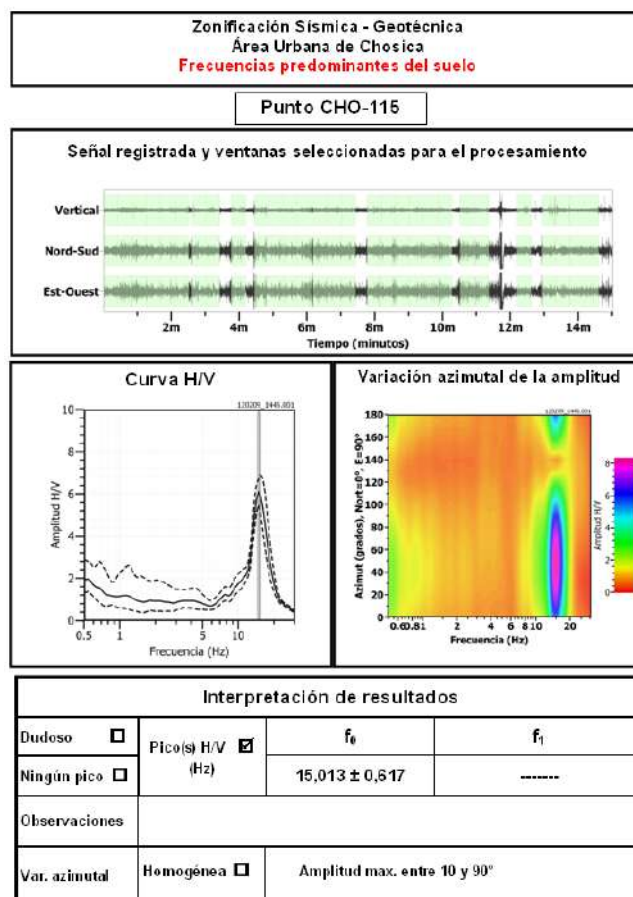


Figura 5.17: Ejemplo de la ficha H/V para el punto CHO-115 en la cual se recopila la información registrada y analizada. Arriba, señal registrada; Medio izquierda; razón espectral (H/V) en línea gruesa y su desviación estándar en línea discontinua. Medio izquierda; Espectrograma de la razón espectral y Abajo: resultados.

Frecuencias predominantes

La determinación de la frecuencia fundamental se realiza mediante el análisis cuidadoso de los picos de H/V representados en cada gráfico de cociente espectral. Para detectar y eliminar algún tipo de ruido (espurios) de origen industrial, es importante analizar los espectros de Fourier de las tres componentes mediante la herramienta damping del programa Geopsy.

Para el total de las curvas H/V obtenidas se observó que en muchos casos, no fue posible identificar el pico correspondiente a la frecuencia fundamental (f_0), siendo la curva de la razón espectral bastante plana o con muy poca amplificación, situación que refleja condiciones de suelo rígido o roca.

En la Figura 5.18 se muestra la comparación de cocientes espectrales H/V obtenidos para dos puntos de la zona de estudio. En el punto CHO-145, la curva H/V no presenta ningún pico relevante por lo que debe tratarse a un suelo compacto o roca; mientras que, la curva H/V para el punto CHO-174 presenta un pico a la frecuencia de 15Hz congruente a un suelo más blando. Otros ejemplos de gráficos H/V correspondientes a suelos duros se presentan en la Figura 5.19.

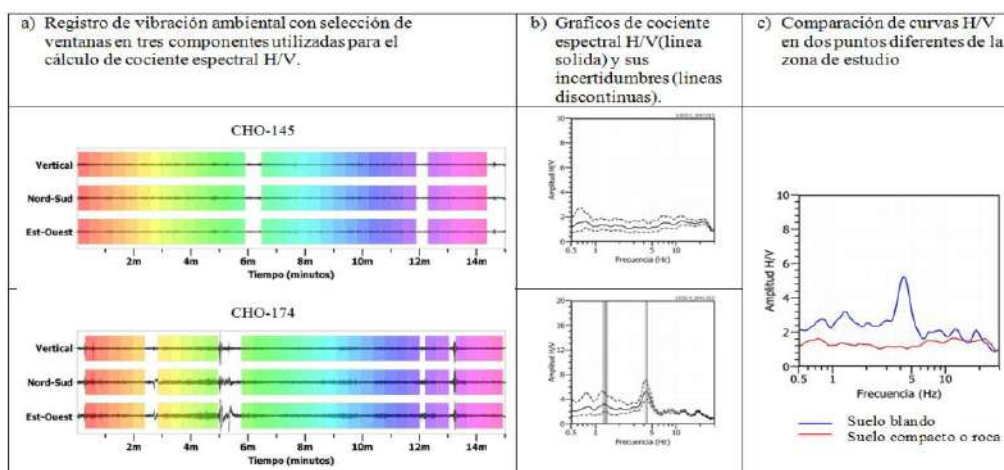


Figura 5.18 Ejemplos de registros de vibración ambiental con sus respectivas curvas de cocientes espectrales H/V obtenidas en emplazamientos de suelo compacto o roca (CHO-145) y suelo blando (CHO-174). Al lado derecho de la figura, se observa la comparación de ambas curvas.

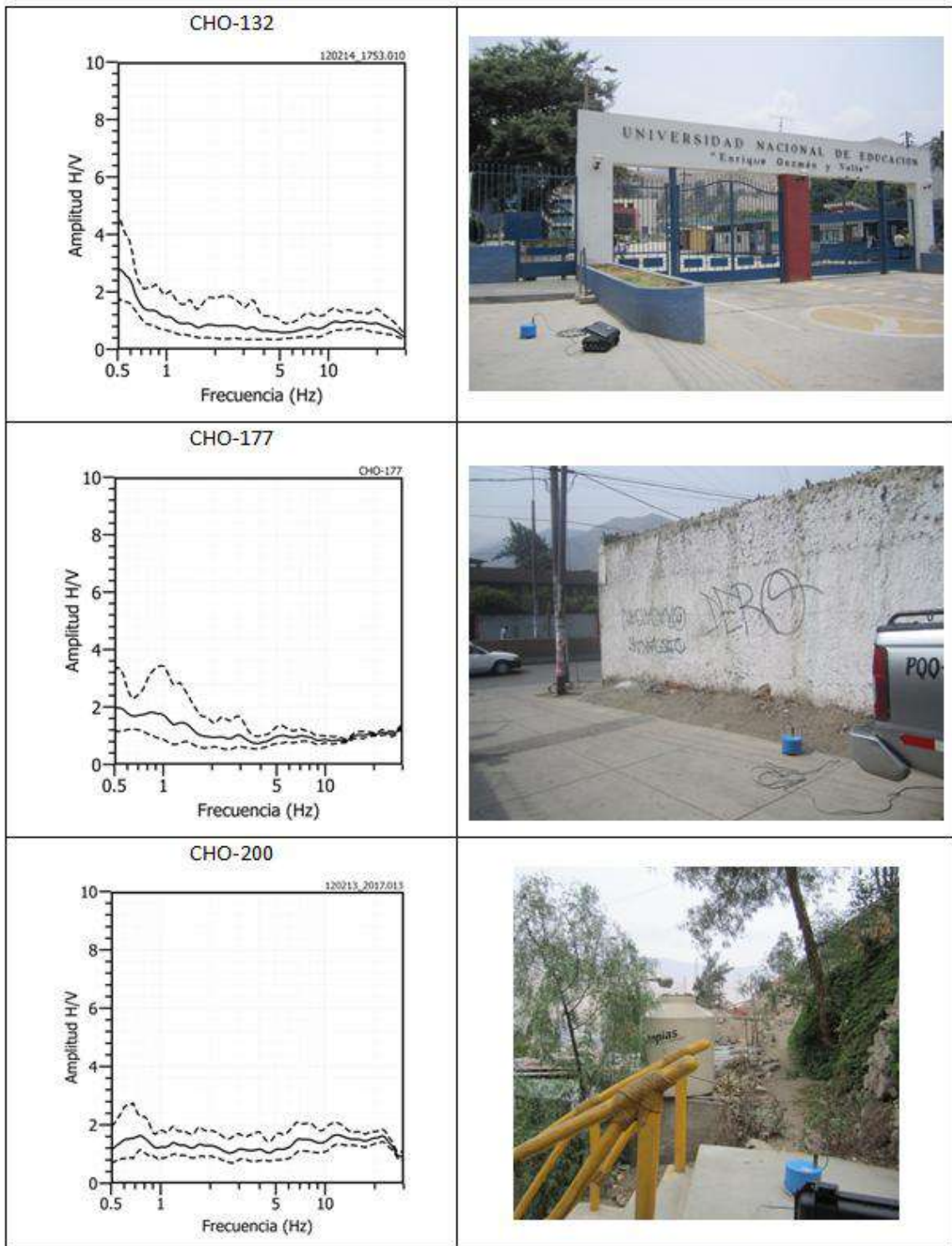


Figura 5.19 Ejemplos de cocientes espectrales H/V que no presentan pico.

Asimismo, se obtuvieron cocientes H/V que presentan 2 y hasta 3 tres picos lo cual sugiere que el suelo presenta una estructura bastante compleja y requiere de análisis detallados que ayude a comprender su composición física. Para una primera evaluación de frecuencias, se elaboró un gráfico de número de picos de frecuencia en función de los rangos de frecuencia f_0 (Figura 5.20), para determinar rangos de frecuencias predominantes. En este gráfico se puede observar tres agrupamientos de f_0 bien definidos, el primero a frecuencias entre 0.5Hz y 2Hz (presenta mayor concentración); el segundo, entre 2Hz y 10Hz, y el tercero, con una distribución dispersa, entre 10 y 30Hz. Con esta información se puede elaborar mapas de frecuencias predominantes.

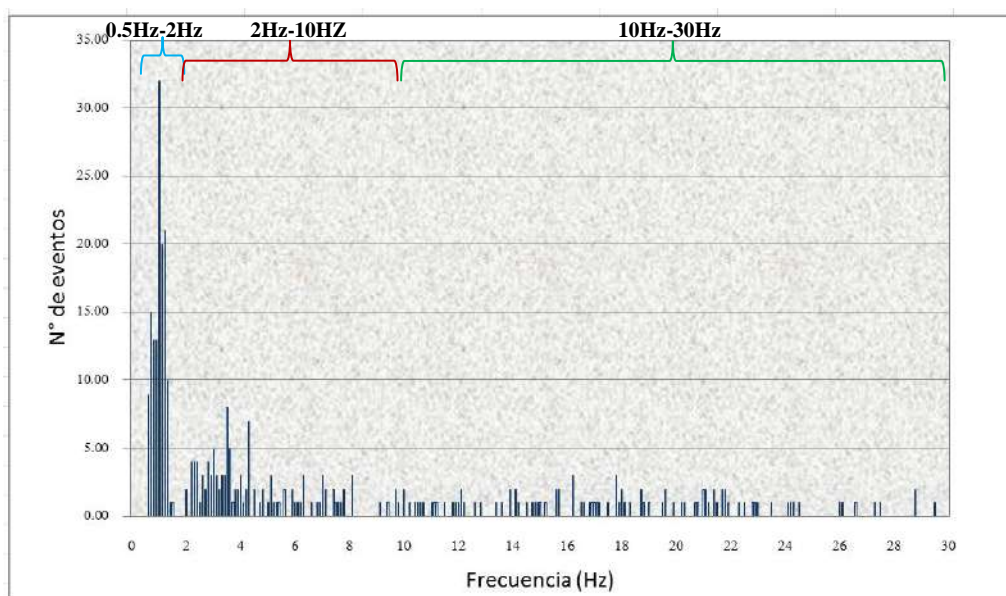


Figura 5.20 Gráfico de número de pico en función de la frecuencia f_0 .

Para el análisis de la información se debe considerar que las frecuencias predominantes menores a 1 Hz corresponden a vibraciones de periodos largos generados por el oleaje del mar y/o cambios meteorológicos; del mismo modo, debido a la presencia de depósitos profundos.

A continuación, se describe y analiza la distribución espacial de los diferentes rangos de frecuencias identificadas en el área urbana de Chosica.

Rango de frecuencias entre 0.5 – 2.0Hz: En la Figura 5.21, se muestra la distribución espacial de las frecuencias predominantes para este rango de frecuencias, observándose que dichos valores se distribuyen, en su mayoría, sobre toda el área de estudio.

En la Figura 5.22 se presenta como ejemplo la razón espectral para los puntos CHO-045, CHO-081, CHO-121, y en todos ellos la función H/V presenta forma de campana, cubriendo un amplio rango de frecuencias en su base o en algunos casos, con decaimientos alargados y/o irregulares hacia valores altos de frecuencia. En algunos casos, estas curvas enmascaran los picos de frecuencias entre 2 a 5Hz, lo cual sugiere la presencia de suelos heterogéneos.

En la Figura 5.23 se presenta la distribución espacial de 6 razones espectrales representativas para este rango de frecuencias y lo que se pretende es buscar evidenciar su relación con la geomorfología y la geodinámica de la zona. Obsérvese que existe una ligera diferencia en la forma de las curvas H/V obtenidas próximas y distantes al río Rímac; es decir, la presencia de un pico de frecuencia predominante entre 1 y 1.3Hz y otro de menor amplitud a la frecuencia de 3Hz, este último más notorio en puntos alejados del río. Considerando que los picos de frecuencias están asociados a la presencia de una o más capas sedimentarias, ellas al ser erosionadas por los ríos pueden presentar espesores mínimos o estar ausentes.

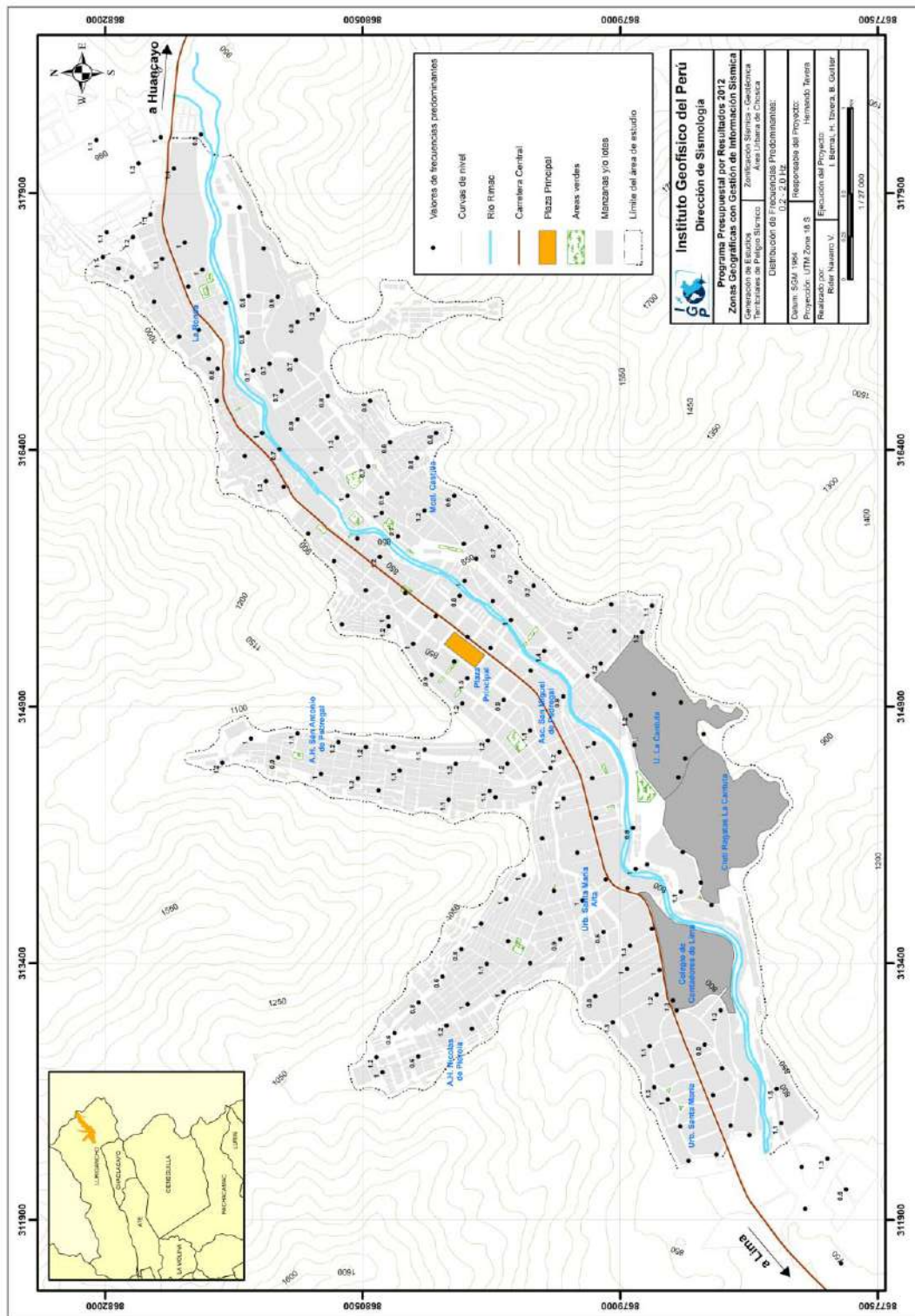


Figura 5.21 Mapa de distribución espacial de frecuencias predominantes en el rango de 0.5 a 2.0 Hz. Los puntos sin valor, indican ausencia de frecuencias predominantes para este rango.

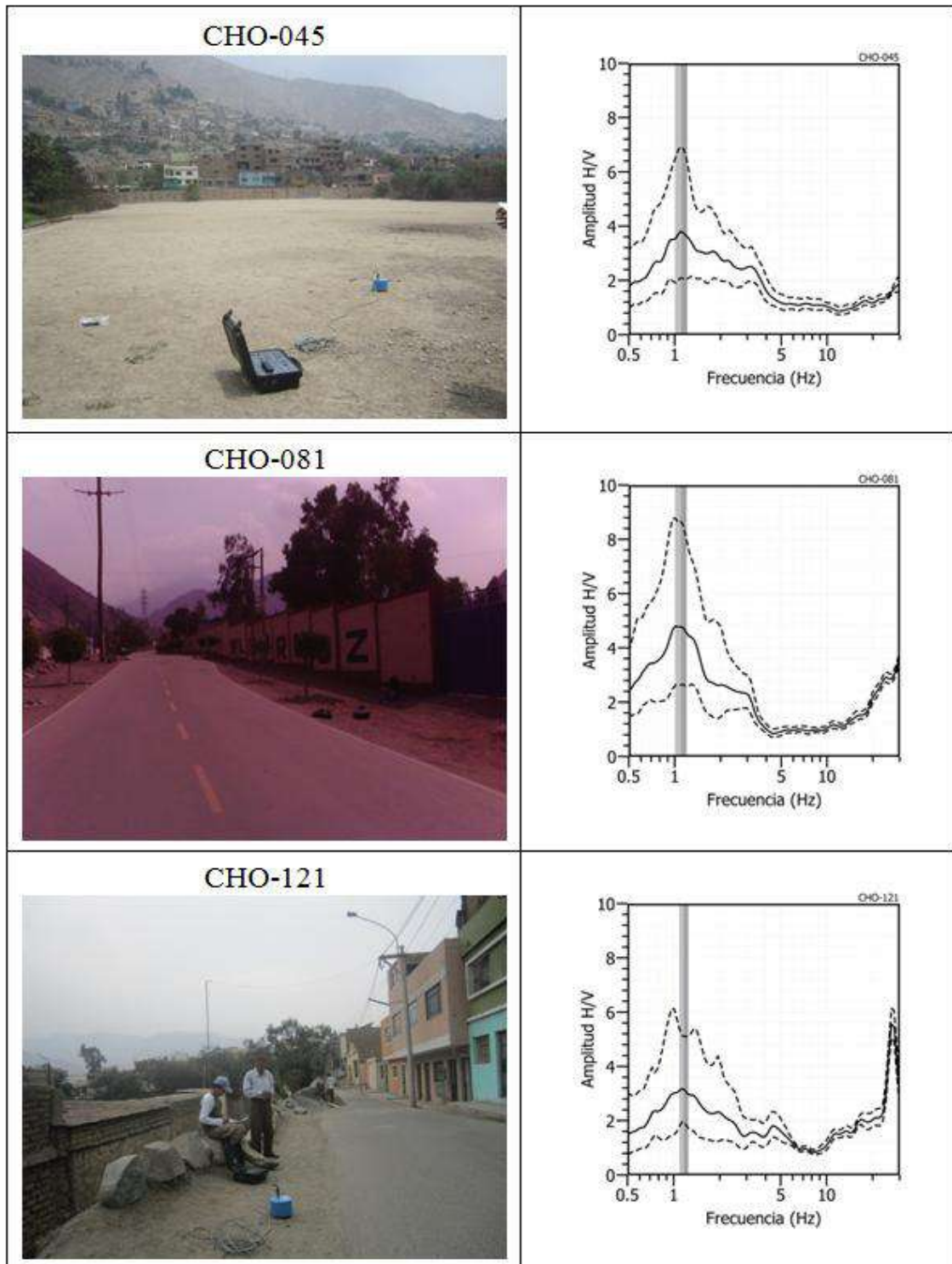


Figura 5.22 Ejemplos de razones espectrales (H/V) con frecuencias predominantes en el rango de 0.5 a 2.0Hz. Las líneas continuas representan la razón espectral y las discontinuas su desviación estándar. Las barras grises, definen la frecuencia predominante en cada rango de frecuencias.

