



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA  
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL  
CENTRO PERUANO JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**

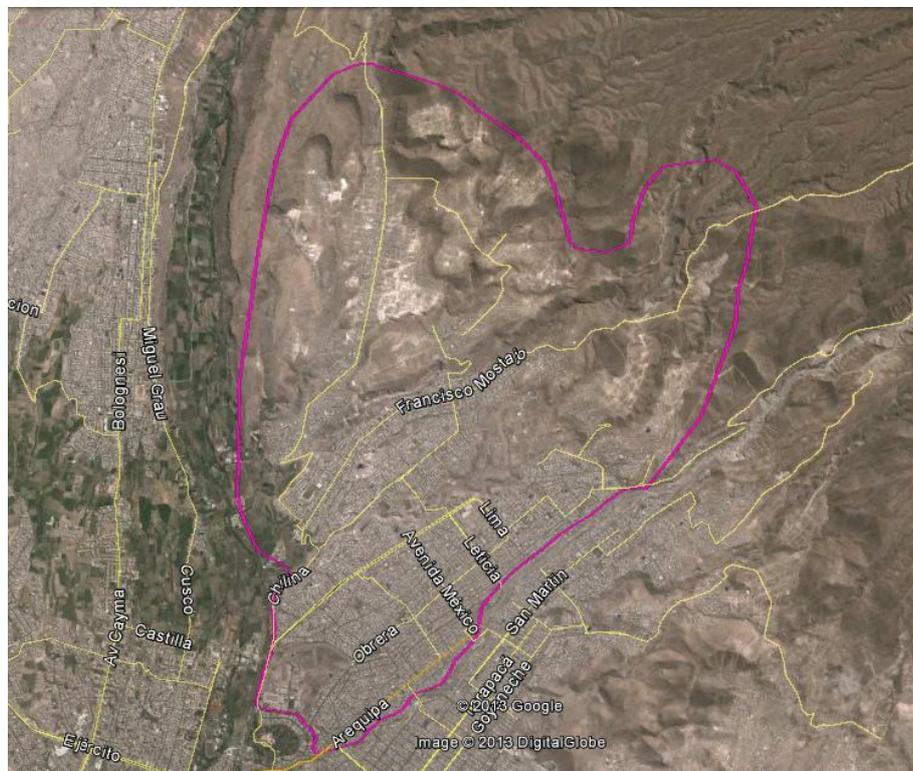


**“ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA SÍSMICA Y  
EVALUACIÓN DEL RIESGO EN ZONAS UBICADAS EN LOS  
DISTRITOS DE CARABAYLLO Y EL AGUSTINO (PROVINCIA Y  
DEPARTAMENTO DE LIMA); DISTRITO DEL CUSCO (PROVINCIA  
Y DEPARTAMENTO DEL CUSCO); Y DISTRITO DE ALTO SELVA  
ALEGRE (PROVINCIA Y DEPARTAMENTO DE AREQUIPA)”**

**PRODUCTO 04: DISTRITO DE ALTO SELVA ALEGRE (PROVINCIA  
Y DEPARTAMENTO DE AREQUIPA)**

**TOMO II**

**ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO**



**LIMA – NOVIEMBRE 2013**



## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>5</b>
<b>2. OBJETIVO DEL ESTUDIO</b> .....	<b>6</b>
<b>3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	<b>7</b>
<b>4. INFORMACIÓN RECOPIADA</b> .....	<b>7</b>
4.1. Estudios Geológicos y Geotécnicos .....	7
4.2. Datos Catastrales .....	8
4.3. Otros Estudios Relacionados con Gestión del Riesgo .....	8
<b>5. PELIGROS RELACIONADOS A EVENTOS NATURALES</b> .....	<b>9</b>
5.1. Marco Geológico Regional .....	9
5.1.1. Geomorfología Regional .....	9
5.2. Litología Regional.....	10
5.3. Marco Geológico Local.....	11
5.3.1. Geomorfología Local .....	11
5.4. Lito Estratigrafía Local .....	12
5.5. Aspectos Estructurales .....	13
5.6. Peligros Geológicos Naturales .....	13
5.6.1. Peligros Geológicos .....	14
5.6.2. Peligros Geológico-geotécnicos .....	15
5.6.3. Peligros Geológico-climatológicos .....	15
<b>6. PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO</b> .....	<b>17</b>
6.1. Características Geomorfológicas .....	17
6.2. Neotectónica de las Principales Fuentes Sismogénicas .....	18
6.2.1. Emplazamiento Tectónico Regional .....	18
6.2.2. Zonificación Tectónica.....	20
6.2.3. Sistemas de Fallas en la Región Sur del Perú .....	22
6.3. Sismotectónica Regional.....	23
6.3.1. Sismicidad del Área de Influencia .....	24
6.3.2. Historia Sísmica de la Región en Estudio .....	24
6.3.3. Sismicidad Instrumental en el Área de Influencia .....	28
6.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico .....	29
6.4.1. Fundamentos .....	29
6.4.2. Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas .....	31
6.4.3. Estimación de Parámetros de Sismicidad Local .....	34
6.4.4. Atenuación de las Ondas Sísmicas.....	37
6.4.5. Clasificación del Sitio para Diseño Sísmico .....	37
6.4.6. Determinación del Peligro Sísmico.....	39
6.5. Resultados .....	42
<b>7. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA</b> .....	<b>43</b>
7.1. Información Geotécnica Recopilada .....	43



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



7.2. Exploración de Campo.....	43
7.2.1. Excavación de calicatas.....	43
7.2.2. Descripción de perfiles de rocas en taludes .....	44
7.3. Ensayos de Laboratorio.....	45
7.3.1. Ensayos de Mecánica de Suelos.....	45
7.3.2. Análisis Químico.....	46
7.4. Perfil estratigráfico.....	46
7.5. Agresión del Suelo al Concreto de Cimentación .....	47
7.6. Mediciones de Microtremor .....	48
7.6.1. Método de Nakamura.....	48
7.6.2. Resultados .....	51
7.7. Determinación de Perfiles Sísmicos.....	51
7.7.1. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte .....	51
7.7.2. Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión.....	53
7.7.3. Resultados .....	54
<b>8. MAPAS.....</b>	<b>56</b>
8.1. Tipos de Suelos .....	56
8.2. Microzonificación Geotécnica .....	57
8.3. Peligros de Origen Natural.....	59