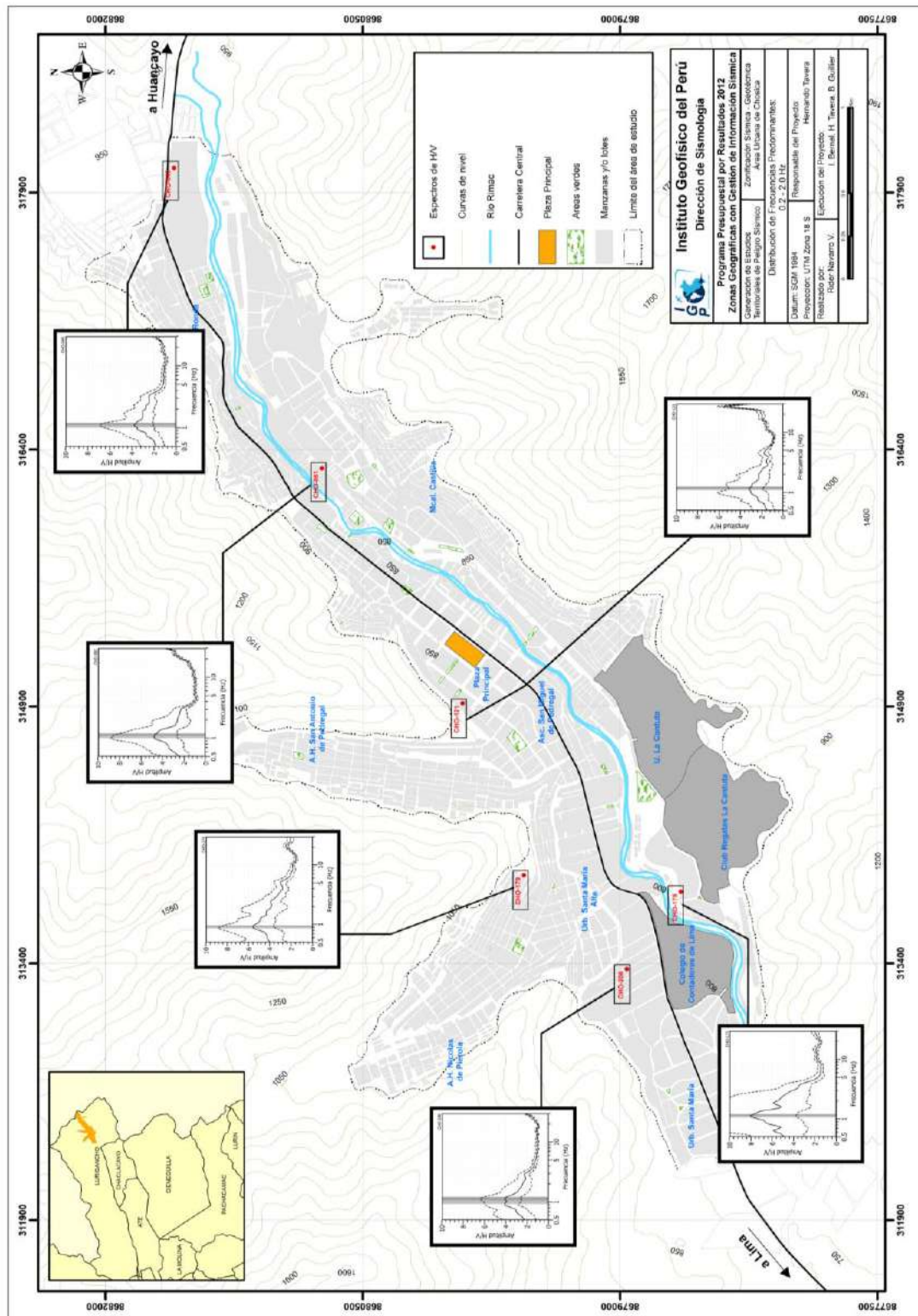


Figura 5.23 Distribución espacial de las razones espectrales (H/V) representativas para el rango de frecuencias entre 0.5-2.0Hz. En las gráficas las líneas continuas, representa la razón espectral y las discontinuas su desviación estándar. Las barras grises, definen la frecuencia predominante en este rango de frecuencias.

En el caso del presente estudio, es notoria la presencia de un pico de f_0 a 1Hz con variada amplitud, el cual es posible debido a efectos de resonancia de ondas atrapadas en la cuenca del río Rímac. Estudios realizados por Toten et al (2004), han permitido asociar estas frecuencias (<1 Hz) a efectos de resonancia asociados a cuencas. Del mismo modo, Fah et al (2002) asocia este efecto a la geometría del valle, ya que la respuesta es diferente si la interface suelo-roca es superficial o profunda. En el primer caso, el campo de ondas es dominado por la propagación lateral de ondas superficiales y en el segundo, la interferencia de estas ondas con la propagación lateral generan otras de baja frecuencia. En ambos casos, es posible obtener efectos de resonancia local que podrían afectar a edificaciones con más de 5 niveles.

Rango de frecuencias de 2 a 10 Hz: En la Figura 5.24 se presenta el mapa de distribución espacial de los valores de frecuencias predominantes comprendidos entre 2 y 10Hz, y en la Figura 5.25 algunos ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos CHO-150, CHO-137 y CHO-153. De acuerdo a la distribución de estos valores se puede diferenciar la presencia de dos áreas (A1 y A2) en donde las frecuencias presentan valores similares, siendo sus principales características las siguientes:

Área 1: Considera las zonas donde las frecuencias predominantes varían entre 2.0 y 4.0 Hz. Estas zonas se encuentran ubicadas en los extremos SO y NE de la Plaza Central de Chosica, así como, hacia el centro de la cuenca del río Rímac. Otra zona se encuentra ubicada en dirección NO con mayor dimensión con respecto a la que se encuentra en el extremo NE. Aquí se observa la presencia de dos ramificaciones en dirección Norte y NO. Las zonas sombreadas presentan amplificaciones menores a 2 veces.

Área 2: Se observa el predominio de frecuencias que varían entre 4.0 y 10 Hz, los mismos que se incrementan conforme se tiende hacia los cerros. Las áreas sombreadas presentan amplificaciones menores a 2 veces.

Las zonas de color gris representan áreas en la que no se ha identificado frecuencias predominantes.

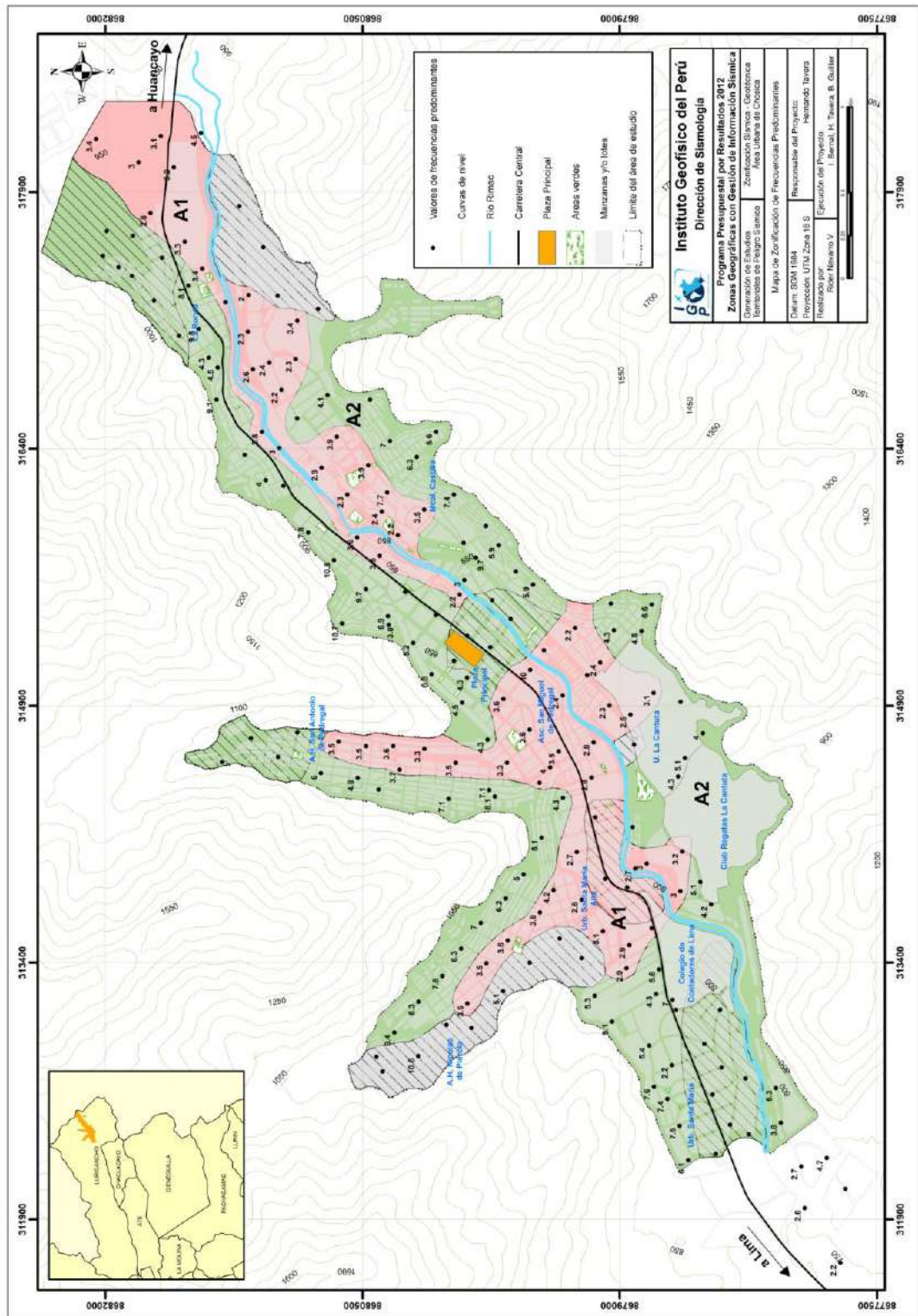


Figura 5.24: Mapa del área de estudio y la distribución espacial de las frecuencias predominantes en el rango de 2.0-10.0 Hz. Los colores delimitan las áreas donde las frecuencias presentan valores similares. Las áreas de color rojo y verde sombreadas con líneas inclinadas definen puntos en los cuales las frecuencias predominantes muestran amplificaciones menores a 2 veces (condición inicial). En las áreas grises no se identificó ninguna frecuencia predominante.

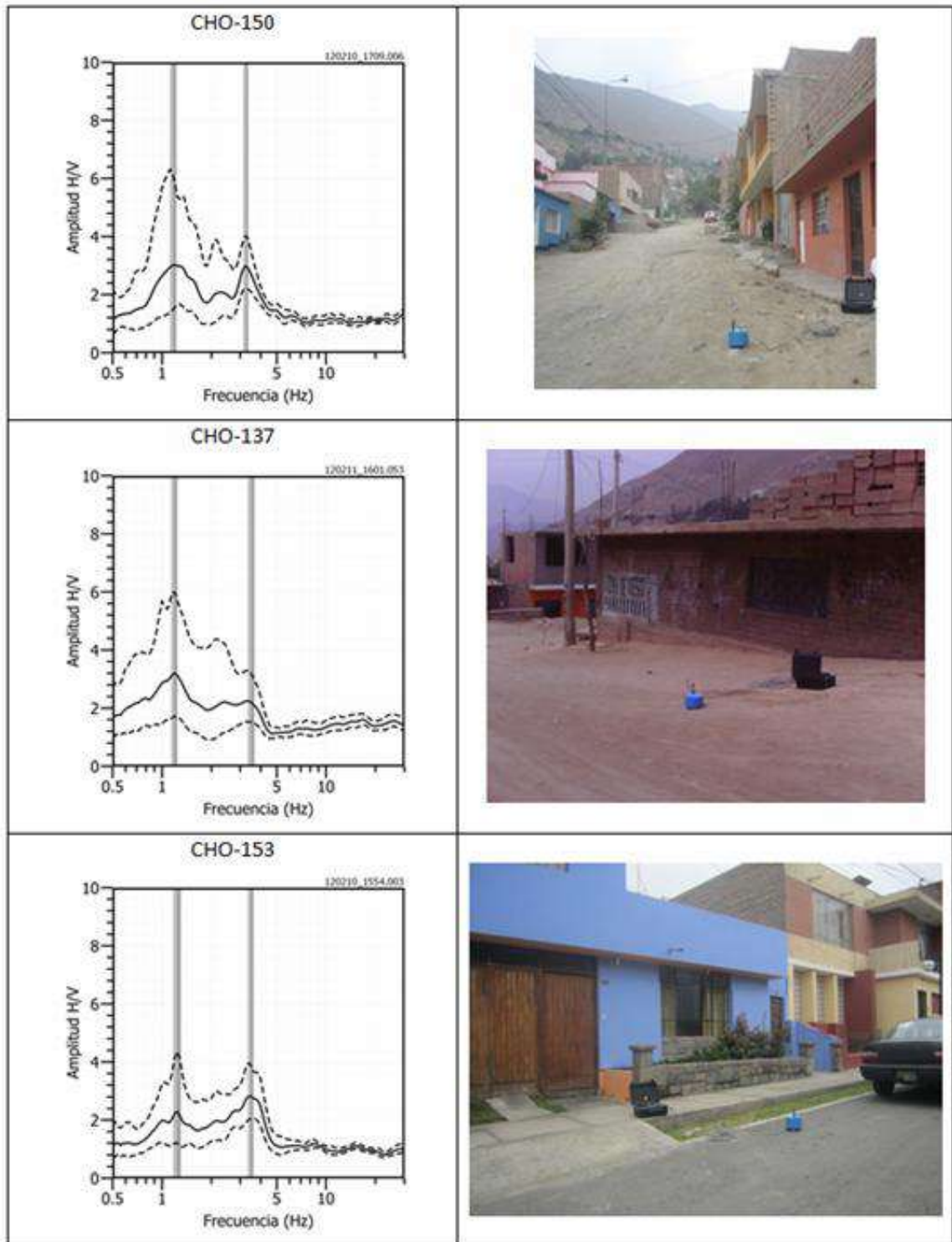


Figura 5.25: Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos CHO-150, CHO-137 y CHO-153 todos ubicados sobre el Área A1.

Rango de frecuencias de 10 a 30Hz: En la Figura 5.26 se muestra la distribución espacial de las frecuencias predominantes para el rango entre 10 y 30 Hz, De acuerdo a esta distribución valores, aunque dispersos, en más del 50% de los puntos de medición se ha identificado la presencia de frecuencias predominantes con amplificaciones de al menos 2 veces.

El rango de frecuencias entre 10 a 30 Hz está asociado a la presencia de superficies de menor espesor con respecto a las zonas caracterizadas con valores menores para las frecuencias predominantes. Estas superficies están presentes en las laderas de los cerros y otros en zonas de relleno antrópico. En la Figura 5.27 se muestran ejemplos de razones espectrales obtenidos para los puntos CHO-63, CHO-115 y CHO-225 considerados como representativos de la zona de estudio. Para el punto CHO-063. Obsérvese que el pico de frecuencia a 13-15Hz se encuentra enmascarado; mientras que, en el punto CHO-115 el mismo pico de frecuencia puede ser claramente identificado. En el punto CHO-225, se observa la presencia de hasta dos picos de frecuencias predominantes (6 y 18 Hz), siendo el segundo el que corresponde al rango analizado.

Con la aplicación de la técnica de cocientes espectrales se ha obtenido la distribución de frecuencias predominantes para el área urbana de Chosica en tres rangos de frecuencias. El primer rango de 0.5Hz-2Hz, no presenta relación con las características geológicas ni geotécnicas del área de estudio, ya que no se ha evidenciado suelos de grano fino de gran espesor que es al tipo de suelo al que se relaciona este rango de frecuencias; se sugiere que este efecto puede ser debida a la geometría de la cuenca del río Rímac ante la presencia de ruido ambiental de baja frecuencia (olas del mar). El segundo rango de 2.0Hz-10Hz, guarda relación con las características geológicas y geotécnicas del área de estudio ya que se han identificado frecuencias entre 2Hz y 4Hz en zonas de flujos detríticos y fluviales (parte media y baja de las quebradas Quirio, Pedregal, y Santo Domingo y en ambos márgenes del río Rímac). Este rango correspondería al comportamiento dinámico del suelo en el área urbana de Chosica y está dentro del rango de interés de los estudios de la ingeniería sísmica. El tercero de 10Hz-30Hz que definen la presencia de una capa superficial de poco espesor que se encuentra las zonas de laderas de los cerros y en zonas de relleno antrópico.

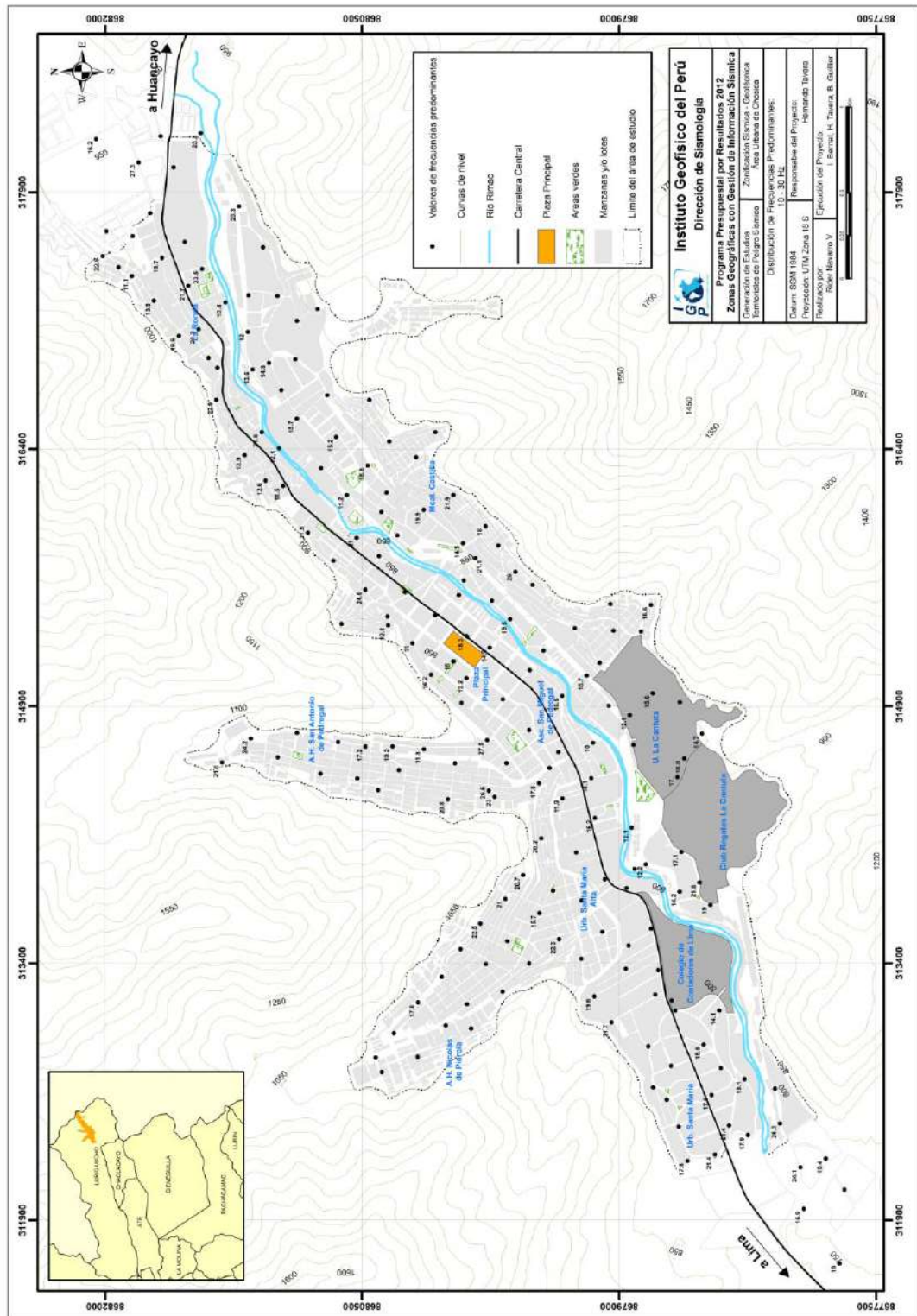


Figura 5.26: Mapa del área de estudio y distribución de frecuencias predominantes en el rango de 10 a 30Hz.