## REFERENCIAS



**TOMO II**

**ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO**

**DISTRITO DE ALTO SELVA ALEGRE**

Anexo A

A.1. Mapas

- Geológico Regional A.1 – 1
- Geológico Local A.1 - 2

Anexo B

B.1. Sismos Históricos

B.2. Isosistas Disponibles

B.3. Mapas

- Fuentes Sismogénicas de Subducción B.3 - 1
- Fuentes Sismogénicas Continentales B.3 - 2
- Densidad Sísmica B.3 - 3
- Distribución de Epicentros B.3 - 4
- Neotectónica Regional B.3 - 5
- Proyección Transversal de la Zona de Estudio B.3 - 6

Anexo C

C.1. Tablas de Exploración Geotécnica

- Tabla 1: Relación de sondajes recopilados
- Tabla 2: Relación de calicatas ejecutadas
- Tabla 3: Relación de taludes descritos
- Tabla 4: Resultados de ensayos estándar de mecánica de suelos.
- Tabla 5: Resultados de corte directo.
- Tabla 6: Resultados de peso volumétrico.
- Tabla 7: Resultados de ensayos químicos.
- Tabla 8: Elementos químicos nocivos para la cimentación

C.2. Registros de sondajes recopilados

C.3. Registros de sondajes ejecutados

C.4. Certificados de ensayos de laboratorio

C.5. Perfil estratigráfico

C.6. Panel fotográfico de Exploración Geotécnica

C.7. Tablas de Exploración Geofísica

- Tabla 1: Ubicación de los Puntos de Microtremores Ejecutados y sus Valores de Periodo.
- Tabla 2: Ubicación de Líneas MASW Ejecutadas
- Tabla 3: Resumen de Perfiles de Ondas de Corte  $V_s$  – Líneas MASW Ejecutadas
- Tabla 4: Ubicación de Líneas de Refracción Sísmica Ejecutadas



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

## CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Tabla 5: Resumen de Perfiles de Ondas Compresionales  $V_p$  - Líneas de Refracción Sísmica Ejecutadas
- C.8. Registros de Microtremores Ejecutados.
- C.9. Registros de Ondas Sísmicas MASW Ejecutados.
- C.10. Curvas de Dispersión MASW Ejecutados.
- C.11. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte Ejecutados.
- C.12. Dromocrónicas.
- C.13. Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión Ejecutados.
- C.14. Panel Fotográfico.
- C.15. Mapas
  - Ubicación de Sondajes Recopilados y Ejecutados C.15 - 1
  - Ubicación de Puntos de Microtremores C.15 - 2
  - Ubicación de Perfiles Sísmicos C.15 - 3



**TOMO II  
ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO  
DISTRITO DE ALTO SELVA ALEGRE**

**1. INTRODUCCIÓN**

Con fecha 23 de febrero de 2010, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Marco de Cooperación Interinstitucional con la finalidad de promover acciones de mutua colaboración en lo referido a brindar cooperación técnica en materia de estudios, elaboración, supervisión, ejecución y evaluación de proyectos y obras de ingeniería y arquitectura, así como la prestación de servicios compatibles a ambas entidades.

En fecha 15 de abril de 2010, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, cuya finalidad fue prestar apoyo para la realización del Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la ciudad de Lima, el objetivo fue analizar el riesgo de la ciudad de Lima y Callao, con énfasis en seis distritos representativos de la zona urbana: San Juan de Lurigancho, Villa El Salvador, Puente Piedra, Chorrillos, La Molina y Comas. Este estudio fue ejecutado por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) que dio como resultado una valiosa información referente al cálculo del costo de reparación y reposición de viviendas e infraestructura de saneamiento.

En fecha 22 de Julio de 2011, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, cuya finalidad fue el Estudio de Estimación de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento frente a un evento sísmico severo en algunas ciudades del País. En este estudio se obtuvo como resultado una herramienta para el cómputo de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento, para ser utilizado en ciudades intermedias, cuyo diagnóstico es dependiente de la calidad de información suministrada al modelo.

En fecha 19 de Diciembre de 2011, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar el desarrollo de información, en aquellas zonas que habían sufrido mayor afectación como consecuencia de los sismos del 15 de agosto de 2007. En ese sentido, se realizó el “Estudio de Microzonificación Sísmica para el ámbito Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas” Este estudio dio como resultado información referente al cálculo del costo de reparación y reposición de viviendas e infraestructura de saneamiento en los distritos en estudio.



Con fecha 03 de Agosto de 2012, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar el “Estudio de Microzonificación Sísmica, Mapas de Peligros Múltiples y Análisis de Riesgo de los distritos del Cercado de Lima, Ventanilla y de las ciudades de Chincha y Contumazá”. Este estudio fue ejecutado por el CISMID y proporcionó como resultados mapas de microzonificación sísmica, mapas de peligros naturales y de riesgo sísmico de las zonas de estudio, siendo estos mapas de gran utilidad para el desarrollo urbano de estas localidades.

El Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, a través del Programa Nuestras Ciudades del Viceministerio de Vivienda y Urbanismo, se encarga de la gestión del riesgo de desastres en zonas urbanas, a través del diseño de un sistema de gestión integral de riesgo de desastres naturales que comprenda las acciones de prevención y mitigación. Actualmente tiene una gran preocupación debido a que según estudios realizados por distintas instituciones nacionales e internacionales, el principal riesgo que enfrenta el país es el sísmico. El escenario catastrófico prominente para el país sería un eventual sismo que afectará ciudades ubicadas sobre el Pacífico. Además del impacto sobre la población, tanto la infraestructura de servicios públicos como las viviendas serían los sectores más afectados y que generarían las mayores pérdidas económicas demandando sustanciales recursos financieros para la posterior rehabilitación y reconstrucción.

Con fecha 09 de Setiembre de 2013, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar los “Estudios de Microzonificación Geotécnica Sísmica y Evaluación del Riesgo en Zonas Ubicadas en los Distritos de Carabayllo y el Agustino (Provincia y Departamento de Lima); distrito del Cusco (provincia y departamento del Cusco); y distrito de Alto Selva Alegre (Provincia y Departamento de Arequipa). Estos estudios serán ejecutados por el CISMID.

El presente informe incluye todas las actividades de los Estudios de Microzonificación Geotécnica Sísmica y evaluación del Riesgo en la zona de estudio ubicada en el distrito de Alto Selva Alegre (provincia y departamento de Arequipa).

## **2. OBJETIVO DEL ESTUDIO**

El objetivo principal del estudio es el desarrollo de Mapas de Microzonificación Geotécnica Sísmica, Peligros Naturales, Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de la zona de estudio ubicada en el distrito de Alto Selva Alegre (Provincia y Departamento de Arequipa), a través de un análisis de la sismicidad de la zona, condiciones geotécnicas, determinación de demandas en las edificaciones y finalmente la evaluación del riesgo sísmico.

Para ello será necesario desarrollar como objetivos complementarios lo siguiente:



- Elaborar el estudio de microzonificación geotécnica y sísmica basado en el Peligro Sísmico, la Geotecnia, la Geofísica y la Dinámica de los Suelos en el área de estudio.
- Realizar la evaluación de eventos naturales que apliquen para el ámbito de estudio y representarlos en un mapa de peligros naturales.
- Determinar el grado de vulnerabilidad en áreas de ocupación urbana, material de la edificación, número de pisos, sistema estructural predominante y otros.
- Análisis del riesgo sísmico en las zonas de estudio.
- Análisis de riesgo sísmico de las redes de distribución de agua, en los lugares donde la disponibilidad de datos lo permita.
- Elaboración de bases de datos geoespaciales para la sistematización de la información generada.

### **3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

El distrito de Alto Selva Alegre fue fundado como urbanización Alto de la Selva Alegre por un grupo de personas entre ellos Alejandro Pareja Bueno, Miguel Escalante Vela y Augusto Rivera Bueno 13 de abril de 1947.

El distrito se encuentra ubicado entre el centro histórico y el volcán Misti, separado de Cayma por el río Chili, también separado de Miraflores por la torrentera. El distrito en forma delgada, como una torre de cabeza, fue creado mediante Decreto Ley No. 25849 del 16 de noviembre de 1992, en el gobierno del Presidente Alberto Fujimori.

El área de estudio para este distrito es de 1 727.74 Ha y se encuentra definido en el Mapa II-1 del presente Tomo II, el cual fue proporcionado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento.

### **4. INFORMACIÓN RECOPIADA**

A continuación se presenta la recopilación de información relacionada con el objetivo del estudio, esta recopilación ha sido utilizada en las diferentes áreas del presente informe.

#### **4.1. Estudios Geológicos y Geotécnicos**

Para los estudios geológicos se tomó como referencia los Boletines N°23 y N°24: Carta Geológica Nacional, Geología del Cuadrángulo de Arequipa y de Characato, editados por el INGEMMET en Noviembre de 1969 y Abril de 1970 respectivamente. La información relevante para el distrito de Alto Selva Alegre fue extraída y utilizada en la elaboración del ítem 5: Peligros Relacionados a Eventos naturales, del presente informe, tomo II.



#### **4.2. Datos Catastrales**

Se utilizó la cartografía base urbana georreferenciada a nivel de manzanas, con los principales elementos como vías, áreas verdes, establecimientos, curvas de nivel, límite distrital, entre otros para la zona de estudio del distrito de Alto Selva Alegre. Esta proyección se encuentra en un sistema de proyección UTM-WGS84 – Zona 18 Sur. Esta información fue proporcionada por el MVCS.

La información mencionada fue utilizada para elaborar los respectivos mapas que se presentan en los tomos I, II y III del presente estudio.

#### **4.3. Otros Estudios Relacionados con Gestión del Riesgo**

A continuación se presenta la lista de otros estudios desarrollados por nuestra institución relacionados con la estimación del Riesgo Sísmico y cuya experiencia aprendida y asimilada en su ejecución nos han servido como guía para la elaboración del presente estudio:

- “Elaboración del Plan de Reconstrucción y Prevención de Desastres para las Ciudades Afectadas por el Terremoto del 15 de Agosto de 2007”, solicitado por la Presidencia del Consejo de Ministros, 2007.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y Zonificación de Peligro de Tsunami en las Ciudades de Chincha Baja y Tambo de Mora”, solicitado por el Banco Mundial, 2008.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la Ciudad de Lima”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2010.
- “Estudio de Estimación de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento frente a un Evento Sísmico en Algunas Ciudades del País”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2011.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la Ciudad de Lima”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2010.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica para el Ámbito Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2011.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica, Mapas de Peligros Múltiples y Análisis de Riesgo en los distritos del Cercado de Lima, Ventanilla y de las Ciudades de Chincha y Contumazá”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2012.
- “Evaluación del Riesgo Sísmico del distrito de Breña”, solicitado por el Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres – CENEPRED, 2012.



- “Estudio de las Condiciones Geológicas, Geotécnicas y Evaluación del Riesgo en el Cerro El Agustino y Franja del Teleférico Cerro El Agustino”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2013.

## **5. PELIGROS RELACIONADOS A EVENTOS NATURALES**

### **5.1. Marco Geológico Regional**

El entorno regional donde se encuentra el área de estudio, lo conforman relieves montañosos constituidos por volcanes y laderas semi-planas, producidas por depositación de materiales de origen volcánico y aluvial principalmente.

Se depositaron rocas volcánicas del Grupo Tacaza, en el Terciario medio. Durante el Plioceno hubo una nueva etapa de volcanismo, representada por los Volcánicos Sencca, que cubrió grandes regiones en el Sur del Perú.

Posteriormente se produjo el levantamiento andino, en el cual se originó una erosión intensa cuyos productos rellenaron las partes bajas, formándose nuevos valles. Inmediatamente después o al mismo tiempo, tuvo lugar una intensa actividad volcánica, donde se formaron numerosos volcanes como el Misti y Chachani.

La actividad glacial no fue muy activa, no se ha encontrado mucho material morrénico, solo en las partes superiores de los volcanes más elevados.

#### **5.1.1. Geomorfología Regional**

Los rasgos geomorfológicos regionales, están representados por las siguientes geoformas:

-Arco volcánico del Barroso

Es una cadena de montañas agrestes de origen volcánico, que siguen un alineamiento claramente circular con su concavidad hacia el Océano Pacífico. Está conformado por los aparatos volcánicos Chachani, Pichupichu y Misti, además de numerosos conos volcánicos de menor altitud. Los volcanes han desarrollado un sistema de drenaje de diseño radial.

-Penillanura de Arequipa

Forma una superficie suavemente ondulada de forma triangular, comprenden las localidades de Arequipa, Yura, está rodeada de cerros



altos que forman parte de la Cordillera de Laderas, de las Estribaciones del Altiplano y del Arco del Barroso.

La penillanura se ha formado por materiales de origen volcánico del Sencca, que ocuparon una depresión originada posiblemente por erosión. Presentan un sistema de quebradas paralelas, con caudales temporales que drenan a los ríos Chili y Yura.

## **5.2. Litología Regional**

Regionalmente las rocas son volcánicas, y que han producido depósitos recientes inconsolidados, debido al intemperismo de las mismas. La actividad volcánica se ha agrupado según su edad geológica, teniéndose así:

### **-Grupo Tacaza**

Las rocas volcánicas del Grupo Tacaza, presentan una superficie de relieves suaves, aunque en las quebradas, los bancos más resistentes de lavas y tufos macizos presentan escarpas. El grupo está conformado por bancos gruesos de conglomerados con elementos redondeados de andesitas afaníticas o porfíricas, también presenta intercalaciones de tobas brechoides. Estas tobas son de estructura fluida incipiente, son semejantes a los sillares de tonos blancos o rosados.