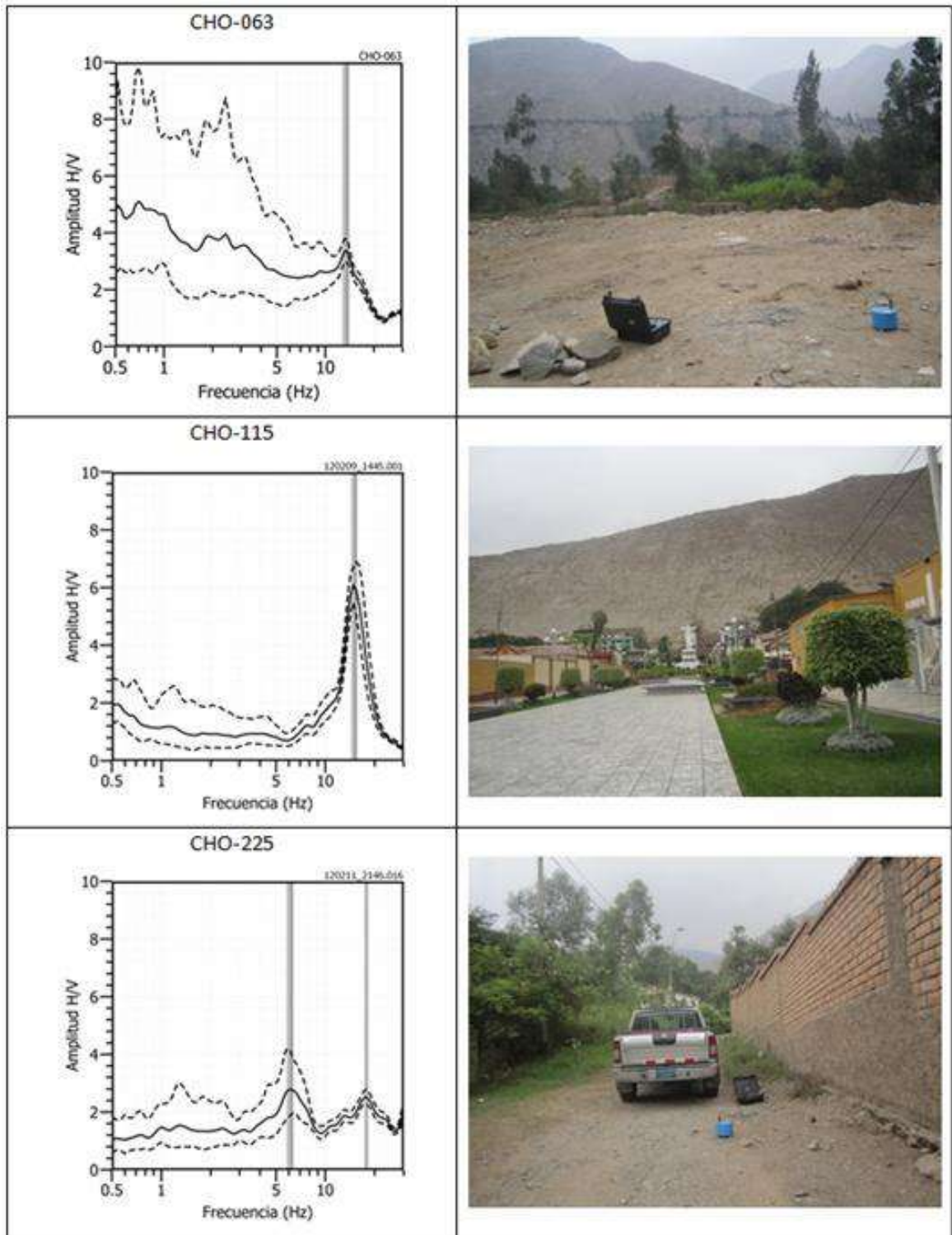


Figura 5.27: Ejemplos de razones espectrales en el rango de frecuencias de 10 a 30 Hz obtenidas para los puntos CHO-063, CHO-115 y CHO-225.

5.3.2 Técnica de arreglos sísmicos lineales (MASW)

El método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) es una técnica no invasiva, propuesta para determinar el perfil de velocidad de ondas de corte (V_s) mediante el análisis de ondas superficiales. Este método de sísmica multicanal, utiliza varios receptores desplegados en un arreglo lineal con igual espaciamiento entre ellos. Estos receptores están conectados a un canal de registro individual, preciso y sincronizado, lo que permite un registro eficaz y de control de calidad durante la adquisición y procedimiento de datos. La aplicación de esta técnica permite determinar las características físicas del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, basándose en el cambio de la velocidad de las ondas sísmicas en el subsuelo. La interpretación de la información recolectada proporciona una curva de dispersión (velocidad de fase de las ondas superficiales versus la frecuencia). Y luego, mediante un procedimiento de cálculo inverso iterativo se obtiene el perfil de velocidad de ondas de corte (V_s) para el punto medio de cada línea de estudio. La aplicación de un nuevo cálculo inverso iterativo, permite conocer el periodo teórico predominante correspondiente al perfil de velocidades, lo cual permite validar los resultados obtenidos con la técnica H/V.

Adquisición de datos

Equipo utilizado

Para la adquisición de datos en terreno se utilizaron 24 sensores de componente vertical de baja frecuencia (geófonos de 4.5 Hz de frecuencia natural), (Figura 5.28a). Para el registro de señales se utilizó el registrador sísmico multipropósito GEODE de 24 canales con un rango dinámico de 24 bits, un ancho de banda de 20kHz que proporciona alta resolución a bajas frecuencias y un rango dinámico mayor a 110dB (Figura 5.28b). Este digitalizador es operado desde una Laptop.

Como fuente de impacto se utilizó un martillo 20lbs y un disparador (*trigger*) colocado en el martillo para iniciar la grabación y almacenamiento al detectar la vibración asociada a la fuente impulsiva. También se hizo uso de cable sísmico de 24 canales para la conexión de los geófonos y una placa

metálica de 15cm x 15cm que sirve de interfaz entre el suelo y la fuente de impacto. Adicionalmente, se utilizó una cinta métrica de 100m para el posicionamiento de los receptores y un navegador GPS, para medir las coordenadas de la línea de tendido.

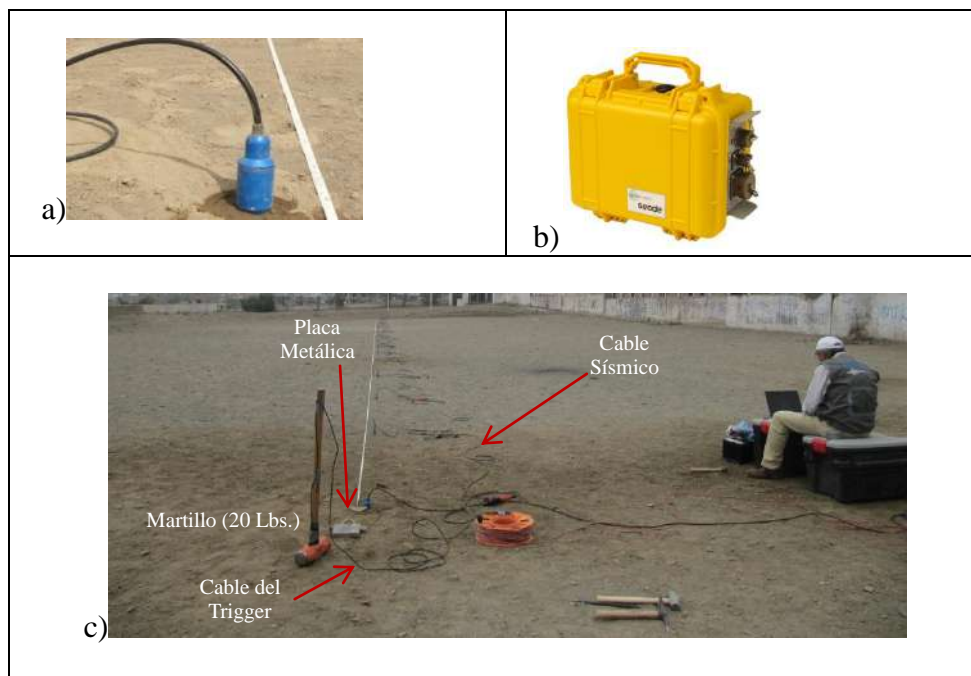


Figura 5.28. a) Sensor de velocidad, de 4.5 Hz, utilizado en los trabajos de campo. b) Equipo de adquisición de datos, GEODE y c) Disposición del equipo para la toma de datos.

Consideraciones para la toma de datos

Para la toma de datos se ha tenido en cuenta las siguientes consideraciones:

El método MASW se basa fundamentalmente en el supuesto de que el medio en estudio es lateralmente homogéneo y debe realizarse sobre una superficie plana, ya que posibles cambios en la topografía a lo largo de una línea de estudio afecta la naturaleza de propagación de las ondas de superficie (Figura 5.29). Las pendientes planas o suaves son adecuadas para la aplicación de este método.

La geometría de un tendido sísmico es definida al inicio; mientras que, la selección de la fuente sísmica y el espaciamiento entre geófonos depende de la profundidad de subsuelo a investigar.

Para los puntos de disparo se recomienda realizarlos al centro y en cada extremo del arreglo con el fin de obtener un conjunto de registros. La ubicación de los puntos de tiro se determina en función de la cobertura requerida, y en términos de la superficie del refractor a ser caracterizada. El beneficio de realizar tres o más disparos en un mismo tendido sísmico, es la adquisición de datos adicionales sobre un mismo refractor, lo que permite caracterizar dicha superficie a mayor detalle. Puntos de disparo adicionales en los extremos del arreglo se puede utilizar, si se asume una distribución horizontal de capas. El número de disparos realizados en un tendido pueden ser 6 o más dependiendo de la calidad de registros que se obtenga en campo. Los registros tomados en un mismo punto de disparo, son apilados con la finalidad de mejorar la relación señal/ruido.

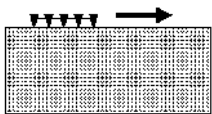
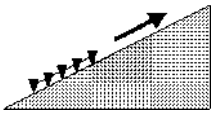
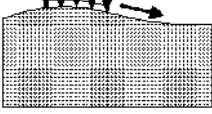
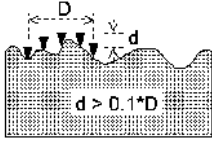
Topografía del suelo	Aplicación del método MASW
	Si
	Si
	Si
	No

Figura 5.29. Las pendientes planas o suaves son adecuadas para la aplicación de método MASW activo. La topografía interfiere con la propagación de ondas superficiales.

En el presente estudio es importante destacar que la elección de la geometría y el alcance de la profundidad de investigación de los estudios se vieron limitados por el ambiente de adquisición (área urbana de Chosica), el cual implica la presencia de un elevado nivel de ruido sísmico y limitados

espacios para la aplicación del método. No obstante, el objetivo de estudio estuvo enfocado a las profundidades de interés para las aplicaciones ingenieriles (primeros 30m), razón por la cual se escogió realizar arreglos lineales con separación de 3m entre receptores. Esta separación fue suficiente para lograr la cobertura deseada.

Los registros fueron grabados empleando tasas de muestreo de 0.25 ms (4000 Hz), con un pre-trigger de -0.1s y longitud de registro de 2s.

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. La calidad del registro fue verificada en campo y analizada preliminarmente con el software Geopsy 2.8. En la Figura 5.30, se presenta el mapa del área urbana de Chosica con la ubicación espacial de las 4 líneas de refracción sísmica codificadas como: LR01-CHO, LR02-CHO, LR03-CHO, LR04-CHO. Las dos primeras fueron tomadas en la Universidad de La Cantuta, la tercera en el estadio del A.A.H.H. Nicolás de Piérola y la última en Convento Maristas al este de la zona de estudio. En la Figura 5.31, se presenta imágenes de la toma de datos en campo y en la Figura 5.32, ejemplos de los registros obtenidos.

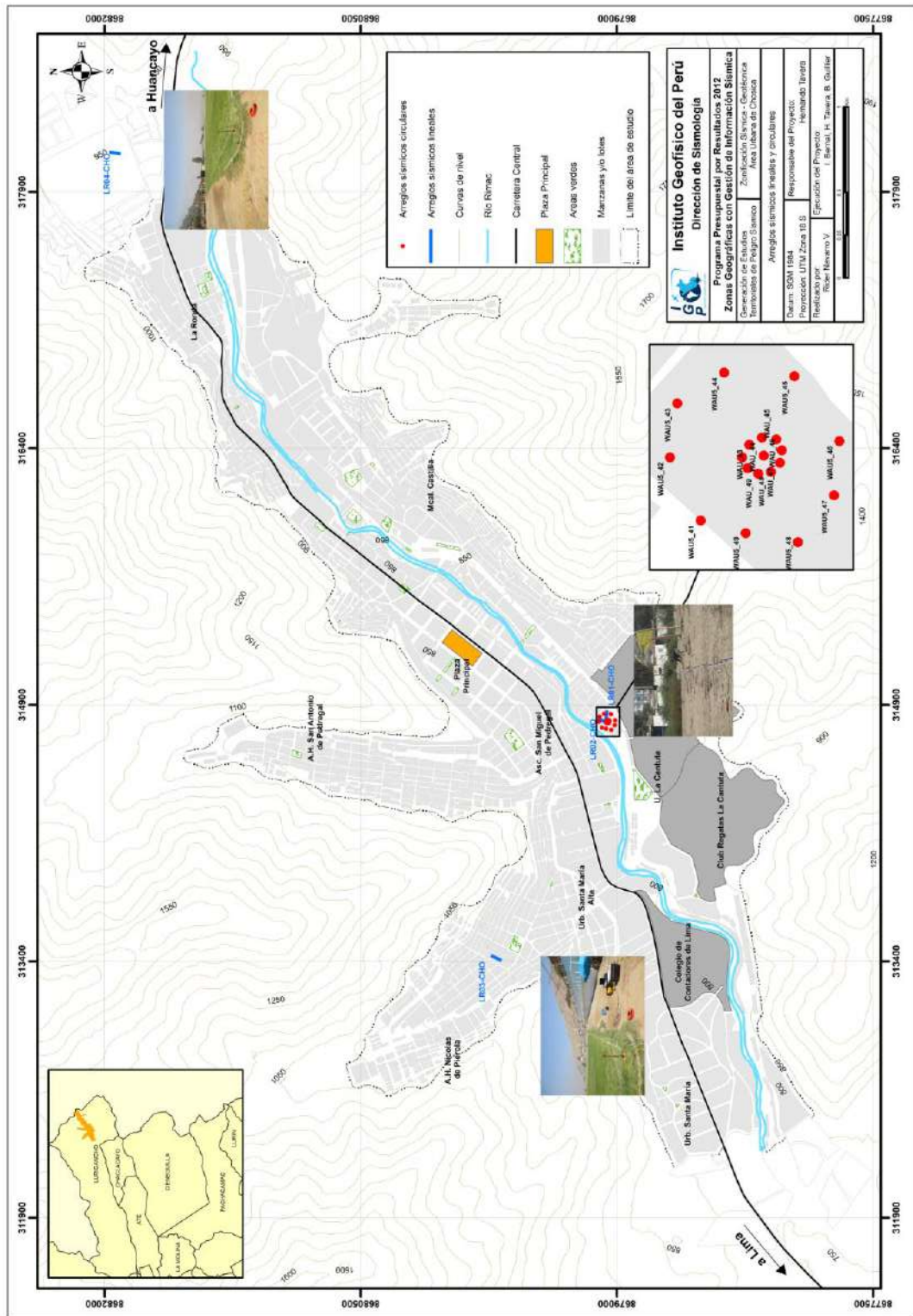


Figura 5.30. Mapa del Área urbana del Distrito de Chosica y distribución de las líneas de refracción sísmica (LR01-CHO, LR02-CHO, LR03-CHO). Asimismo, en la figura se muestra la ubicación del arreglo circular de estaciones sísmicas a distancias de 10 y 30 metros de radio.



Figura 5.31. Imágenes de la disposición del tendido de refracción sísmica para la toma de data

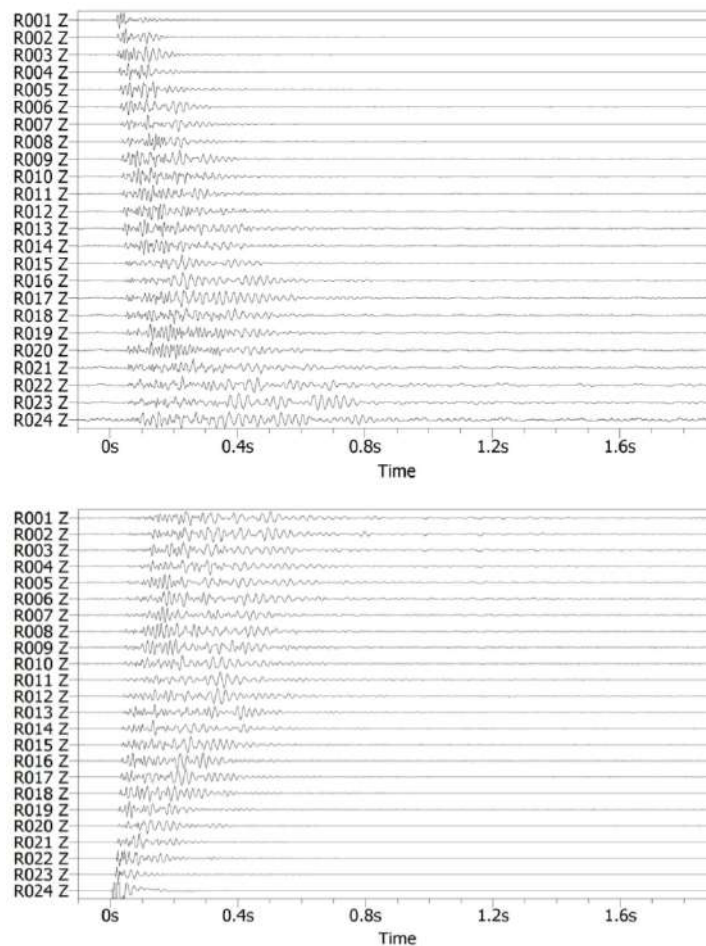


Figura 5.32. Ejemplos de registros obtenidos en los arreglos lineales de 24 canales considerando golpes de martillo en ambos extremos del arreglo.

Obtención e inversión de la curva de dispersión

El estudio de la dispersión de ondas superficiales implica generar curvas de dispersión e invertirlas con el fin de determinar los modelos de velocidad para las ondas de corte V_s , parámetro importante en la caracterización de los suelos. El proceso de crear las curvas de dispersión se realizó mediante el método F-K (Zywicki, 1999) y la inversión de las curvas de dispersión con el algoritmo de “Neighborhood” implementado en el módulo Dinver (Wathelet, 2004).

Los perfiles de velocidad son obtenidos con el método MASW (análisis espectral de ondas superficiales) y los resultados son interpretados según la clasificación descrita en la Norma E-030. Esta Norma establece para cada tipo de suelo los siguientes rangos de 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

Arreglo Lineal LR01-CHO y LR02-CHO: Ambos arreglos se realizaron en la Universidad de La Cantuta (extremo izquierdo del Río Rímac), el primero con una orientación Este-Oeste y el segundo en dirección NE-SO considerando un punto de inicio común. De acuerdo a los perfiles elaborados para LR01-CHO (Figura 5.33) y LR02-CHO (Figura 5.34), se ha identificado la presencia de dos capas, la primera con espesores menores a 2 metros y velocidades V_s de 200 m/s correspondiente a suelos duros. La segunda capa presenta espesores de 2 a 3 metros y velocidades V_s alrededor de 400 m/s, correspondiente a suelos muy duros (roca blanda). La superficie de contacto con la siguiente capa, en ambos casos, alcanza velocidades V_s de hasta 800 m/s y corresponde a rocas moderadamente duras.