### **-Volcánico Sencca**

Compuesta por tobas de composición dacítica o riolítica, conteniendo además fragmentos de pómez y lavas. Las rocas por lo general son compactas, se presentan en bancos gruesos mostrando muchas veces una disyunción prismática, dando lugar a bloques columnares.

### **-Depósitos disgregados**

Son de edades geológicas del Cenozoico, asignado a los sistemas Neógeno y Cuaternario, siendo según su composición:

- Depósitos aluviales
- Flujos de barro
- Depósitos de morrenas y fluvio glaciares
- Flujos piroclásticos
- Depósitos de caída de trefas
- Depósito de avalanchas de escombros inconsolidados
- Lavas andesíticas a traqui andesitas



### 5.3. Marco Geológico Local

Como resultado del levantamiento geológico realizado por el Ing. Julio César Zedano; en el distrito de Alto Selva Alegre, se ha determinado que el basamento rocoso está conformado por rocas de origen volcánico de edad geológica del Cenozoico Pleistocénico, asignadas al Grupo Barroso; el material de cobertura está constituido por material disgregado de origen volcánico, aluvial y eólico, de edad del Cuaternario reciente. (Ver Anexo A, Mapa Geológico Local A.1-2).

#### 5.3.1. Geomorfología Local

Las geoformas que conforman el relieve existente en la zona de estudio, se ha producido por acumulación de materiales de origen volcánico, siendo el más notorio el Volcán Misti, posteriormente el agua a producido otras geoformas como ríos, quebradas, transportando y acumulando también materiales mayormente de procedencia volcánica.

Las sub unidades geomorfológicas observadas son las siguientes:

-Volcán Misti

Es la geoforma más notoria en el área, presenta un relieve típico de un volcán simétrico (visto desde la ciudad de Arequipa), ubicándose el distrito de Alto Selva Alegre, en su ladera del sector Suroeste. Esporádicamente el volcán presenta nieves en su cumbre, actualmente no presenta actividad volcánica.

-Laderas de pendiente pronunciada

Se aprecian estas laderas desde la cumbre del volcán hacia cotas más bajas, ahí nacen varias cárcavas. En estas laderas no se han asentado población, ni hay obras civiles importantes.

-Laderas de pendiente moderada

Son laderas amplias, donde se observan quebradas y algunas lomadas. En estas laderas también se aprecian procesos geodinámicos como huaycos, deslizamientos y caída de rocas. Actualmente ya se están construyendo viviendas, mayormente de forma precarias, también existen obras civiles como tendido de torres de electricidad.

-Laderas de pendiente suave

Estas laderas que conforman el volcán Misti, se extienden hasta el límite con el cauce del río Chili. Predominan los materiales transportados por gravedad y el agua de las lluvias. En estas laderas se han asentado bastante población, estando las laderas mayormente urbanizadas.



-Torreteras

Localmente se conocen como torreteras a las quebradas que bajan del las partes altas del volcán. Pese a no ser de mucha extensión, forman cauces amplios, traen agua en épocas de lluvias, y si hay lluvias excepcionales, pueden acarrear huaycos. Pese a la peligrosidad geodinámica, actualmente se están asentando familias el cauce.

#### **5.4. Lito Estratigrafía Local**

##### **Roca de basamento**

Los materiales disgregados mayormente de origen volcánico, descansan sobre rocas sedimentarias de edad geológica del Mesozoico, conformadas por areniscas, lutitas, calizas del Grupo Yura y de la Formación Socosani. Existen rocas volcánicas de esta edad asignadas a la Formación Chocolate.

##### **Material de cobertura**

-Depósitos coluvio - aluviales

Se aprecian en las torreteras que bajan del Volcán Misti, están constituidos por depósitos formados por el acarreo y la acumulación de materiales producidos por las aguas superficiales y la gravedad. La naturaleza litológica de estos materiales disgregados es de origen volcánico. Se aprecian materiales de huayco, proceso geodinámico producido por gravedad y aguas superficiales.

-Depósito aluvial reciente

Estos depósitos se aprecian en el cauce del río Chili, al Suroeste del distrito de Alto Selva Alegre. Están conformados por grava sub-angulosa y materiales finos como arenas, limos y arcillas. Se observan que por acomodo del agua, presenta horizontes con intercalaciones de estos materiales.

-Depósito proluviales

Los depósitos proluviales, se aprecian en los límites del distrito con el río Chili. Estos materiales son originados por acarreo y el transporte de corrientes de aguas excepcionales., presentan conos de deyección. Están conformados mayormente por flujos piroclásticos, provenientes de la actividad volcánica. Los flujos de piroclásticos están cubiertos en algunos sectores con materiales laharicos.

-Depósitos diluviales



Observados al Norte del distrito Alto Selva Alegre, preferentemente en la Quebrada Peral. Están constituidos por productos piroclásticos como lapilli y cenizas, forman depósitos con fragmentos sub-angulosos que fueron arrastrados por aguas superficiales, posiblemente debido a deglaciaciones del volcán.

-Depósitos de trefas

Estos depósitos se encuentran al Noreste del distrito, se observan acumulaciones de fragmentos de lavas andesíticas, están asociados a afloramientos de rocas andesíticas.

-Depósito antropogénico

El depósito comprende materiales generados por actividad humana, estando formados por desmontes, botaderos de basura, canteras, explanaciones y rellenos para edificar viviendas.

En el Mapa A.1-2 del anexo A (Geología Local) se muestran las agrupaciones litológicas y las áreas que corresponden.

### **5.5. Aspectos Estructurales**

Donde se encuentra el Distrito de Alto Selva Alegre, no se observó fallas producto de episodios tectónicos de edad geológica antigua, esto debido a que los materiales naturales son de edad geológica muy joven (Cenozoico).

La neotectónica, lo representan agrietamientos y fallamientos debido más que nada a procesos geodinámicos externos, que producen deslizamientos mayormente.

### **5.6. Peligros Geológicos Naturales**

Son aquellos elementos del medio ambiente físico, o del entorno físico, perjudicial al hombre y causado por fuerzas ajenas a él (Burton 1978).

Más específicamente en el componente geológico del presente estudio, los peligros naturales son utilizados en referencia a los peligros geológicos, geológico – geotécnico y geológico - climáticos que por razón del lugar en que ocurren, su severidad y frecuencia, pueden afectar de manera adversa a los seres humanos y a sus actividades.

Es importante entender que la intervención humana puede aumentar la frecuencia y severidad de los peligros naturales. También, puede generar peligros naturales donde no existían antes. Además, las medidas de control



pueden causar o agravar los efectos destructivos de los fenómenos naturales, también pueden reducirlos o eliminarlos (OEA, 1993).

La caracterización del peligro en niveles se encuentra descrito en el ítem 8.3. Peligros de Origen Natural del presente Tomo II y en el Mapa II-4 (Peligros de origen natural) se observan las áreas que involucran los peligros.

#### 5.6.1. Peligros Geológicos

En el estudio, están considerados los elementos que se deben a las fuerzas naturales internas y externas, los que se pueden generar a partir de estos, como: actividad volcánica, sismos, deslizamiento y desprendimientos.

##### -Sismos

Son los sacudimientos superficiales de la superficie terrestre originada por la ruptura cortical, la colisión de placas litosféricas entre otras.

Sustentado en el marco geotectónico, la historia sísmica, las zonas sismogénicas y la distribución espacial de los sismos, se ha concluido que la sismicidad del área de estudio es catalogada como ALTA SÍSMICIDAD.

La severidad de los movimientos sísmicos, dependerá de la calidad del basamento rocoso y del suelo. Es decir, en las condiciones del material que están enmarcadas por las discontinuidades que atraviesan las rocas como las fracturas, en el tipo de suelos como los arenosos, y en la elevación de la napa freática.

##### -Deslizamiento

Corresponde al movimiento lento de masas de tierra o de rocas por la pérdida de estabilidad debido a la saturación de agua y/o por la presencia de materiales arcillosos.

El peligro se localiza en las laderas de pendiente mediana y afecta espacios físicos de una extensión que no supera la decena de metros con pérdidas de terrenos agrícolas.

##### -Desprendimiento de rocas

Consiste en el desplazamiento rápido hacia abajo de una masa de materiales de roca o sedimentos por la pérdida de estabilidad, debido a la sobrecarga de los materiales y favorecida por la forma de la ladera.



El proceso se localiza en la ladera abrupta y afecta tramos de corta longitud donde produce la modificación de la forma de la ladera y la acumulación de materiales.

### 5.6.2. Peligros Geológico-geotécnicos

En el presente estudio, están considerados los elementos naturales perjudiciales al medio físico, que se activan por las fuerzas naturales internas y la naturaleza física de los materiales terrestres como: asentamiento del suelo.

#### **Asentamiento de suelo**

El suelo representa la capa superficial que recubre el basamento rocoso, y que puede adquirir las condiciones inestables por la elevación del agua subterránea y el tipo de relleno.

-Por elevación del agua subterránea

En esta situación, el suelo altera sus condiciones estables que tiende a manifestarse en un asentamiento de suelo, la modificación se refleja por las cargas externas debido al emplazamiento de infraestructura habitacional (en general de una mala calidad), y por el deterioro de la infraestructura de saneamiento básico (agua y desagüe), además por la circulación de vehículos.

-Por el tipo de relleno

Representa los depósitos antropogénicos y que tiende alcanzar mayor espacio. Las condiciones físicas inestables asociados a estos depósitos, resultan por la naturaleza y el acomodo de los materiales que pueden incrementarse por elementos naturales externos (sismos) y el emplazamiento de alguna infraestructura física.

### 5.6.3. Peligros Geológico-climatológicos

En el presente estudio, comprenden los elementos naturales perjudiciales al medio físico que se generan por la acción extraordinaria de las condiciones climáticas como las precipitaciones pluviales y las aguas superficiales.

Estos peligros están representados por: inundación por precipitaciones extraordinarias, erosión de suelo, erosión de ribera y los flujos de lodo y agua.



**-Inundación por precipitaciones extraordinarias**

Comprende la acumulación y el lento escurrimiento de aguas de precipitación pluvial extraordinaria en una superficie que mantiene una escasa inclinación como la planicie aluvial.

Según las evidencias de campo, el río Chili presenta ocurrencia de grandes avenidas que puede alcanzar y cubrir la terraza aluvial, representando pérdidas de la producción agrícola y de terrenos.

**-Inundación por mal drenaje**

Comprende la acumulación de agua en un terreno de escasa pendiente y con un deficiente drenaje superficial y subterráneo.

El río Chili debido a actividad antropogenética, se está disturbando su cauce lo que puede producir inundaciones anómalas.

**-Erosión de suelo**

Consiste en el arranque y el arrastre de materiales del suelo que se producen por el escurrimiento de las aguas superficiales, favorecidos por la inclinación de la superficie y que ha producido una incisión en el suelo.

En el área de estudio, el proceso se da en la ladera de pendiente mediana y abrupta como en los conos eyectivos.

**-Erosión de ribera**

Consiste en la permanente acción lateral de las aguas superficiales sobre las zonas que limitan el talveg del río, con el consecuente debilitamiento de las paredes y la ampliación de la zona de escurrimiento de dichas aguas.

El río Chili realiza su acción destructiva mediante la erosión de ribera reduciendo la superficie de áreas agrícolas, el río ha logrado un mayor avance al punto de comprometer a los centros poblados asentados en las márgenes del río.

**-Flujos de lodo y roca (huaycos)**

Se produce por la ruptura en la estabilidad de los materiales inconsolidados, al incrementar su carga por la incorporación y almacenamiento de agua, y por la sobrecarga de los materiales supra yacentes, lo cual produce el desplazamiento de lodo y roca favorecido por la pendiente del terreno.



## 6. PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

### 6.1. Características Geomorfológicas

En el presente acápite se describe la zonificación morfológica de la región en estudio, la cual está basada en la zonificación propuesta por Tavera y Buforn (1998). La morfología regional se puede agrupar en las siguientes tres grandes zonas:

- Zona I: Costanera
- Zona II: La Cordillera Occidental, el Altiplano y la Cordillera Oriental.
- Zona III: Subandina

Esta clasificación simplifica las características de topografía, geología, geomorfología, clima y de mecánica de rocas predominantes en la región que tienen influencia en la respuesta sísmica del terreno de cimentación y en el comportamiento dinámico de las estructuras proyectadas. Debido a que la zona de estudio se ubica en la costa, a continuación se describe la Zona II que tiene influencia directa en el área de estudio.