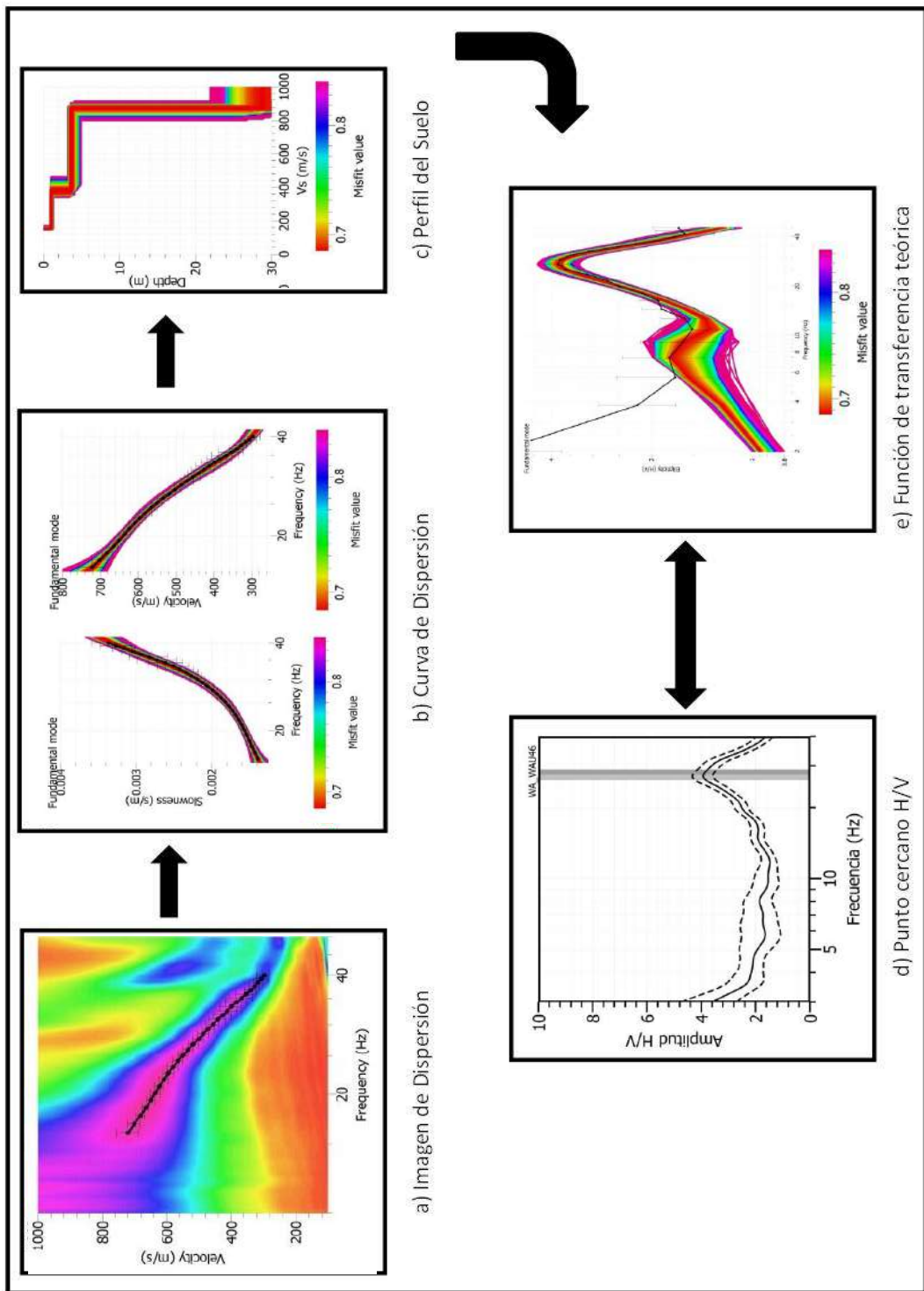


Figura 5.33. Análisis e interpretación geofísica obtenido con el método MASW para el arreglo LR01-CHO (ver Figura 5.30)

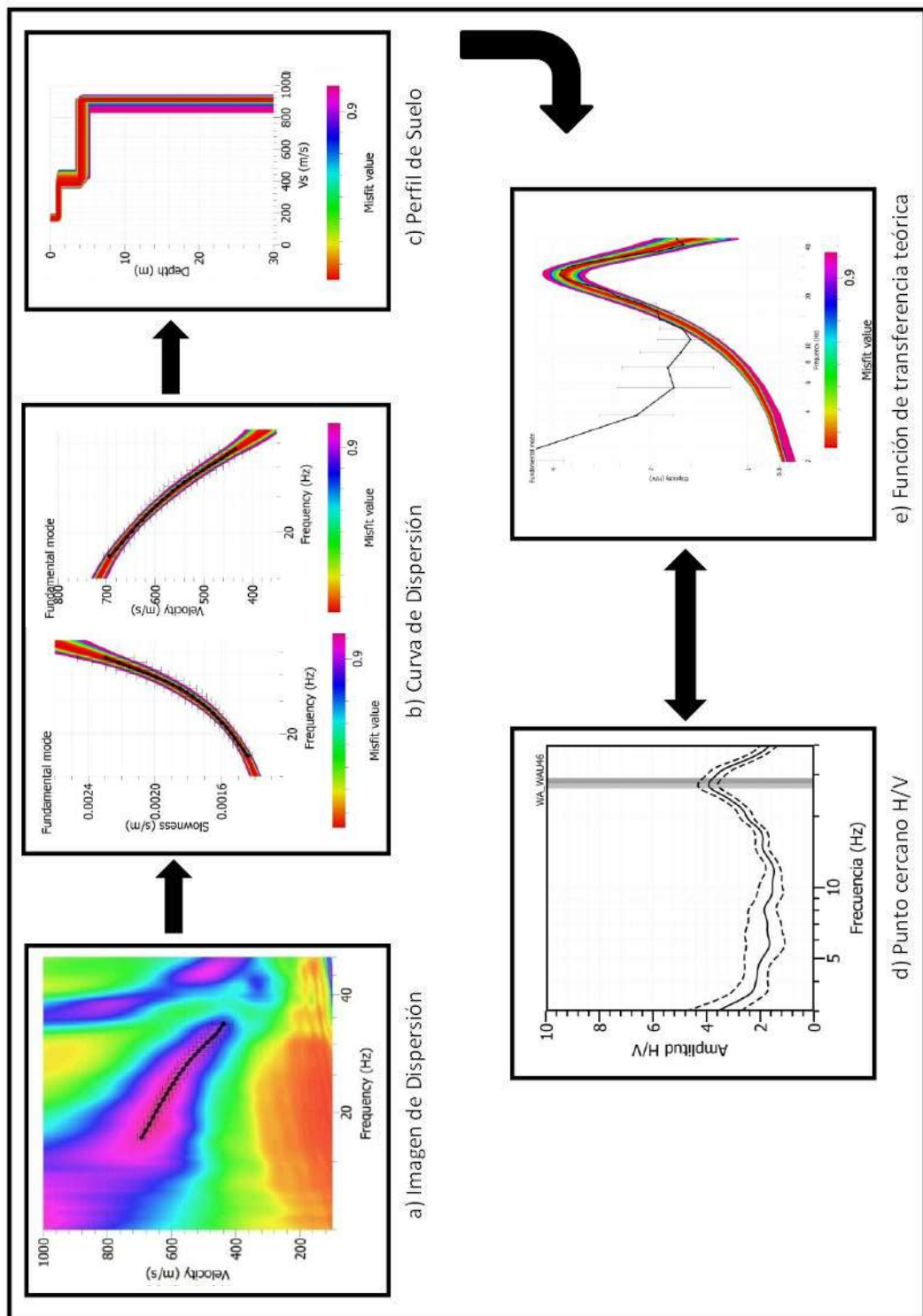


Figura 5.34. Análisis e interpretación geofísica obtenido con el método MASW para el arreglo LR02-CHO (ver Figura 5.30)

Arreglo Lineal LR03-CHO: el arreglo corresponde al punto ubicado en el extremo Oeste del área de intervención en el estadio del A.A.H.H. Nicolás de Piérola. En su perfil de velocidad (Figura 5.35) se identifica una primera capa superficial con velocidades V_s promedio de 240 m/s correspondiente a suelos duros con espesores de hasta 4 metros. Una segunda capa presenta velocidad de 420 m/s y espesor de 12 m correspondiendo a suelos muy duros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de 800 m/s y corresponde a rocas moderadamente duras.

Arreglo Lineal LR04-CHO: Este arreglo corresponde al punto ubicado en el extremo Este del área de intervención. En el perfil de velocidad de la Figura 5.36 se identifica una primera capa de 3 m de espesor y velocidad de 200 m/s correspondiente a suelos duros. Una segunda capa presenta un espesor de 6 metros y velocidad de 410 m/s correspondiendo a suelos muy duros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 800 m/s correspondiente a rocas moderadamente duras.

De los resultados obtenidos, para los perfiles de velocidad, aplicando un nuevo cálculo inverso iterativo, se ha obtenido frecuencias f_0 teóricas que al compararlos con las obtenidas con el método H/V, correlacionan con rangos mayores al 90%, lo cual permite dar confiabilidad a los resultados obtenidos en el estudio.

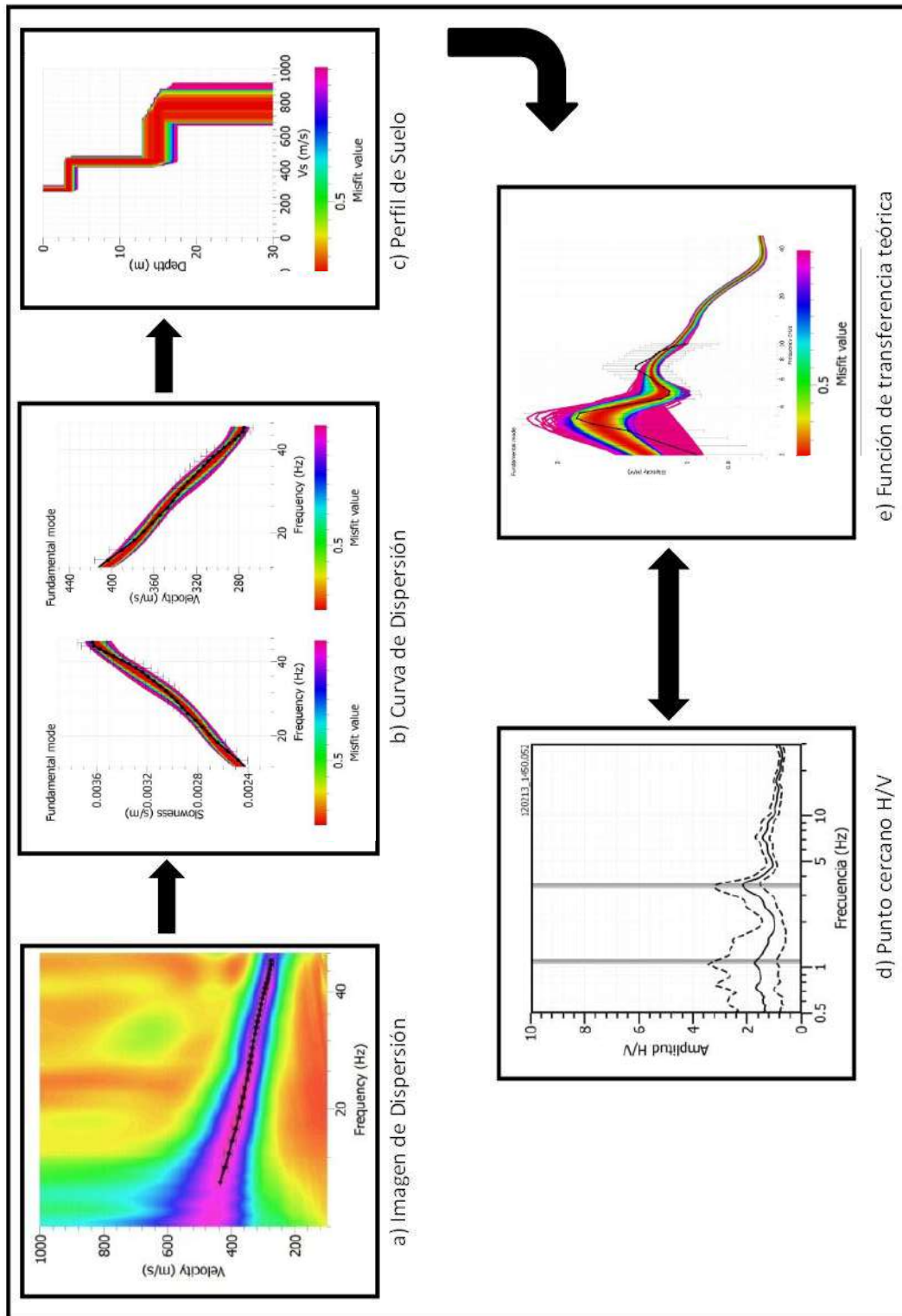


Figura 5.35. Análisis e interpretación geofísica obtenido con el método MASW para el arreglo LR03 – CHO (ver Figura 5.30)

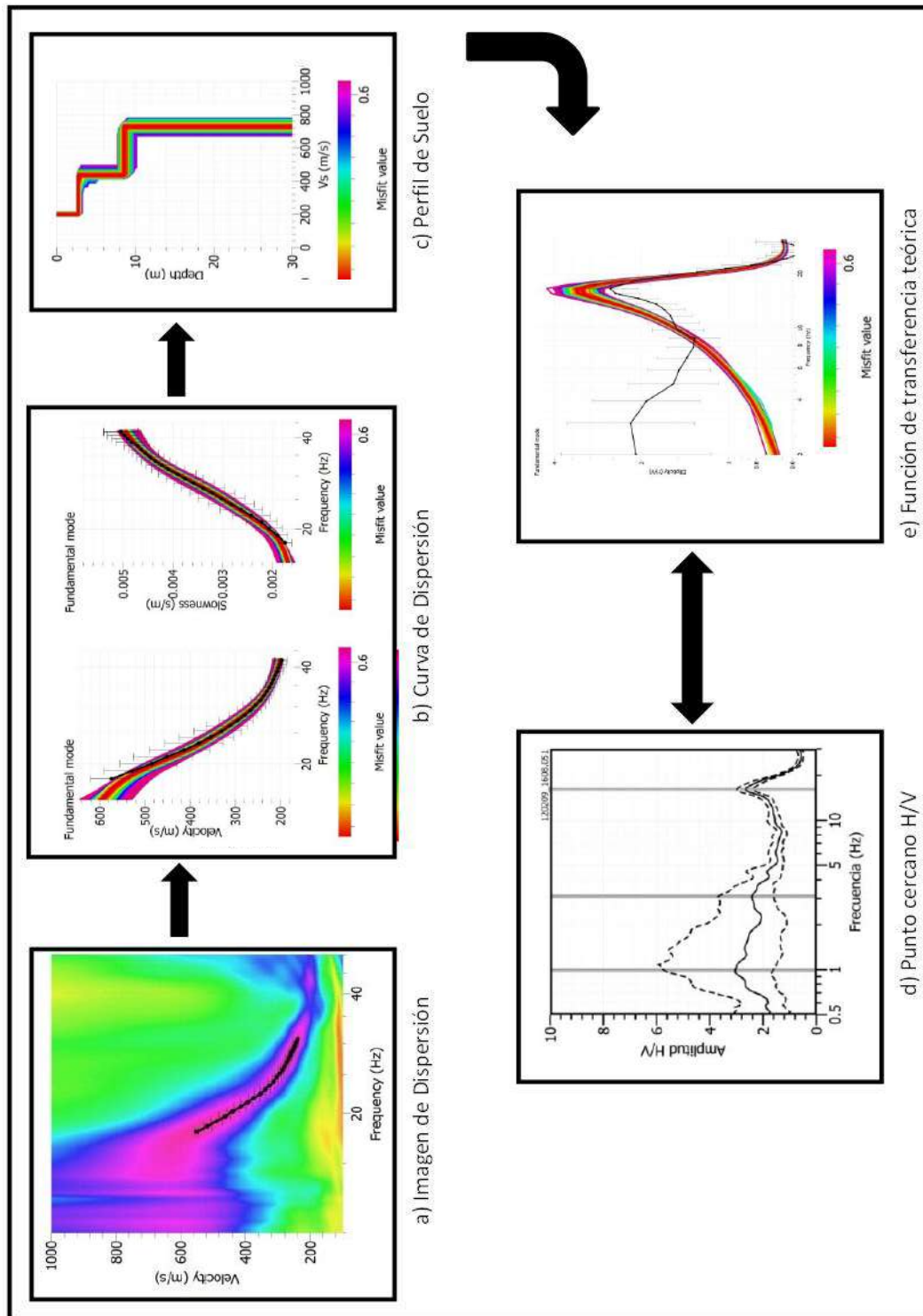


Figura 5.36 Análisis e interpretación geofísica obtenido con el método MASW para el arreglo LR04 – CHO (ver Figura 5.30)

5.3.3 Técnica de arreglos sísmicos circulares

La velocidad de las ondas que viajan a una determinada frecuencia puede ser obtenida del procesamiento de registros de ruido ambiental, obtenidos simultáneamente en varias estaciones con una base de tiempo común y ubicados a corta distancia de modo que los arribos de frente de onda pueden ser correlacionados entre ellos.

Con esta información, es posible obtener las curvas de dispersión de ondas superficiales en un rango amplio de frecuencias, ofreciendo grandes ventajas en zonas urbanas.

Los métodos de análisis de Frecuencia vs Número de Onda (F-K) y autocorrelación espacial (SPAC), permiten obtener las curvas de dispersión a partir de las cuales se determina el perfil de velocidad de ondas Vs en el subsuelo. Los resultados obtenidos serán correlacionados con los obtenidos con la técnica de arreglos lineales y validados con los resultados obtenidos con la técnica de H/V.

Adquisición de datos

Para la medición de ruido ambiental usando arreglos se utilizó un sistema de adquisición de datos constituido por 10 registradores sísmicos acondicionados para este tipo de trabajos (Wathelet, 2008), unidades de USB para almacenar los registros de ruido ambiental y la información de posicionamiento para cada estación, un sensor sísmico de tres componentes marca Lennartz, una antena Wi Fi para la conexión entre estaciones y con la PC portátil. El posicionamiento de cada estación está indicado por un GPS y por último, un cable para la conexión registrador-sensor. Los registros fueron obtenidos en ventanas de 30 minutos a frecuencia de muestreo de 100Hz.

Para la zona de la Cantuta, se realizaron arreglos circulares con 10 estaciones sísmicas (ver Figura 5.30). A partir de una estación de base, el resto fueron instaladas de manera equidistante a distancias radiales de 10 y 30 metros. En la Figura 5.37, se muestra la distribución y disposición del equipo sísmico y ejemplos de registros de vibración ambiental sincronizados en el total de las estaciones sísmicas.

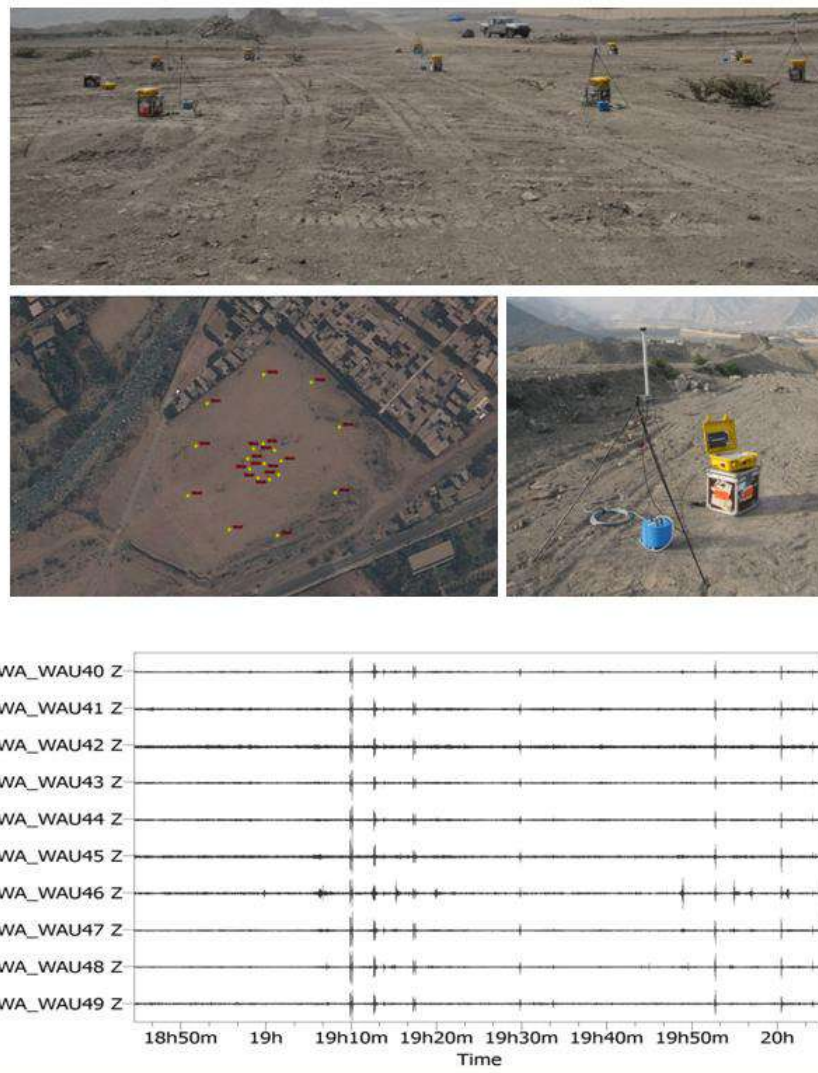


Figura 5.37. Imágenes de los arreglos sísmicos realizados en La Cantuta. En a) se muestra la distribución y disposición del equipo sísmico, b) la distribución de las estaciones sísmicas cuyos radios son de 10 y 30 metros, c) se muestra la disposición del equipo sísmico y d) Ejemplos de registros sincronizados de vibración ambiental obtenidos por las 10 estaciones sísmicas.

Inversión de las curvas de dispersión

Las curvas de dispersión obtenidas con los métodos F-K y SPAC se muestran en la Figura 5.38, así como la curva de velocidad obtenida para el punto de estudio debidamente correlacionado con la obtenida con los arreglos lineales LR01-CHO y LR02-CHO. En la misma figura se muestra la secuencia seguida para la obtención del perfil de velocidad y validación usando métodos

de inversión con las frecuencias de H/V. En el perfil de velocidades se ha identificado la presencia de dos capas, la primera con velocidades V_s alrededor de 200 m/s correspondiente a suelo duro con espesor de 1.5 metros y la segunda, con velocidad V_s de 400 m/s correspondiente a suelo muy duro con espesor de 2.5 metros. La superficie de contacto con la siguiente capa alcanza velocidades V_s de hasta 800m/s y corresponde a rocas moderadamente dura.