En esta zona se han agrupado tres de las zonas propuestas por Tavera y Buforn (1998), que atraviesan el Perú longitudinalmente y tienen un ancho de más de 320 Km. Las características de las condiciones locales de esta zona son: las elevaciones, zonas en plena evolución, levantamiento del macizo del Batolito y la erosión de los valles. Las laderas en esta zona son muy empinadas, con ángulos mayores de 45°, por lo cual presentan peligro de derrumbes y deslizamientos. La alternación de las rocas por su gran variedad y diferentes resistencias al ataque de las aguas de lluvia y las bajas temperaturas, los huaycos de las torrenteras y la formación de numerosas cárcavas son fenómenos frecuentes en esta zona que requieren medidas de prevención y mitigación. Las características de estas geoformas son:

#### **Cordillera Occidental**

En esta zona se desarrolla el mayor volumen del Batolito Plutónico y de rocas volcánicas, que van en forma continua desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile. En el Perú, está comprendida entre el Batolito costanero al Oeste y la zona del Altiplano al Este, cuyas partes más altas llegan a alturas de 5,000 m.s.n.m. en la región central del país. Conforme se extiende hacia el Sur aumenta notoriamente el ancho de esta cordillera y el volcanismo se presenta a partir de la latitud 13° hacia el Sur, por decenas de kilómetros.

#### **El Altiplano**

Se encuentra entre las Cordilleras Occidental y Oriental. En la región Sur tiene un ancho de 200 Km y en la región central se caracteriza por tener mesetas con



un ancho de 10 a 50 Km, a unos 3000 m de altura, para luego desaparecer hacia el Norte, aproximadamente a los 9° de latitud Sur. Esta unidad está formada por una serie de cuencas intra montañosas y altas mesetas que se prolongan hasta el altiplano de Bolivia. Toda esta región ha sido fuertemente afectada por los plegamientos y las fallas generadas por la contracción del Neógeno (Macharé, et al. 2003).

El problema de las fluctuaciones fuertes de temperaturas, que alcanzan valores menores a -10 grados Centígrados, produce el efecto capilar y el congelamiento del agua capilar conduce a una acción de erosión física al alterar las rocas más fuertes y frescas en su estado masivo (Martínez, A., 2001).

### **Cordillera Oriental**

Esta unidad en promedio es menos elevada que la Cordillera Occidental, su altura promedio es de 3700 a 4000 m.s.n.m. Se ubica entre el Altiplano y la zona Sub Andina. Está compuesta por una zona externa de plegamientos en la cual la estructura geológica es el extremo de un anticlinal que buza en sentido contrario de la dirección de las formaciones del plegamiento. Una característica de la región Sur, a la altura de las latitudes 12° S a 13° S, es que la Cordillera Oriental toma una dirección E-W para luego continuar paralelo a las unidades anteriores. Esta característica es más acentuada en la llamada deflexión de Abancay, ligada a la tectónica de la región.

El comportamiento de los suelos y rocas es muy diferente que en la zona costanera, pues los intensos efectos por el ataque de las bajas temperaturas hacen que las rocas se disgreguen con fracturas y fisuras que las reducen a suelos residuales. Este efecto se manifiesta principalmente en las rocas volcánicas como los tufos riolíticos, traquitas, andesitas y rocas ígneas como el granito, la granodiorita, etc. Los cambios de temperatura en el día son suficientes para destruir cualquier tipo de roca.

## **6.2. Neotectónica de las Principales Fuentes Sismogénicas**

### **6.2.1. Emplazamiento Tectónico Regional**

El Perú está comprendido entre una de las regiones de más alta actividad sísmica que hay en la Tierra, formando parte del Cinturón Circumpacífico. El marco tectónico regional a mayor escala está gobernado por la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. Los principales rasgos tectónicos de la región occidental de Sudamérica, como son la Cordillera de los Andes y la fosa oceánica Perú-Chile, están relacionados con la alta actividad sísmica y otros fenómenos telúricos de la región, como una consecuencia de la interacción de dos placas convergentes cuya resultante más notoria precisamente es el proceso orogénico contemporáneo constituido por los Andes.



La teoría que postula esta relación es la Tectónica de Placas o Tectónica Global (Isacks et al, 1968). La idea básica de la teoría de la Tectónica de Placas es que la envoltura más superficial de la tierra sólida, llamada Litósfera (100 Km), está dividida en varias placas rígidas que crecen a lo largo de estrechas cadenas meso-oceánicas casi lineales; dichas placas son transportadas en otra envoltura menos rígida, la Astenósfera, y son comprimidas o destruidas en los límites compresionales de interacción, donde la corteza terrestre es comprimida en cadenas montañosas o donde existen fosas marinas (Berrocal et al, 1975).

El mecanismo básico que causa el movimiento de las placas no se conoce, pero se afirma que es debido a corrientes de convección o movimientos del manto plástico y caliente de la tierra y también a los efectos gravitacionales y de rotación de la tierra.

Los límites o bordes de las placas raramente coinciden con las márgenes continentales, pudiendo ser de tres tipos:

- Según cordilleras axiales, donde las placas divergen una de otra y en donde se genera un nuevo suelo oceánico.
- Según fallas de transformación a lo largo de las cuales las placas se deslizan una respecto a la otra.
- Según zonas de subducción, en donde las placas convergen y una de ellas se sumerge bajo el borde delantero de la suprayacente.

Se ha observado que la mayor parte de la actividad tectónica en el mundo se concentra a lo largo de los bordes de estas placas. El frotamiento mutuo de estas placas es lo que produce los terremotos, por lo que la localización de éstos delimitará los bordes de las mismas.

La margen continental occidental de Sudamérica, donde la Placa Oceánica de Nazca está siendo subducida por debajo de la Placa Continental Sudamericana, es uno de los mayores bordes de placa en la tierra.

La Placa Sudamericana crece de la cadena meso-oceánica del Atlántico, avanzando hacia el noroeste con una velocidad de 2 a 3 cm por año y se encuentra con la Placa de Nazca en su extremo occidental, constituido por la costa Sudamericana del Pacífico. Por otro lado, la Placa de Nazca crece de la cadena meso-oceánica del Pacífico Oriental y avanza hacia el Este con una velocidad de aproximadamente 5 a 10 cm por año, subyaciendo debajo de la Placa Sudamericana con una velocidad de convergencia de 7 a 12 cm por año (Berrocal et al, 1975).

Como resultado del encuentro de la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca y la subducción de esta última, han sido formadas la Cadena



Andina y la Fosa Perú-Chile en diferentes etapas evolutivas. El continuo interaccionar de estas dos placas da origen a la mayor proporción de actividad sísmica de la región occidental de nuestro continente. La Placa de Nazca se sumerge por debajo de la frontera Perú-Brasil y noroeste de Argentina, lo cual es confirmado por la distribución espacial de los hipocentros, aún cuando existe cierta controversia debido a la ausencia de actividad sísmica entre los 300 y 500 Km de profundidad (Berrocal et al, 1975).