Los estudios con arreglos sísmicos lineales y circulares han permitido identificar la presencia de suelos con velocidades de ondas de corte (V_s) de 200 a 300 m/s correspondiente a suelos duros con espesores de 2 a 4 metros, suelos con velocidades V_s de 410 a 420 m/s correspondiente a suelos muy duros con espesores de 3 a 12 metros. La superficie de contacto alcanza velocidades de 800 m/s que corresponde a suelos compuesto por rocas moderadamente duras.

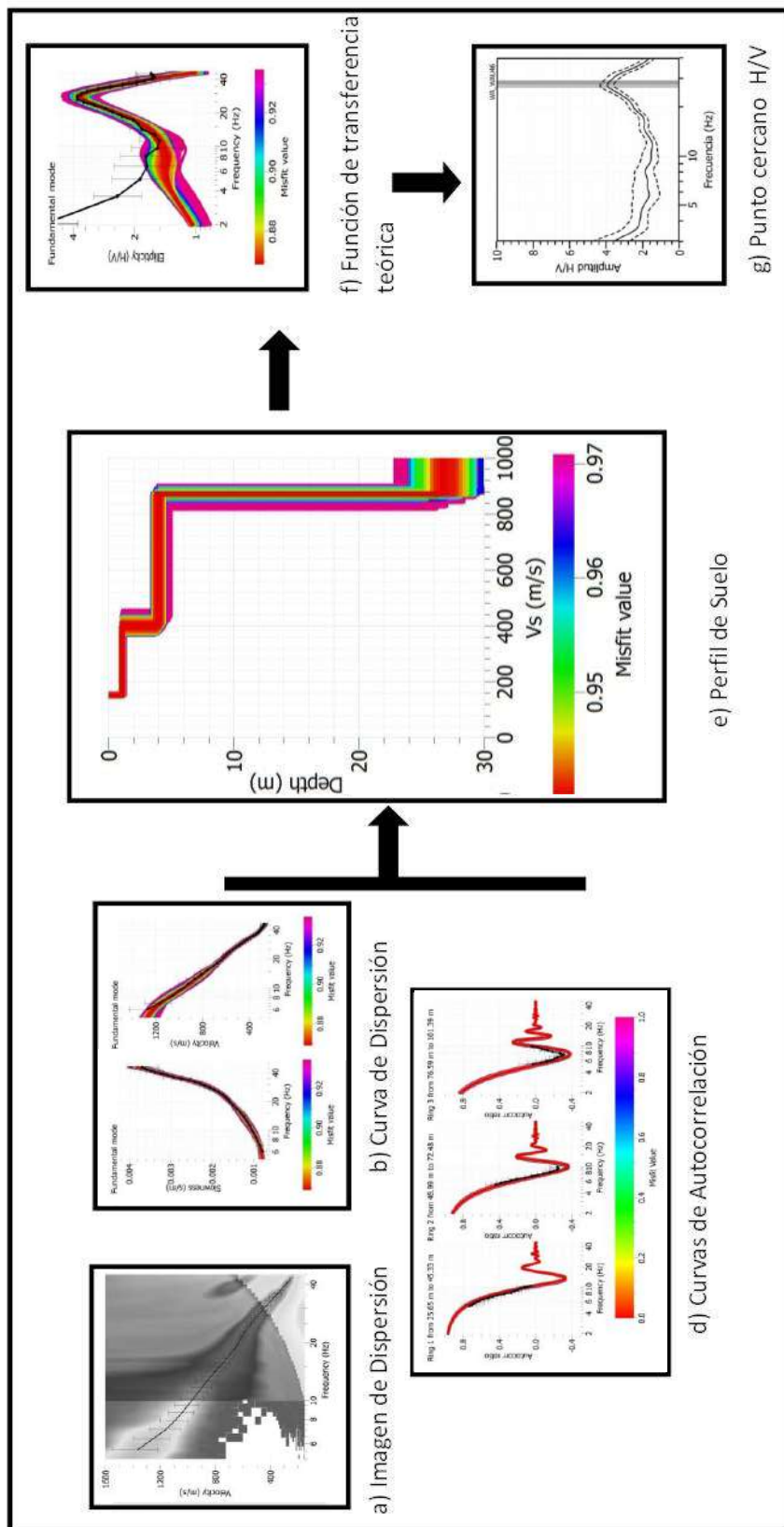


Figura 5.38. Análisis e interpretación geofísica de los arreglos sísmicos circulares realizados en La cantuta: Método F-K (a y b) y Método SPAC (d)

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS E INTERPRETACION DE RESULTADOS

6.1 ZONIFICACIÓN SÍSMICO-GEOTÉCNICA

6.1.1 Mapa de Isoperiodos

Para presentar los resultados finales obtenidos en este estudio, se procede a transformar los valores de las frecuencias predominantes a periodos dominantes, y luego para su análisis son reagrupados en dos rangos: de 0.01 a 0.1 segundos y de 0.1 a 0.5 segundos.

En la Figura 6.1 se muestra la distribución espacial de puntos en los cuales los periodos varían entre 0.01 y 0.1 segundos (10 a 30 Hz), valores que definen la presencia de una capa superficial de poco espesor. Considerando la relación $H=V_s/4F$ y asumiendo una velocidad de 200 metros/segundo para las ondas de corte, se estima para la capa superficial espesores entre 2 y 4 metros, los mismos que son confirmados con los valores obtenidos con los métodos de arreglos sísmicos (arreglos lineales y circulares).

En la Figura 6.2 se presenta el mapa de periodos para el rango de 0.1 a 0.5 segundos (2 a 10 Hz) y su análisis permite definir la presencia de una capa superficial de mayor espesor que subyace a la indicada anteriormente. En esta figura se observa el predominio de esta capa en zonas de depósitos de flujos detríticos y fluviales.

Los periodos de 0.3 segundos se concentran sobre la zona céntrica del A.A.

H.H. Nicolás de Piérola (extremo Oeste del área de estudio), extremo Este del A.A. H.H. San Antonio de Pedregal, Asociación San Miguel de Pedregal, Cooperativa de vivienda El Jardín y Universidad Guzmán del Valle. Asimismo, este periodo está presente en el extremo Este del área de estudio sobre la Estación del Ferrocarril, A.A.H.H. Moyabamba y Casa huerta “La Ronda”. Por otro lado, los periodos de 0.1 a 0.2 segundos se encuentran bordeando a las áreas definidas por el periodo de 0.3 segundos y por ende, a la periferia de la zona urbana. En la zona céntrica de Chosica (Plaza de Armas), predominan periodos de 0.1 segundos, así como, en la Urb. Mariscal Castilla. La distribución de los periodos muestra una clara correlación con la geomorfología y geotecnia de la zona de estudio.

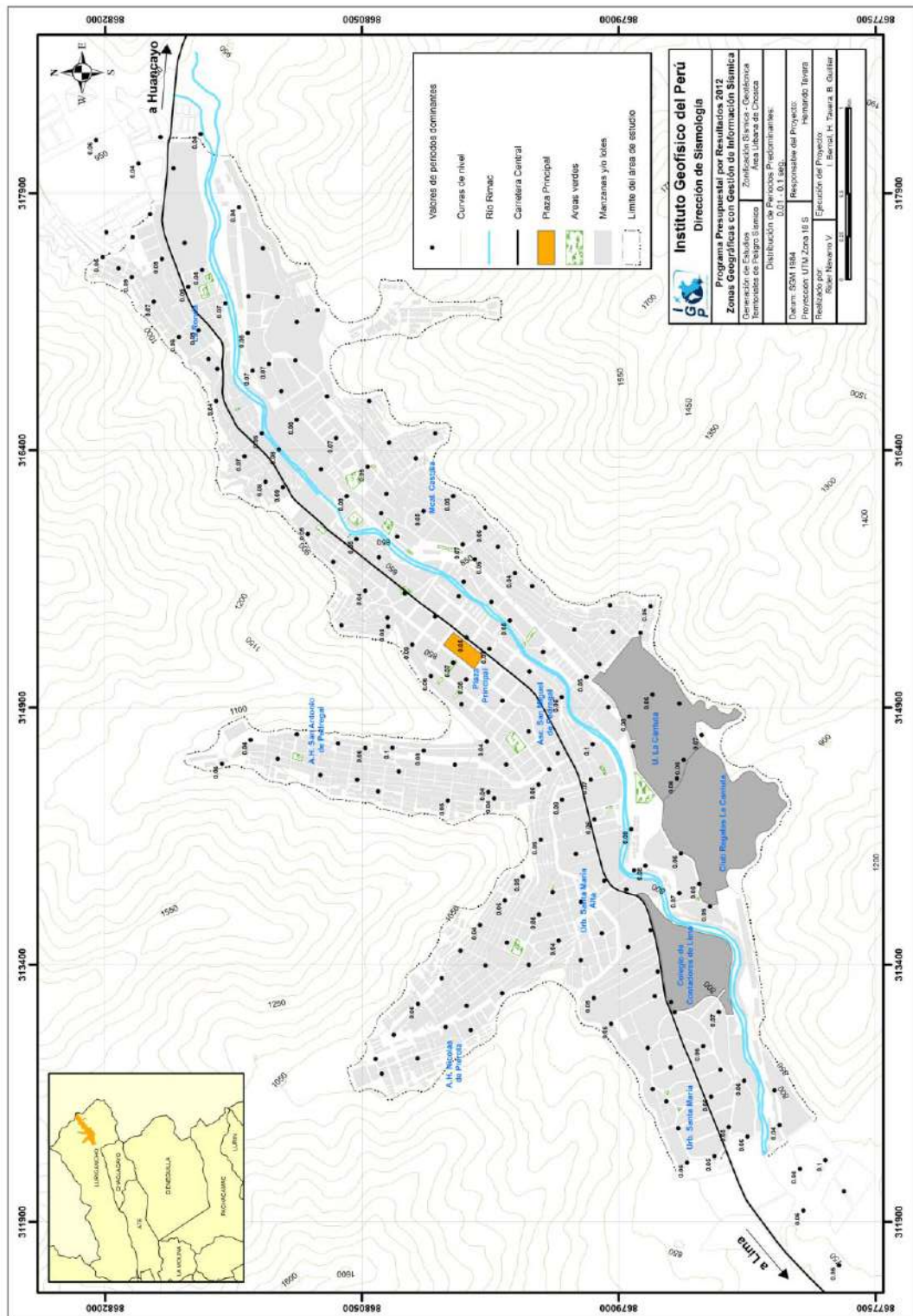


Figura 6.1: Mapa del área de estudio con la distribución espacial de los valores de periodos dominantes en el rango de 0.01 - 0.1 segundos (10 – 30 Hz)..

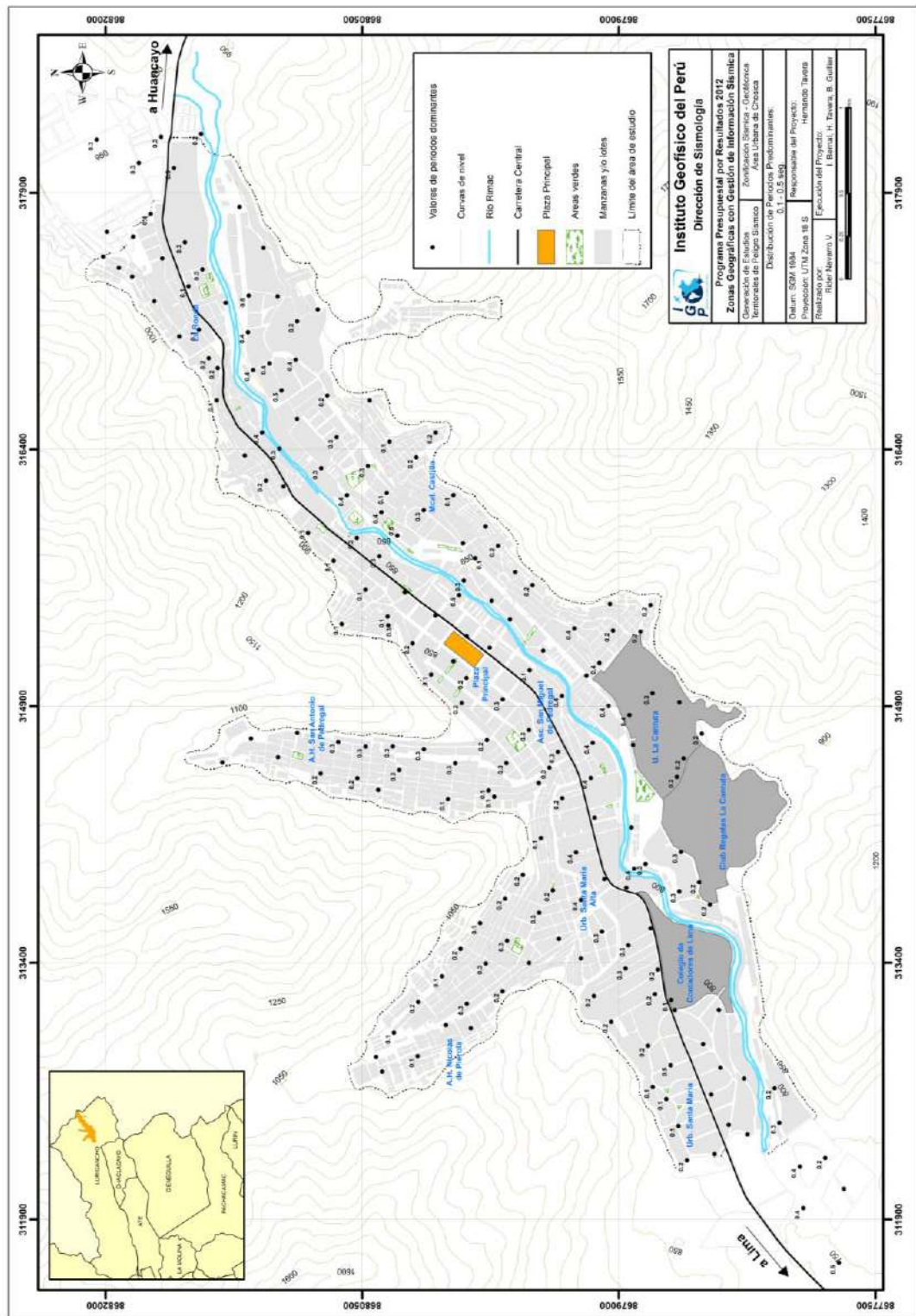


Figura 6.2: Mapa del área de estudio, con la distribución espacial de los valores de periodos dominantes en el rango de 0.1 – 0.5 segundos (2 – 10 Hz).

6.1.2 Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica

El mapa de zonificación sísmica-geotécnica para el área urbana del distrito de Chosica considera el análisis e interpretación de la información sísmica (vibración ambiental), geológica, geomorfológica, geotécnica y geofísica. Las características dinámicas del suelo han permitido identificar en el área de estudio, de acuerdo a la Norma de Construcción Sismorresistente (Norma E030), la existencia de suelos de Tipo S1 y S2, lo cual ha permitido proponer para el área urbana de Chosica la siguiente zonificación sísmica - geotécnica (Figura 6.3):

ZONA I: Esta zona está conformada por estratos de grava coluvial-aluvial de los pies de las laderas; que se encuentran a nivel superficial o cubiertos por un estrato de material fino de poco espesor. Este suelo tiene un comportamiento rígido con periodos de vibración natural determinados por las mediciones de vibración ambiental que varían entre 0.1 y 0.3 s correspondiente al tipo de suelo S1. Asimismo, en esta zona predominan periodos de 0.2 s que se concentran en el extremo Norte y Sur del area urbana.

ZONA II: En esta zona se incluyen planicies aluvional conformadas por columnas de gravas con arenas intercaladas con niveles finos limosos y arcillosos cuyas potencias varían entre 3 y 10 m. Los periodos predominantes del terreno determinados por las mediciones de vibración ambiental varían entre 0.3 y 0.5 s correspondiente al tipo de suelo S2. Esta zona considera la zona céntrica del área urbana y próxima al Río Rímac.

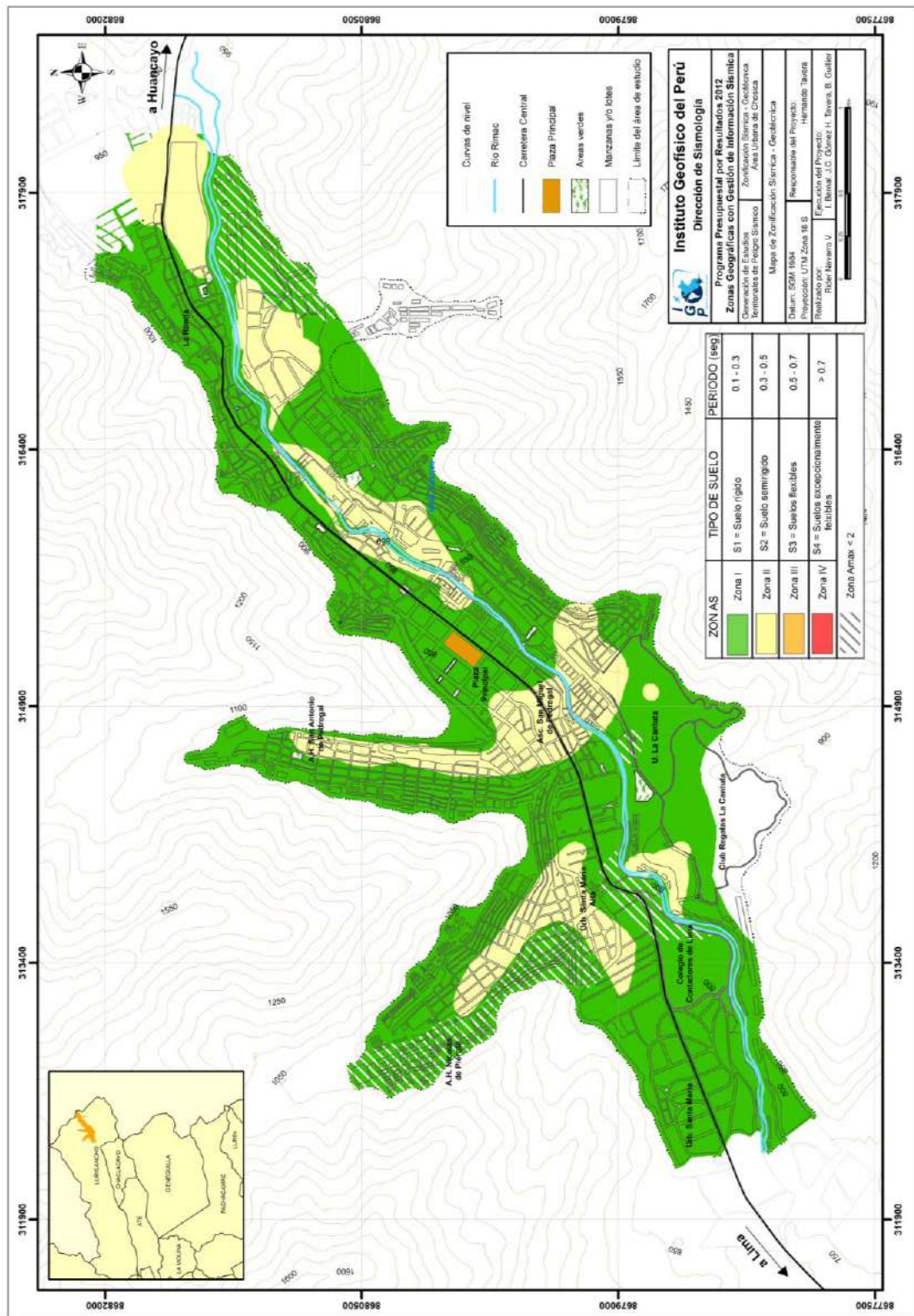


Figura 6.3: Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica para el área urbana de Chosica, del distrito de Lurigancho-Chosica.

CONCLUSIONES

La realización del estudio de Zonificación Sísmica-Geotécnica (Comportamiento Dinámico del Suelo) para el área urbana de Chosica, distrito de Lurigancho-Chosica, Provincia de Lima, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- El Distrito de Chosica se emplaza sobre afloramientos ígneos de los grupos Santa Rosa y Patap; ambos cubiertos por depósitos aluviales pertenecientes al Cuaternario Pleistoceno y Cuaternario Reciente.
- El área urbana del Distrito de Chosica se encuentra comprendida entre las cotas 750 y 1745 m.s.n.m., su morfología presenta una forma típica de “V” dentro de un fondo angosto limitado por cadenas montañosas de pendiente moderada a fuerte con topografía abrupta disectada por quebradas.
- Se ha identificado e inventariado la ocurrencia de 23 movimientos en masa caracterizados por flujos de detritos y caída de rocas provenientes de zonas de pendiente. Los agentes detonantes típicos son las precipitaciones de lluvia, sismos y la actividad antrópica (ver Anexo A).
- La elaboración de 15 calicatas y el respectivo análisis de muestras realizadas en laboratorio han permitido identificar en el área urbana de Chosica la presencia de hasta 7 tipos de suelos caracterizados de acuerdo a la clasificación SUCS.
- La capacidad portante de los suelos en un 90% del total del área de estudio es denominada como “Media” (1.5 a 2.5 kg/cm²); mientras que, en las quebradas

Pedregal, Corrales, Asociación Buenos Aires y en la Urb. Moyopampa, los valores de la capacidad portante es “Baja” (1.0 a 1.5 kg/cm²). Esta información es utilizada por ingenieros y arquitectos para el diseño de estructuras.

- El análisis de las razones espectrales H/V ha permitido observar gran variedad de frecuencias predominantes que van desde 0.5 a 30 Hz, lo cual sugiere que el suelo sobre el cual se encuentra el área urbana de Chosica es muy heterogéneo y por ende, complejo. El rango de frecuencias entre 2 y 10 Hz han permitido identificar la presencia de dos áreas con similares valores de frecuencias, lo cual confirma la heterogeneidad del suelo. El rango de frecuencias entre 10 y 30 Hz sugiere la presencia de suelos con espesores menores en la ladera de los cerros y otras zonas de relleno antrópico.
- El análisis de frecuencias permite identificar la presencia de dos zonas con suelos de características dinámicas similares. La primera se encuentra en el extremo NE del área de estudio entorno al parque Mariscal Cáceres, Estación central, urbanización casa huerta y Don Bosco; la segunda en el extremo So del área de estudio en las zonas bajas de las quebradas Quirio, Pedregal y Santo Domingo. El resto del área está formada por capas superficiales de poco espesor, próximos al río Rímac.
- Los estudios con arreglos sísmicos lineales y circulares han permitido identificar la presencia de suelos con velocidades de ondas de corte (Vs) de 200 a 300 m/s correspondiente a suelos duros con espesores de 2 a 4 metros, suelos con velocidades Vs de 410 a 420 m/s correspondiente a suelos muy duros con espesores de 3 a 12 metros. La superficie de contacto alcanza velocidades de 800 m/s que corresponde a suelos compuesto por rocas moderadamente duras.
- Los resultados obtenidos en este estudio han permitido identificar, según la Norma de Construcción Sismorresistente (Norma E030), la existencia en el área urbana de Chosica de 2 zonas sísmicas - geotécnicas, las mismas que corresponden a suelos de Tipo S1 y S2. Esta clasificación permite proponer el Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica (Comportamiento Dinámico del suelo) para el área urbana de Chosica.

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.
- Aki, K. (1988).** *Local site effects on strong ground motion. Reprinted from proceedings of earthquake engineering and soil dynamics II, GT Div/ASCE, Utah*, pp. 103-155.
- Álvarez, S. (1999).** *El efecto local sobre el movimiento sísmico del suelo: Fenomenología y resultados recientes. Física de la Tierra, n 11. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense. Madrid*, pp. 141-173
- Asten, M. (1978).** *Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68(6), 1623–1636.
- Asten, M. y Henstridge, J. (1984).** *Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins*. *Geophysics* 49(11), 1828–1837.
- Bard, P., Campillo, M., Chávez-García, F. y Sanchez-Sesma, F. (1988).** *Strong ground motion in Mexico City during the great Michoacan earthquake. Part B: A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects*, *Earthquake Spectra*, 4:3, 609-633.
- Bard, P. (1997).** *Local Effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. Proceedings of the Advanced Study Course on Seismic Risk SERINA. Salónica, Grecia*, pp. 229-299.
- Bard, P. (2004).** *An overview and main results”, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Paper 2207*
- Ben-Menahem, A. y Singh, S. (2000).** *Seismic waves and sources, Dover Publications Inc., New York*, 1102 pp.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004).** *Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier.*
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. y Bard P. (2006b).** *The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review*, *Earth-Science Reviews* 79, 205- 227.

- Borcherdt, R., Glassmoyer, G., Andrews, M. y Cranswick, E. (1989).** *Effects of site conditions on ground motion and damage, Earthquake Spectra (Special supplement). Armenia Earthquake Reconnaissance report. (Eds. Wyllie L.A. and Filson J.R.), 23-42.*
- Borcherdt, R. (1990).** *Influence of local geology in the San Francisco Bay region, California on ground motions generated by Loma Prieta earthquake of October 17, 1989. Int. Symp. on Safety of Urban Life and Facilities. Lessons learned from the 1989 Loma Prieta Earthquake. November 1990, Tokyo, 1-35.*
- Borcherdt, R. (1994).** "Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification)". *Earthquake Spectra*, 10, 617-673.
- Borcherdt, R. y Glassmoyer, G. (1994).** "Influences of local geology on strong and weak ground motions recorded in the San Francisco Bay region and their implications for site-specific building-code provisions," in *The Loma Prieta earthquake of October 17, 1989 – Strong Ground Motion*, R.D. Borcherdt (ed.), U.S. Geological Survey Prof. Paper 1551-A, p 77-108.
- Borcherdt, R. (1996).** "Preliminary amplification estimates inferred from strong ground motion recordings of the Northridge earthquake of January 17, 1994," *Proc. Int. Workshop on Site Response Subjected to Strong Earthquake Motions, Yokosuka, Japan, Vol. 2, 21-46.*
- Cadet, H. (2007).** *Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique, PhD thesis, Université J. Fourier, Grenoble.*
- Capon, J. (1969).** *High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 8, 1408-1418.*
- Celebi, M., Prince, J., Dietel, C., Onate, M. y Chavez, G. (1987).** *The culprit in Mexico City amplification of motions, Earthquake Spectra, Vol. 3, No. 2, 315-328.*
- Chávez-García, F. (1991).** *Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico. Tesis Doctoral. Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 331*
- Chávez-García, F. y Bard, P. (1994).** *Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Mochoacan earthquake. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. Vol. 13, pp. 229'247*
- Degg, M. (1992).** 'Some implications of the 1985 Mexican earthquake for hazard assessment', in McCall, G.J.H., Laming, D.J.C. and Scott, S.C. (eds) *Geohazards: natural and man-made. London: Chapman and Hall, pp.105-114.*
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, K. (1969).** *A technique for the analysis of transient seismic signal, Bull. Seism. Soc. Am. 59, 427-444.*
- Dziewonski, A. y Hales, A. (1972).** *Numerical analysis of dispersed seismic waves, in Methods in computational Physics, pp. 39-85, ed Bolt, B. A., Vol. 11, Academic Press, New York, NY.*
- Foti, S. (2000).** *Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. PhD dissertation, Politecnico di Torino, Italy.*

- Foti, S., Lancellotta, R., Sambuelli, L. y Socco, L. (2000).** "Notes on fk analysis of surface waves", *Annali di Geofisica*, vol. 43, n.6, 1199-1210
- Foti S. (2003).** *Small Strain Stiffness and Damping Ratio of Pisa Clay from Surface Wave Tests. Geotechnique*, 53(5): 455-461
- Foti, S., Sambuelli, L., Socco, L. y Strobbia, C. (2003).** *Experiments of joint acquisition of seismic refraction and surface wave data, Near Surface Geophysics, EAGE*, 119-129
- Goldberg, D. (1989).** *Genetic algorithms in Search, Optimization and Machine Learning: Addison-Wesley.*
- Gutenberg, B. (1958).** *Microseisms. Advances in Geophysics* 5, 53-92.
- Hayashi, Y. (1971).** *A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral analyses. J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 125-128.
- Ivanov, J., Miller, R., Xia, J., Steeples, D. y Park, C. (2006).** *Joint analysis of refractions with surface waves: an inverse solution to the refraction-traveltime problem. Geophysics*, 71, 6, R131–R138
- Jones, R. (1958).** *In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. Geotechnique*, 8 (1), 1-21
- Joyner, W. y Boore, D. (1981).** *Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion recording including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. Bull. Seis. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Joyner, W. y Boore, D. (1988).** "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion", *Proc. Of Earthquake Engineering and Soil Dynamic II, GT Div/ASCE, Park City, Utah, June 27-30, p. 43-102.*
- Kanai, K. (1983).** *Engineering seismology, University of Tokyo Press, Tokyo, 251 pages.*
- Katayama, T. (1978).** *Statistical analysis of earthquake acceleration response spectra. Collected papers, 275, Japanese Society of Civil Engineering, 29-40.*
- Kawashima, K., Aizawa, K., y Takahashi, K. (1986).** *Attenuation of peak ground acceleration, velocity and displacement based on multiple regression analysis of Japanese strong motion records. Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 14(2), 199–215.
- Levshin, A., Ratnikova, L. y Berger, J. (1992).** *Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 2464-2493
- Ligorria, J., Atakan, K. (1997).** "Empirical site response estimation in Guatemala city". *Proceedings of the seminar on Assessment and mitigation of seismic risk in the Central American Area, September, 1997, El Salvador.*
- Nakamura, Y. (1989).** "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*; 30(1), 25-30.

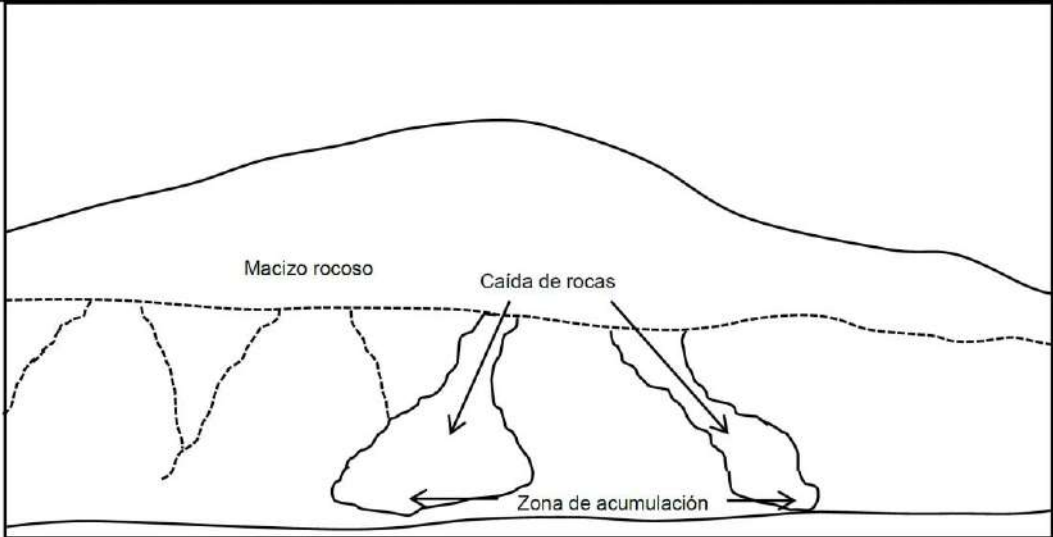
- Nelder, J. y Mead, R. (1965).** *A simplex method for function minimization: Comp. J.*, 7, 308-313.
- Norma E-030 (2003).** *Diseño Sismorresistente. Ministerio de vivienda, construcción y saneamiento, Perú.*
- Ohrnberger, M., Vollmer, D. y Scherbaum, F. (2006).** *WARAN-a mobile wireless array analysis system for in-field ambient vibration dispersion curve estimation. In Proceedings of the 1st ECEES. Geneve, Switzerland.* 3-8, p284.
- 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
- Philips, W., Aki, K. (1986).** "Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, pp. 509-529.
- Seed, H., Murarka, R., Lysmer, J. y Idriss, I. (1976a).** "Relationships between maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66 (4): 1323-1342.
- Sambridge, M. (1999a).** *Geophysical inversion with a Neighbourhood algorithm-I. Searching parameter space: Geophysical Journal International.*, 138, 479-494.
- Sambridge, M. (1999b).** *Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm - II. Appraising the ensemble: Geophysical Journal International*, 138, 727-746.
- Seed, H., Romo, M., Sun, J., Jaime, A. y Lysmer, J. (1988).** "The Mexico earthquake of September 19, 1985 - relationships between soil conditions and earthquake ground motions". *Earthquake Spectra*, Vol. 4, No. 4, pp. 687-729.
- SESAME, Site EffectS assessment using AMBient Excitations (Project EVG1-CT-2000-00026).** <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.
- Shapiro, S., Singh, K., Almora, D. y Ayala, M. (2001).** "Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico", *Geophys.J. Internat.* 147, 517-527.
- Sills, L. (1978).** *Scattering of horizontally polarized shear waves by surface irregularities. Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 54: 319-348.
- Singh, S., Mena E. y Castro R. (1988a).** *Some aspects of source characteristics of 19 September 1985 Michoacan Earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from the strong motion data, Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 451-477.
- Singh, S., Lermo, J., Domínguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J., Mena, E. y Quaaas, R. (1988b).** *A study of relative amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site (CU), Earthquake Spectra* 4, 653-674.

- 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
- 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.
- 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.

ANEXO A

Movimientos de masa inventariados en el área urbana de Chosica

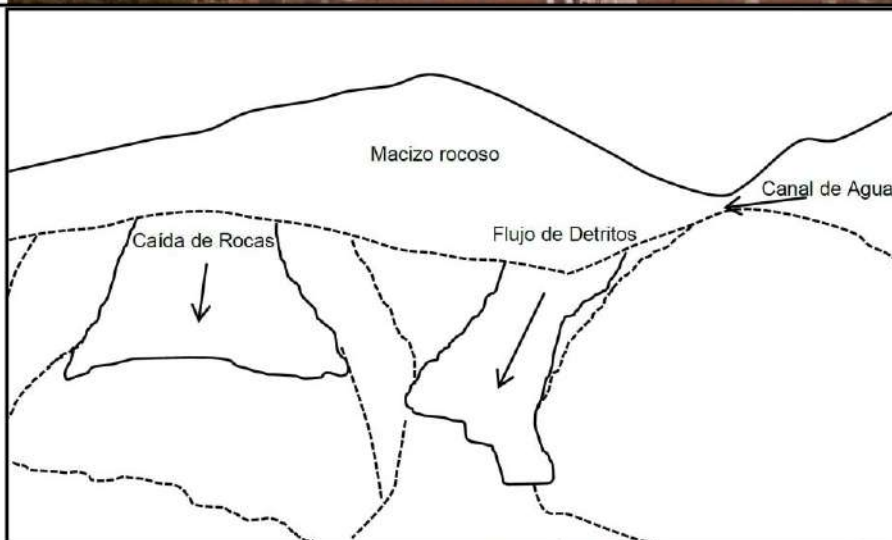
FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 01							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8681642 m	ESTE	317964 m	ELEVACIÓN	940 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							



TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	20 m x 70m	ESPESOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Desprendimiento de rocas con escasa vegetación, pendiente media que afecta a viviendas aledañas al cerro.
NT = No tiene

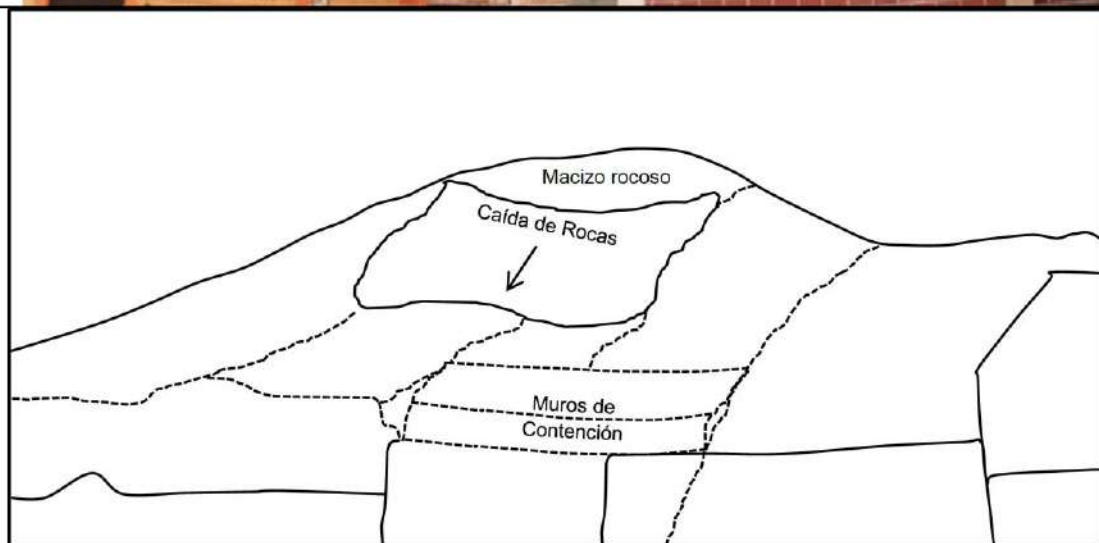
FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 02						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8681718 m	ESTE	317642 m	ELEVACIÓN	949 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	40 m x 30m	ESPESOR	0.4 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	> 45°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	N.T	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Parte alta desprendimiento de rocas menor a 8" de diámetro en la parte baja y escasa vegetación alrededor del canal de agua.
NT = No tiene

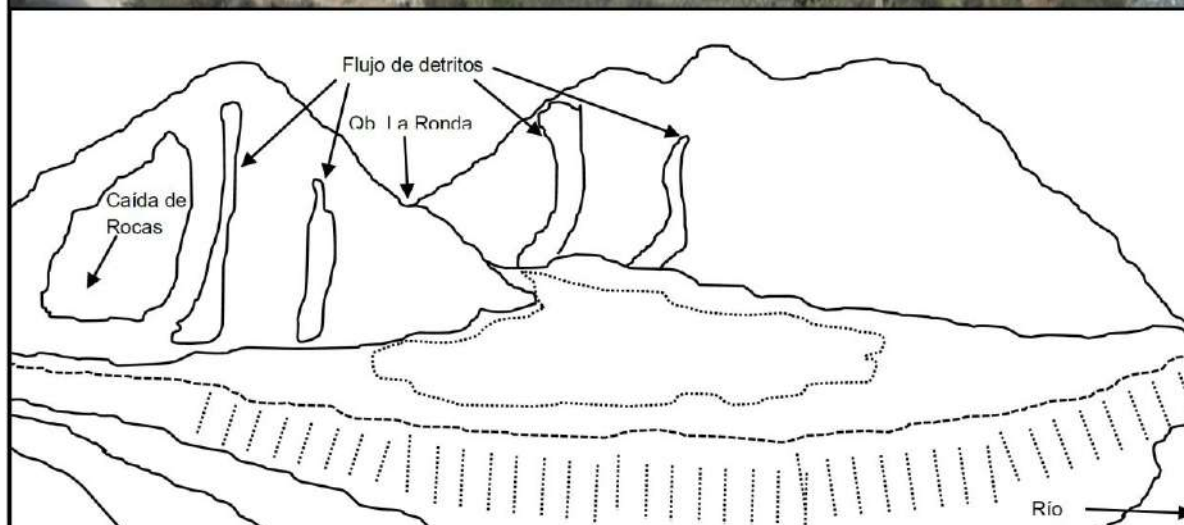
FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 03							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO-CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8681642 m	ESTE	317388 m	ELEVACIÓN	941 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							



TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	50 m x 100m	ESPESOR	0.5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	> 50°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Muros de contención, escasa vegetación y casas agrietadas producto de la mala calidad y compactación del terreno
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 04							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8681286 m	ESTE	317262 m	ELEVACIÓN	915 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							


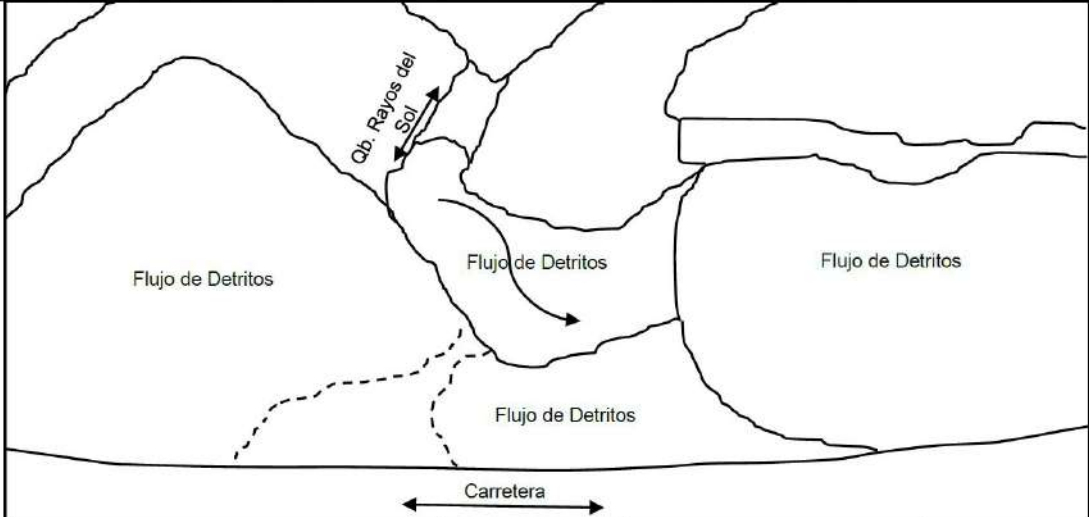


TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	20 m x 100m	ESPESOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

Macizo rocoso medianamente compacto. En la Qb. La Ronda se observa un cono deyeectivo el cual está ocupado por árboles y está poblado en condiciones muy precarias.