Algunos trabajos de sismotectónica en Sudamérica han señalado ciertas discontinuidades de carácter regional, que dividen el panorama tectónico de esta región en varias provincias tectónicas. Dichas provincias están separadas por discontinuidades laterales (Berrocal, 1974) o por "zonas de transición" sismotectónicas (Deza y Carbonell, 1978), todas ellas normales a la zona de subducción o formando un ángulo grande con ésta. Estas provincias tectónicas tienen características específicas que influyen en la actividad sísmica que ocurre en cada una de ellas.

#### 6.2.2. Zonificación Tectónica

En el Perú la deformación cuaternaria de la corteza es generada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, cuyos efectos se concentran en el proceso de orogénesis de los Andes. Los Andes Peruanos se ubican en la zona central de la Cordillera de los Andes, que se extiende desde el Golfo de Guayaquil (4° S) hasta el Golfo de Penas en Chile (46°30' S). En los Andes Peruanos se pueden distinguir dos zonas en función a la geometría de la subducción, los cuales son conocidos como Sector Norte y Sector Central. Durante el Mesozoico temprano, el Sector Norte (4° S a 14° S), fue dominado por un tectonismo extensional y la subducción, subsecuentemente, la migración de la deformación hacia el Este elevó los Andes Peruanos como resultado de un proceso de subducción plano y poco profundo. El resultado del engrosamiento de la corteza dio origen a la Cordillera Blanca donde se presentan un número significativo de fallas normales activas, así como también a una importante actividad sísmica superficial que caracteriza a la Cordillera Oriental y a la zona Subandina, donde la deformación es dominada por fallas relacionadas a las estructuras de plegamientos. Un comportamiento atípico es la falta de actividad volcánica en este sector (Macharé et al, 2003).

El sector central de los Andes (14°-27° S) está asociado al proceso de subducción que en esta zona presenta un ángulo de 30° al arco volcánico activo. Este sector es caracterizado por un cambio brusco en el ángulo de subducción con respecto al sector Norte, debido a la presencia de la Dorsal de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana, así como a una



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



zona de transición suave hacia otro sector de subducción plana y poco profunda en la región sur de este sector, localizado al norte de Argentina (Macharé et al, 2003).

Dentro de los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente debido a la colisión de la placa de Nazca con la placa Continental Sudamericana, se encuentran los siguientes (Pomachagua, O., 2000):

- La Fosa Marina: La fosa marina indica de Norte a Sur y paralelo al litoral costero, el límite de contacto entre la placa oceánica y la placa continental. Este límite tiene la forma de una fosa de gran extensión, la misma que alcanza profundidades de hasta 8000 m. Esta fosa está formada por sedimentos que han sido depositados sobre rocas pre-existentes.
- La Cordillera Andina: La Cordillera Andina se ha formado como producto del proceso de compresión entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana en diferentes procesos orogénicos. Esta cordillera está conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie terrestre por procesos tectónicos. La Cordillera Andina se distribuye en el Perú de Norte a Sur, alcanzando un ancho de 50 Km aproximadamente en las regiones Norte y Centro, y hasta de 300 Km en la región Sur. Así mismo, la Cordillera Andina se orienta en promedio en dirección NW-SE, aunque a la altura de la latitud 13° S ésta se orienta en dirección E-W, a lo largo de la deflexión de Abancay.
- Los Sistemas de Fallas: Los diferentes sistemas de fallas que se distribuyen en la zona continental se han formado como un efecto secundario de la colisión de la placa oceánica con la placa continental. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre. Los sistemas de fallas mayormente se localizan en el altiplano y en la región subandina de Norte a Sur, así como también en los pies de las cordilleras o nevados y entre los límites de la Cordillera Occidental y la zona costera.
- La Cadena Volcánica: La formación de la cadena volcánica se debe a la colisión entre los márgenes de las placas de Nazca y Sudamericana. En el Perú la cadena volcánica se localiza en la región Sur de la Cordillera Occidental, con conos volcánicos activos como los de Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas, Sarasara, etc. En la región Norte y Centro de Perú hay un ausentismo de volcanes debido a que el proceso de subducción en estas regiones tiende a ser casi horizontal.



- Dorsal de Nazca: Esta cadena montañosa o cordillera se localiza en el Océano Pacífico entre las latitudes 15° S y 19° S. La estructura de la Dorsal de Nazca es producto de un proceso de distensión de la corteza oceánica y se estima que su formación tiene una edad de 5 a 10 millones de años. Esta dorsal tiene una influencia decisiva en la constitución tectónica de la parte occidental del continente, donde se nota un marcado cambio en la continuidad de otros rasgos tectónicos. En la parte oceánica, la Dorsal de Nazca divide la Fosa Oceánica en la Fosa de Lima y la Fosa de Arica.

### 6.2.3. Sistemas de Fallas en la Región Sur del Perú

Las fallas son producidas por la ruptura de una parte de la corteza, lo que ocasiona una discontinuidad en la estructura geológica. Existen tres tipos de fallas en función de su geometría, estos son: fallas normales, que indican alargamiento de la corteza, fallas inversas, que indican acortamiento de la corteza, y fallas de desplazamiento, que indican desplazamiento paralelo al rumbo de la falla. Debido a la estrecha relación entre la actividad sísmica y la tectónica, se describen a continuación los sistemas de fallas que tienen influencia sobre la zona del proyecto.

- **Falla Pampacolca:** Esta falla se encuentra ubicada en la Cordillera Occidental al sur del volcán Coropuna, departamento de Arequipa. La falla de Pampacolca es de tipo normal y se orienta a en dirección N140°E con buzamiento en dirección SE y alcanza una longitud de 20 Km aproximadamente.
- **Falla de la Planchada:** Este sistema de fallas se localiza en la provincia de Islay, (Arequipa) y está constituida principalmente por las fallas de Calaveritas y La Planchada Este. Ambas presentan un movimiento transcurrente.
- **Fallas El Trigal y Solarpampa (PE-12 y PE-13):** Localizadas al Oeste de la cordillera de los Andes, entre Huambo y Cabanaconde, a 100 Km de la ciudad de Arequipa. Estas fallas son de tipo normal con rumbo en dirección E-W con buzamiento de 65° hacia el Sur. La falla El Trigal tiene una longitud 20 Km y la falla Solarpampa presenta una longitud de 14 Km aproximadamente. Estas fallas cortan flujos volcánicos jóvenes del Holoceno, depósitos antiguos más compensados muestran movimientos recurrentes sobre las fallas. En su expresión geomorfológica, estas fallas han sido afectadas por flujos volcánicos de épocas cuaternarias, con más desplazamiento en flujos antiguos que en nuevos. En las fallas se encuentran escarpas frescas sobre flujos andesíticos del Holoceno. Las escarpas principalmente se orientan hacia el sur, tienen una longitud de 5 a 12 Km y una altura de 5 a 20 m



(máx. 30 m), típicamente se oponen a la dirección del flujo de la corriente formando así estanques que son llenados con sedimentos jóvenes.