NT = No tiene

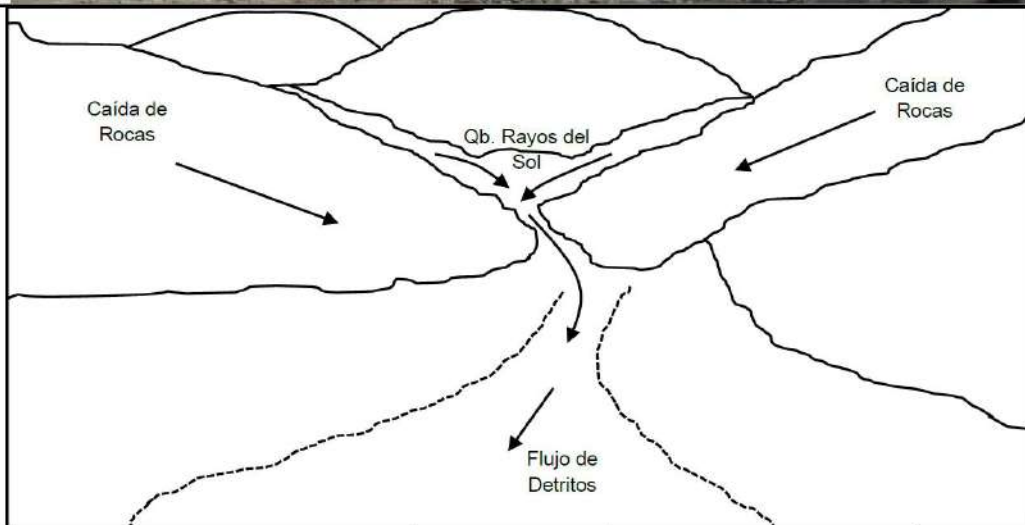
FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 05						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8681335 m	ESTE	317035 m	ELEVACIÓN	917 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						
						
						
TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos		LITOLOGIA	Roca Intrusiva		
DIMENSIONES (Longitud, altura)	20 m x 100m		ESPESOR	5 m		
INCLINACIÓN DEL TALUD	---		TIPO DE MATERIAL	Arenas con roca		
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT		MATRIZ	Variable		

OBSERVACIONES:

Rocas de 10"-30". Escombros con arena y relleno de basura. Pendiente abrupta en la parte alta. Muros de contención.


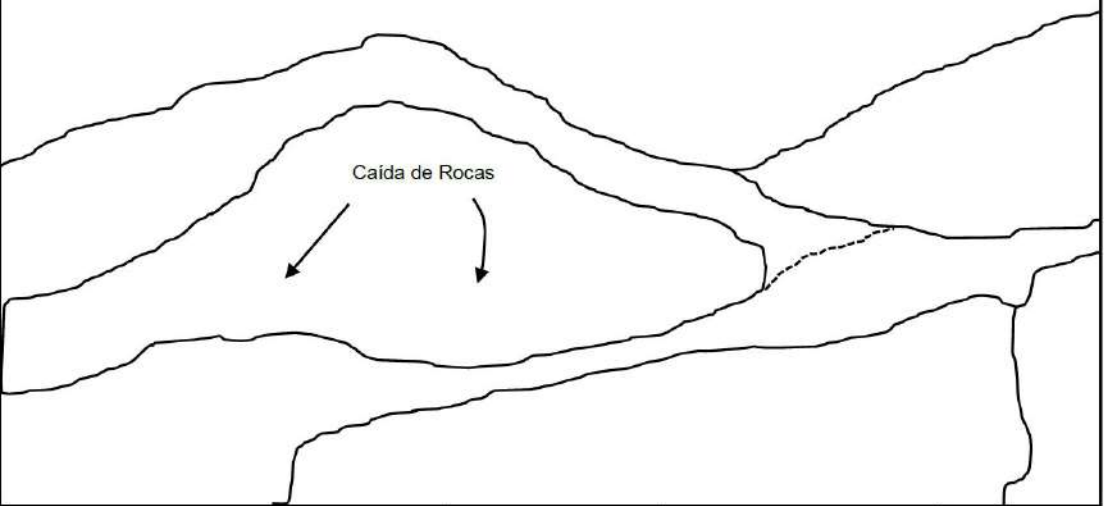
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 06							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8681420 m	ESTE	316964 m	ELEVACIÓN	930 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							



TIPO DE EVENTO	Flujo de detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	30 m x 70m	ESPESOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Material de rocas de 20"-30" y matriz de arena producto del flujo de detritos. Pendiente pronunciada Diques de contención transversal a la quebrada en la parte alta.
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 07							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8681336 m	ESTE	316888 m	ELEVACIÓN	937 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							
							
							
TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas		LITOLOGIA	Roca Intrusiva			
DIMENSIONES (Longitud, altura)	5 m x 10m		ESPESOR	1 m			
INCLINACIÓN DEL TALUD	60°		TIPO DE MATERIAL	Coluvial			
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT		MATRIZ	Variable			

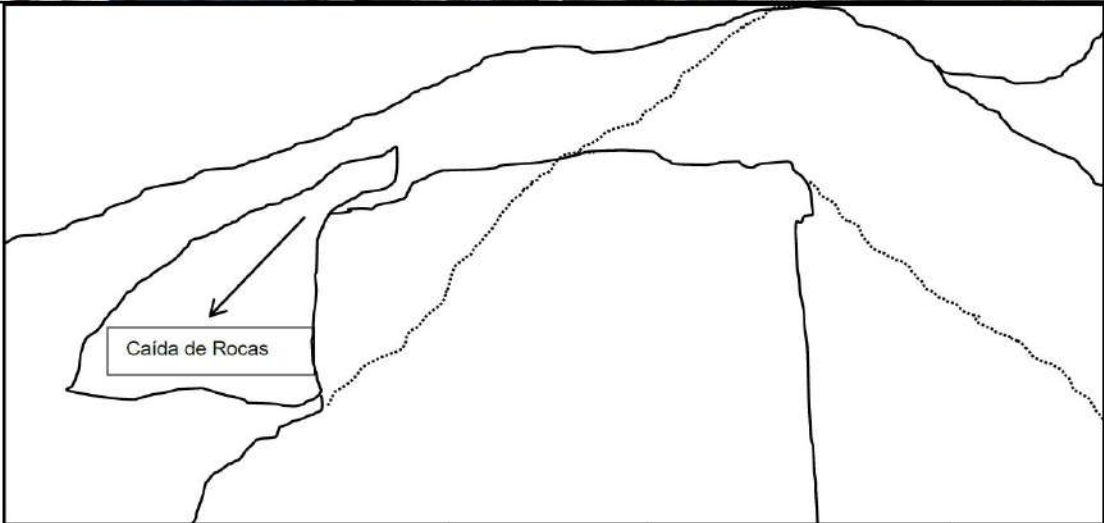
OBSERVACIONES:

Rocas de tamaño de 5" de diámetro aprox.

NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 08
UBICACIÓN**

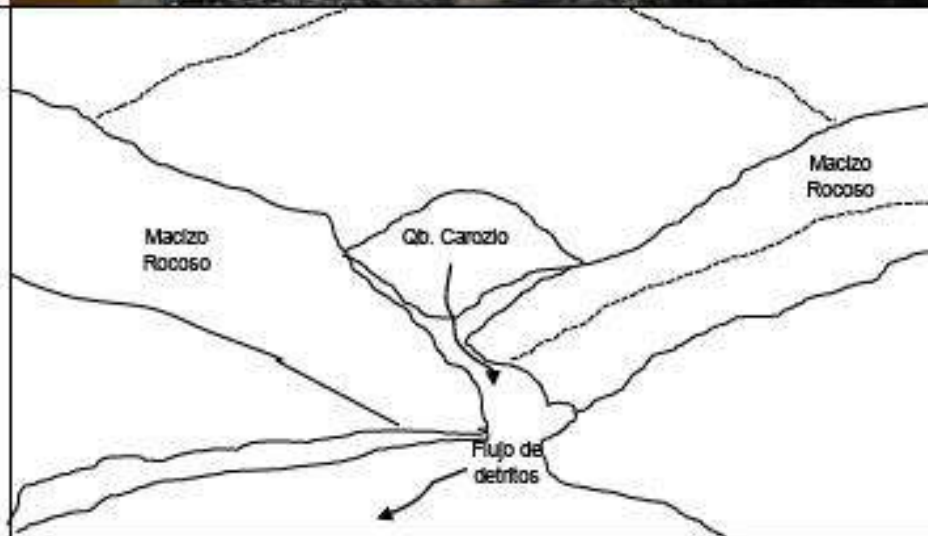
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8680850 m	ESTE	316081 m	ELEVACIÓN	893 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	4 m x 10m	ESPESOR	0.2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	60°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Macizo rocoso de gran potencia y roca de buena calidad. En la parte baja se puede observar rocas en etapa de desprendimiento.
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 09						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8681223 m	ESTE	316243 m	ELEVACIÓN	957 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



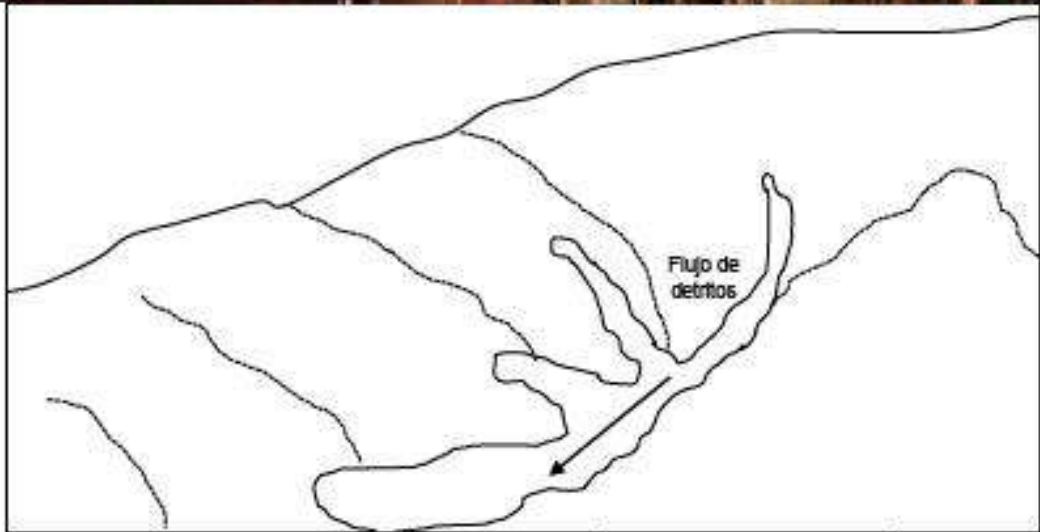
TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	50 X 300	ESPESOR	10 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	50°	TIPO DE MATERIAL	Arena con rocas
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

Pendiente abrupta mayor a 50°, escasa vegetación, postes caídos y muros colapsados en la misma quebrada producto del flujo de detritos.

NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 10						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8680901m	ESTE	316313 m	ELEVACIÓN	894 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



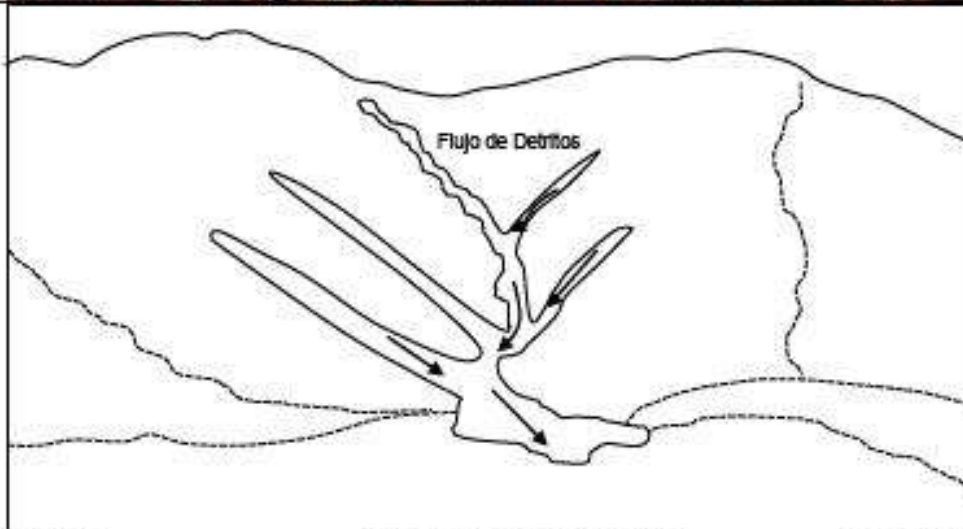
TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	15 m x 170m	ESPESOR	1.5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	45°	TIPO DE MATERIAL	Arena y rocas
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Vegetación en la parte baja el cual detiene el flujo, afecta a viviendas aledañas al cerro.
NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 11**

UBICACIÓN

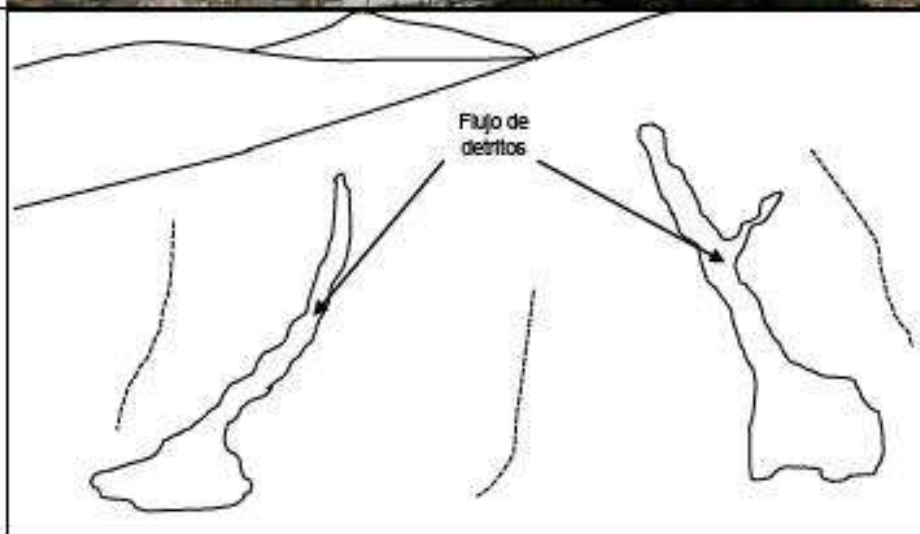
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS					
ZONA 18 S	NORTE	8680645 m	ESTE	316225 m	ELEVACIÓN 863 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012					



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 250m	ESPESOR	2m
INCLINACIÓN DEL TALUD	40°	TIPO DE MATERIAL	Arenas y rocas
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
No se observa ninguna barrera de contención, por ende la población están en constante peligro.
NT - No tiene

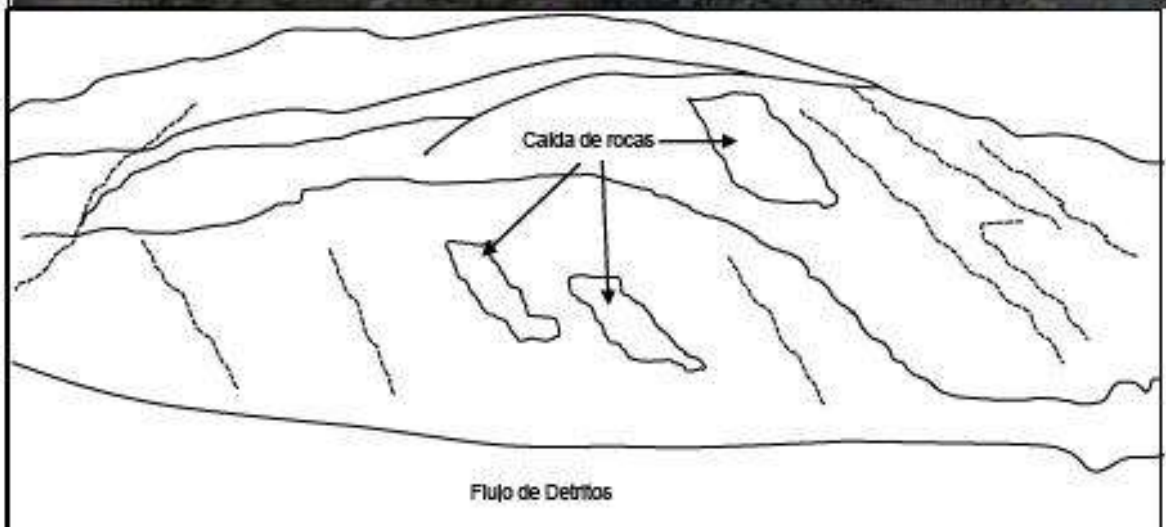
FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 12						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8680077 m	ESTE	315656 m	ELEVACIÓN	838 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 200m	ESPESOR	0.6 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>50°	TIPO DE MATERIAL	Arenas y rocas
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Flujos de mediana dimensión, que afectará en la parte alta de la población.
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 13						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8681290 m	ESTE	314453 m	ELEVACIÓN	1066 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 15m	ESPESOR	1 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	45°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

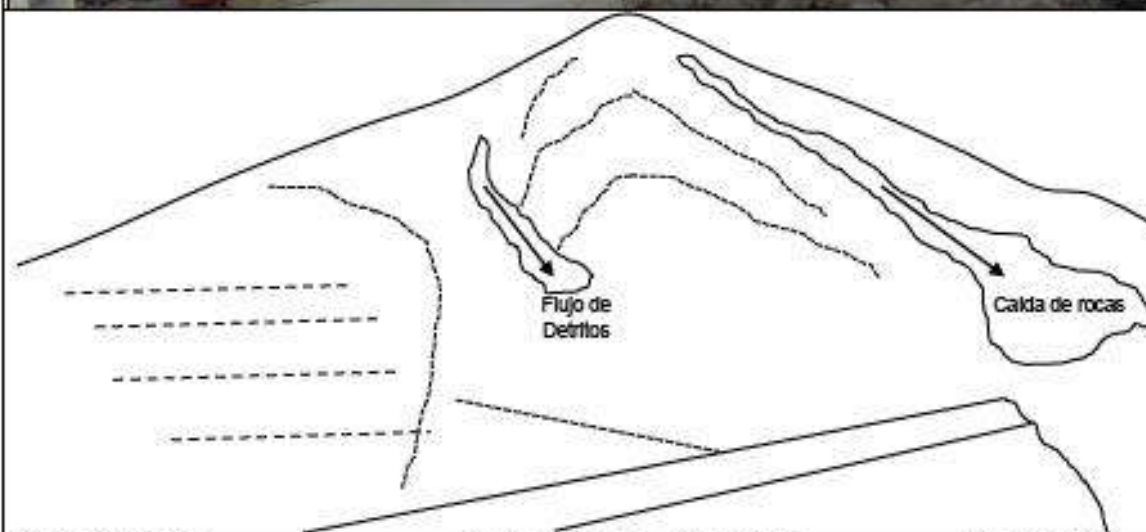
OBSERVACIONES:
La vegetación ayuda a controlar la caída de rocas y no permite que afecte a viviendas aledañas al cerro.
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS

CHOS - 14

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8681290 m	ESTE	314453 m	ELEVACIÓN	1066 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	25 m x 200m	ESPESOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>45°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

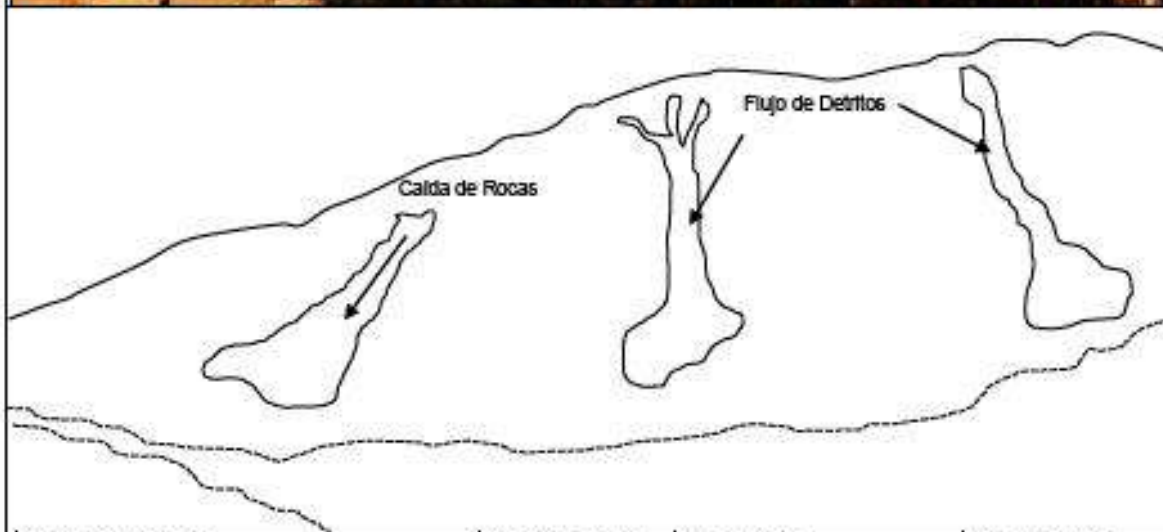
Desprendimiento de rocas con escasa vegetación, pendiente moderada que afecta a viviendas aledañas al macizo rocoso.

NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 15**

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8680349 m	ESTE	314509 m	ELEVACIÓN	966 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Calda de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	50 m x 200m	ESPESOR	5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	30°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	10 m

OBSERVACIONES:

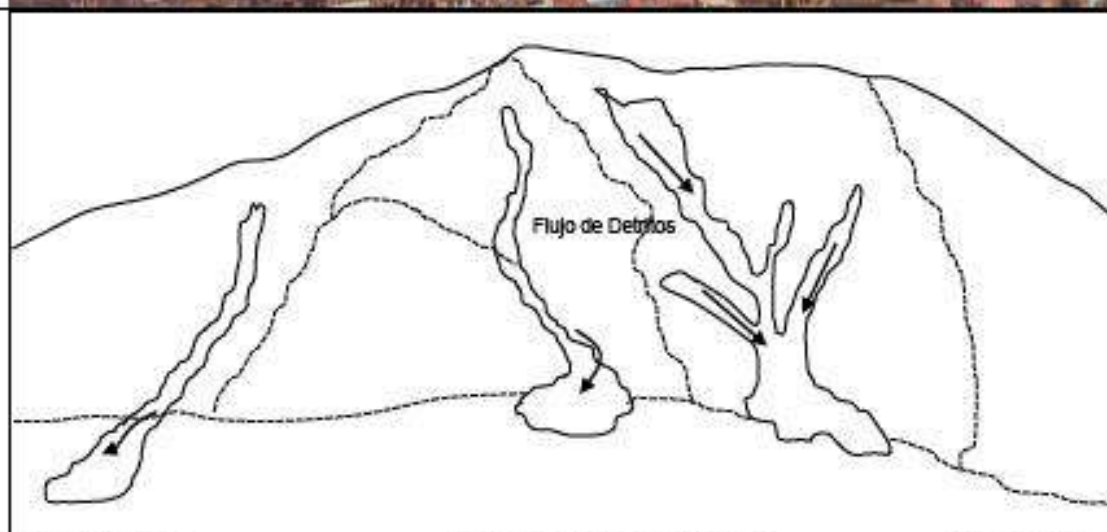
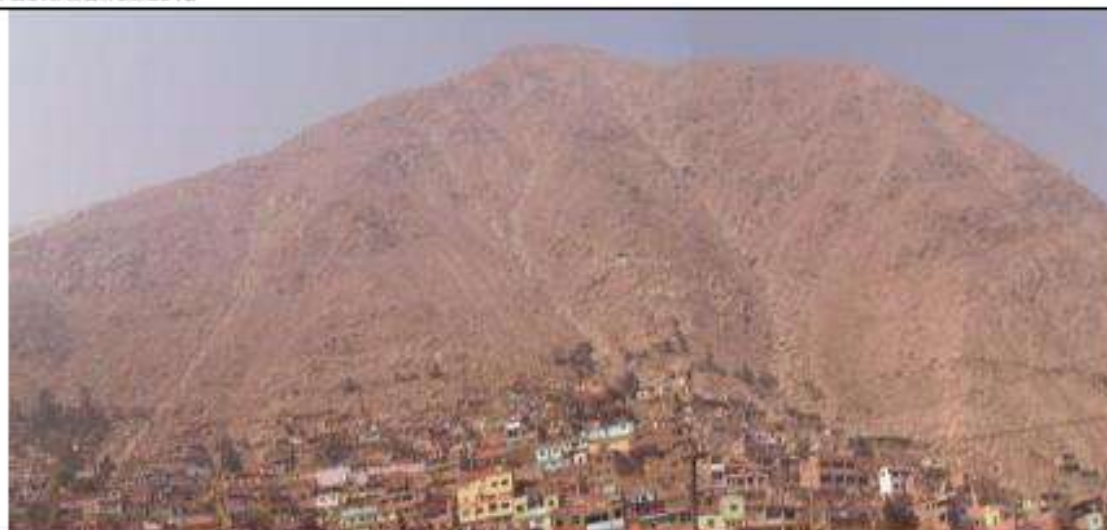
Desprendimiento de rocas con escasa vegetación en la parte alta, pendiente media que afecta a viviendas aledañas al macizo rocoso.

NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 16**

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8680110 m	ESTE	315752 m	ELEVACIÓN	881 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



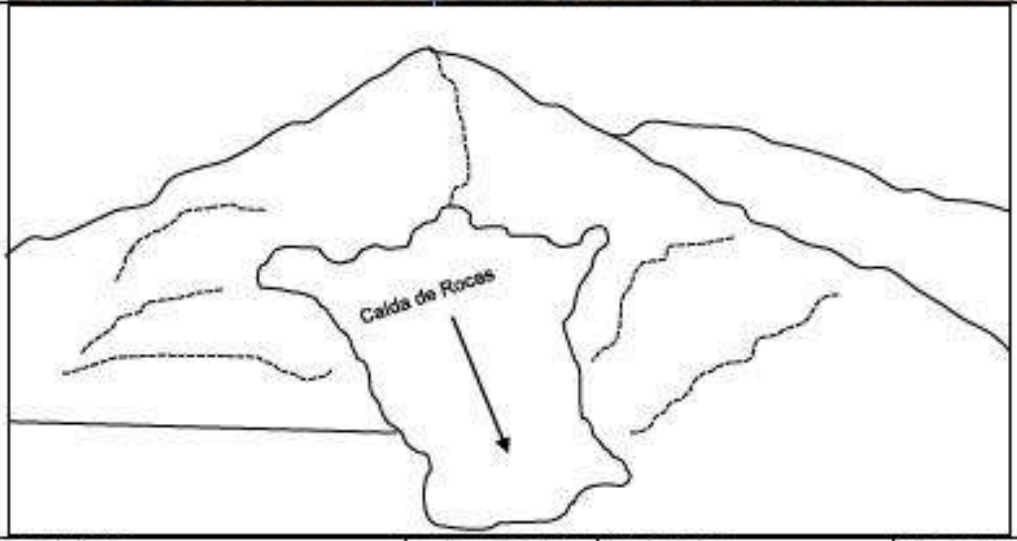
TIPO DE EVENTO	Flujo de detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	8 m x 160m	ESPESOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	50°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

Flujos que afectan al canal de agua, escasa vegetación.

NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 17							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA		DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8679228 m	ESTE	314791 m	ELEVACIÓN	849 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							



TIPO DE EVENTO	Caída de Rocas	LITOLÓGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	60 m x 150m	ESPEJOR	0.5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Macizo rocoso medianamente compacto. Escasa vegetación al borde del macizo rocoso.
NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS

CHOS - 18

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8679173 m	ESTE	314151 m	ELEVACIÓN	848 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 150m	ESPESOR	1 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

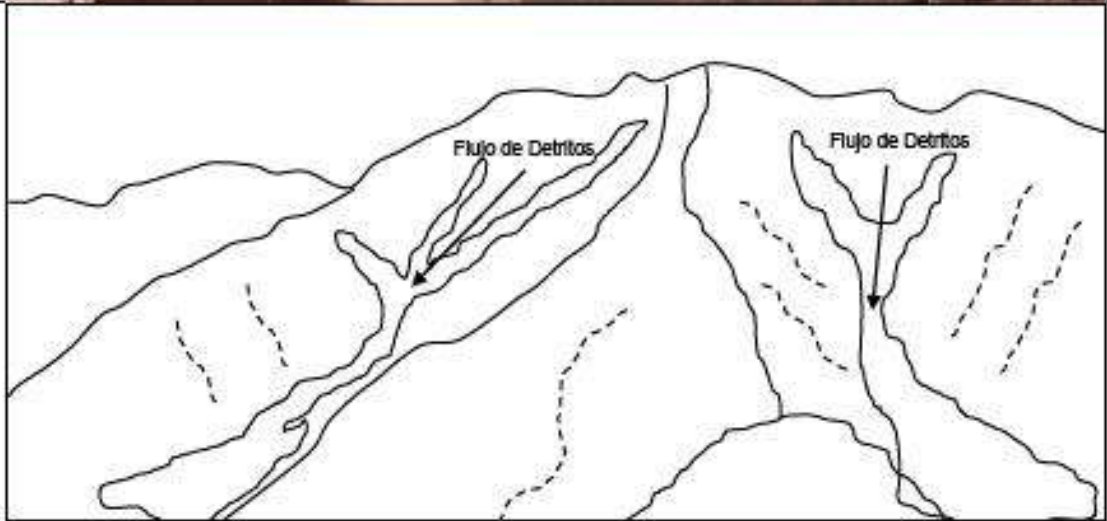
Flujo que afecta al canal de agua.

NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLOGICOS
CHOS - 19**

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8679018 m	ESTE	313758 m	ELEVACIÓN	936 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 250m	ESPESOR	0.5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	30°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
NT = No tiene

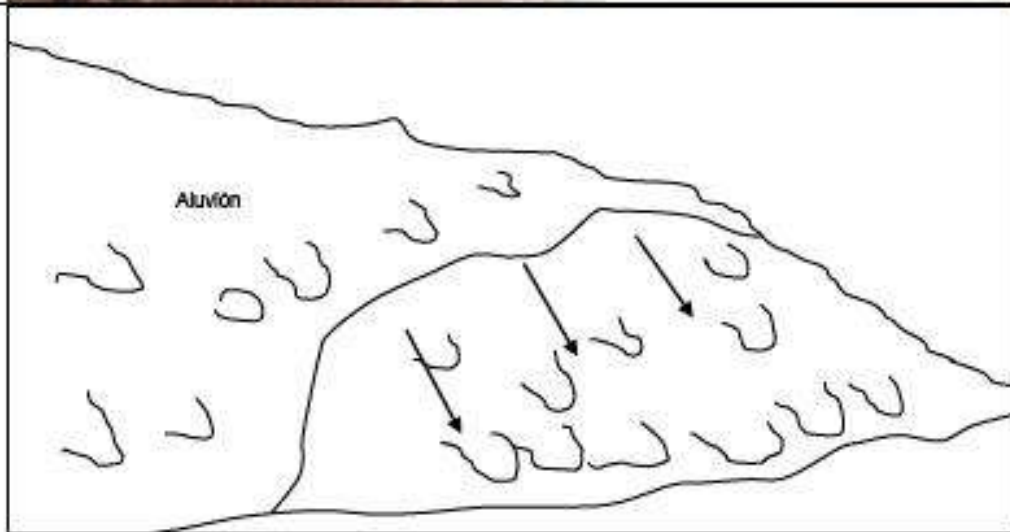
**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 20**

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA
--------------	------	-----------	------	----------	----------------------

COORDENADAS GPS

ZONA 18 S	NORTE	8678818 m	ESTE	313801 m	ELEVACIÓN	826 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Dep. cuaternario reciente
DIMENSIONES (Longitud, altura)	20 m x 10m	ESPESOR	6 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	--	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Material con rocas de 10"-20" de diámetro con matriz de arena producto del flujo de detritos.

NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS						
CHOS - 21						
UBICACIÓN						
DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8678712 m	ESTE	313120 m	ELEVACIÓN	821 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	20 m x 400m	ESPESOR	1 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>30°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
Material suelto con rocas de < a 8" y como matriz arena.
NT = No tiene

**FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS
CHOS - 22**

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO	LIMA	PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS						
ZONA 18 S	NORTE	8678582 m	ESTE	312723 m	ELEVACIÓN	807 m.s.n.m.
FECHA: 27/06/2012						



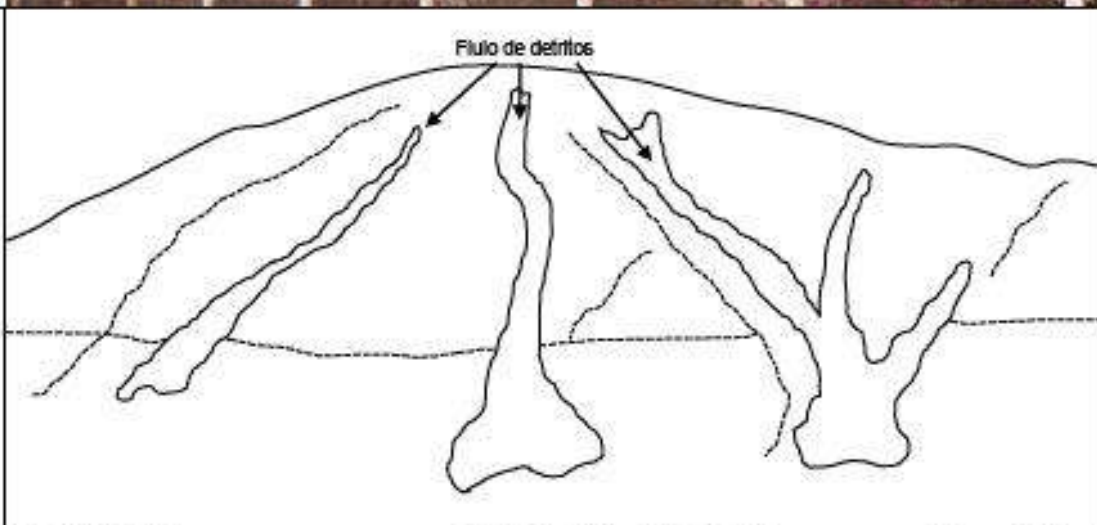
TIPO DE EVENTO	Caida de Rocas	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	25 m x 200m	ESPESOR	0.5 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>45°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:

Rocas de tamaño menor a 10" de diámetro aprox.

NT = No tiene

FICHA DE EVENTOS GEOLÓGICOS							
CHOS - 23							
UBICACIÓN							
DEPARTAMENTO	LIMA		PROVINCIA	LIMA	DISTRITO	LURIGANCHO - CHOSICA	
COORDENADAS GPS							
ZONA 18 S	NORTE	8678322 m	ESTE	312631 m	ELEVACIÓN	790 m.s.n.m.	
FECHA: 27/06/2012							



TIPO DE EVENTO	Flujo de Detritos	LITOLOGIA	Roca Intrusiva
DIMENSIONES (Longitud, altura)	10 m x 350m	ESPEJOR	2 m
INCLINACIÓN DEL TALUD	>40°	TIPO DE MATERIAL	Coluvial
SUPERFICIE DE RUPTURA	NT	MATRIZ	Variable

OBSERVACIONES:
 Macizo rocoso de gran potencia. En la parte media se observa vegetación que ayuda a controlar la caída de rocas producto del flujo de detritos.
 NT = No tiene

ANEXO B

Estudios realizados durante la ejecución del presente estudio

RESIDUALES Y ANOMALIAS DE ESTACIÓN EN PERU DEDUCIDAS DE ONDAS P TELESISMICAS

Bilha Herrera y Hernando Tavera

Instituto Geofísico del Perú-Dirección de Sismología. Calle Badajoz 169, Mayorazgo, Ate-Perú. Email: bilha.herrera@igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El análisis de residuales de tiempos de recorrido de las ondas sísmicas y anomalías de estación es uno de los métodos de la investigación sismológica utilizado para evaluar y analizar las propiedades físicas presentes en la corteza y manto superior. Este método consiste en realizar la corrección entre el tiempo teórico de un evento sísmico, comparado con su tiempo de propagación observado en un sismograma, para lo cual se considera un modelo de Tierra estándar y simétrico.

Las anomalías de estación han sido objeto de numeroso trabajos a nivel mundial entre los que se puede mencionar los de Cleary y Hales (1966), Poupinet (1977), Dorbath y Dorbath (1985). Aplicaciones de este método en Perú solo se conoce el trabajo realizado por Tavera (1987), en el que utilizando onda P y PKIKP telesísmicas calculó las anomalías de estación para deducir el espesor de la corteza para la región central de Perú.

Utilizando la misma metodología, en el presente trabajo se calcula los residuales y anomalías de estación para ondas P telesísmicas registradas en 14 estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) durante el periodo 2000-2008.

METODOLOGÍA APLICADA

Uno de los métodos sismológicos para conocer las heterogeneidades laterales de la litosfera y determinar la estructura profunda de continentes consiste en comparar el tiempo observado de recorrido de la onda de P con los tiempos del recorrido calculados para un modelo homogéneo y estándar de la Tierra. Esta diferencia de tiempo es conocida como residual y a partir de ella se calcula las Anomalías de Estación. En general, la residual R_{ij} es la suma de las anomalías alrededor del foco (F_i), anomalías dentro del manto (R_k), y de anomalías alrededor de la estación (S_j), tal como se muestra en la Figura 1.

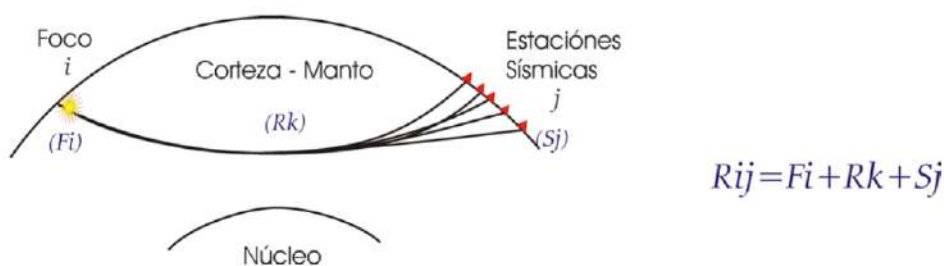


Figura 1. Esquema de Residuales de las ondas sísmicas. F_i es la anomalía alrededor del foco, R_k la anomalía en el manto y S_j la anomalía alrededor de la estación.

INTERFEROMETRIA SISMICA APLICADA EN EL AREA DE MANTARO-TABLACHACA

Bilha Herrera y Hernando Tavera

Instituto Geofísico del Perú-Dirección de Sismología
Calle Badajoz 169, Mayorazgo, Ate-Perú
bilha.herrera@igp.gob.pe

INTRODUCCION

Grandes y densas redes de estaciones sísmicas son comúnmente usadas para el monitoreo de terremotos en todo el mundo pero estas estaciones también registran ruido sísmico ambiental constantemente. Tradicionalmente, los sismólogos analizaban solamente las ondas de los terremotos o fuentes artificiales de energía que viajan a través de la Tierra, con el fin de hacer inferencias acerca de su estructura y propiedades físicas. Sin embargo, las ondas generadas por ruido ambiental (viento, olas del mar, actividad antropogénica, etc.), también viajan constantemente a través de la Tierra; por lo que, muchos investigadores supusieron, que el ruido sísmico también debería contener información similar acerca del interior de la Tierra.

Antes del año 2003 no se sabía cómo extraer la información útil del subsuelo utilizando ruido ambiental. Hasta el surgimiento del método de interferometría sísmica (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004, 2005; Wapenaar, 2004; Van-Manen et al., 2006; Wapenaar y Fokkema, 2006; Curtis et al., 2006; Nicolson et al., 2011).

Este método permite descifrar información contenida en las ondas del ruido ambiental para crear una señal útil, similar a la sísmica de reflexión, de hecho se obtiene un sismograma artificial de lo que solía ser llamado ruido. Este nuevo sismograma puede ser utilizado para obtener imágenes del subsuelo utilizando los métodos tradicionales como tomografía de imágenes. En la Figura 1 se muestra el ejemplo de la aplicación de este método utilizando datos de la red sísmica del sur de California.

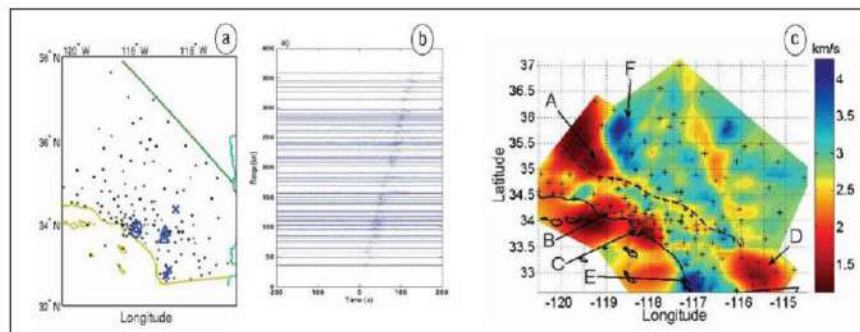


Figura 1. Aplicación de Interferometría sísmica en Baja California Sur. (a) Mapa con 150 estaciones de la red sísmica de California del Sur SCSN. (b) Registros generados por correlación cruzada de un mes de ruido ambiental. (c) Mapa de velocidad de grupo de ondas superficiales (Curtis et al. 2006).

En el presente estudio se aplica la técnica de Interferometría Sísmica en el área de Mantaro-Tablachaca usando seis meses de registro continuo de ruido sísmico ambiental registrado por 7 estaciones que integran la red sísmica local de Mantaro-Tablachaca (Enero-Junio del 2010).

TEORIA Y METODOLOGIA

Interferometría sísmica es un método que permite caracterizar la propagación de ondas entre dos receptores, siendo posible extraer funciones de Green a partir del ruido sísmico ambiental, lo cual proporcionará información acerca del subsuelo. Una forma simple de explicar la interferometría sísmica es considerando un análisis 1-D. En la Figura 2 se considera dos estaciones con vectores de