El Mapa B.3-5 del Anexo B.3 muestra las características neotectónicas de la región en estudio. Cabe mencionar que la delimitación de estas estructuras geológicas es de carácter regional, por lo que muchas de las fallas representadas en estos mapas corresponden a los alineamientos principales de los sistemas de fallas identificadas e inferidas en los estudios de neotectónica disponibles.

### **6.3. Sismotectónica Regional**

Para visualizar la actividad sísmica de la región en estudio y su correlación con la tectónica regional, se han elaborado los Mapas B.3-3 de Densidad Sísmica, B.3-4 de Sismotectónica Regional y B.3-5 de Neotectónica Regional (ver Anexo B.3). En ellos se muestran los rasgos neotectónicos indicados por Sebrier et al (1982) para el Perú, así como los hipocentros del Catálogo Sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) revisado y depurado para el periodo 1901-2001, complementado con el catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP) para el periodo 2001-2009, con representación de la localización, magnitud y profundidad focal de los sismos.

El importante índice de actividad sísmica observado en la zona costera y la existencia de la fosa Perú-Chile, indican claramente la presencia de una zona de subducción, donde la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana generando sismos de elevadas magnitudes con relativa frecuencia. Estudios de la sismicidad de la región sur del Perú (Deza, 1969) indican la existencia de una “zona de transición” situada entre los 13° S y 15° S, en la cual la Placa de Nazca soportaría una contorsión sobre una ancho de 200 Km aproximadamente; la misma que coincide con la Deflexión de Abancay. Esta contorsión explicaría la diferencia entre la distribución hipocentral de los sismos de subducción en las regiones central y sur del Perú.

Todos los sismos en la porción oceánica corresponden a la zona de subducción, mientras que en la porción continental se incluyen los sismos de la zona de Benioff, con profundidades focales mayores de 70 Km y los sismos continentales que son superficiales.

En el Mapa B.3-3 se aprecia que en la porción oceánica existe una alta densidad sísmica superficial (sismos con profundidad focal menores a 70 Km.) concentrados casi exclusivamente entre la fosa marina y la línea de la costa. En la porción continental se aprecia una alta densidad sísmica superficial debido a la actividad sísmica con mecanismos focales del tipo cortical y una alta actividad



sísmica profunda, que corresponden a sismos de subducción del tipo intraplaca, debido a que en esta zona los sismos presentan focos a profundidades mayores a 70 km. Todos los sismos en la porción oceánica corresponden a la zona de subducción, mientras que en la porción continental se incluyen los sismos de la zona de Benioff, con profundidades focales mayores de 70 Km., y los sismos continentales que son superficiales.

Según el Mapa B.3-5, en el cual se han compilado la información de las Fallas Cuaternarias y Plegamientos del Perú, desarrollado por Macharé et al, (2003) en el marco del Proyecto Internacional de la Litósfera para el estudio de las Principales Fallas Activas en el Mundo, en la zona del proyecto existen lineamientos importantes de sistemas de fallas geológicas. Sin embargo, muchas de estas fallas aún no han sido lo suficientemente estudiadas, no existiendo evidencias de que hayan sido fuentes de actividad sísmica reciente. De las fallas más cercanas a la región de estudio, se ha identificado el sistema de falla San Lorenzo, que es la más cercana a la zona de estudio.

El Mapa B.3-6 muestra un perfil transversal perpendicular a la costa que pasa por entre los puntos evaluados en el presente estudio. En este perfil claramente se observa la zona de contacto de estas placas tectónicas, así como una importante actividad sísmica superficial en la zona de subducción. Se aprecia que en la zona del proyecto existe una alta concentración de movimientos sísmicos superficiales, así mismo los sismos generados en la zona de subducción de interfase se encuentran a distancias mayores a 43 km del área de estudio, y los sismos generados en la zona de subducción de intraplaca se encuentran a una distancia mínima de 110 km. El buzamiento de la placa de Nazca en el corte realizado, que es perpendicular a la costa peruana y que pasa por la zona de estudio, forma un ángulo inicial de 30° entre la fosa y la línea de costa hasta profundidades de 150 km, luego del cual ocurre una nivelación de la pendiente de la zona de contacto de las placas y subduce horizontalmente.

#### 6.3.1. **Sismicidad del Área de Influencia**

Para la identificación de las fuentes sismogénicas y la caracterización de su actividad, la evaluación del peligro sísmico, además de los estudios geológicos y tectónicos, requiere de una información detallada de la sismicidad del área de influencia. Esta información, que es obtenida de catálogos de sismos históricos e instrumentales, permite delimitar en forma más precisa la ubicación de las fuentes sismogénicas y la estimación de la frecuencia de ocurrencia de sismos en los últimos cientos de años.

#### 6.3.2. **Historia Sísmica de la Región en Estudio**

Silgado (1969, 1973, 1978 y 1992), hace una recopilación de datos sobre los principales eventos sísmicos ocurridos en el Perú desde el año 1513. Este trabajo constituye una fuente de información básica para el



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



conocimiento de las intensidades sísmicas de los sismos históricos. Según esta información, los mayores terremotos registrados en la costa central del Perú son los de 1586, 1687 y el de 1746, este último destruyó completamente la ciudad de Lima y generó un maremoto con olas de 15 a 20 m de altitud. Así mismo, se reporta que durante el período de 1513 a 1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 terremotos (Silgado, 1978).

Alva Hurtado et al (1984), basándose en esta fuente han elaborado un mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú. La confección de dicho mapa se ha basado en treinta isosistas de sismos peruanos y datos de intensidades puntuales de sismos históricos y sismos recientes. Las intensidades máximas registradas en la zona costa central, donde se localiza el área de estudio, alcanzan valores de hasta IX en la escala MMI.

En el Anexo B.1 se presenta una descripción resumida de los sismos que han ocurrido en el área de influencia. Este anexo está basado fundamentalmente en el trabajo de Silgado y en el Proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina), patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). Así mismo, se incluye la descripción de los sismos recientes ocurridos en la región en estudio y que se consideran significativos para los fines de este estudio.

Del análisis de la información existente se deduce que en la zona andina, para el área de influencia del proyecto, existe poca información histórica. La mayor cantidad de información está referida a sismos ocurridos principalmente a lo largo de la costa centro y sur, debido probablemente a que en esta región se establecieron las ciudades más importantes después del siglo XVI. Se debe indicar que dicha actividad sísmica, tal como se reporta, no es totalmente representativa, ya que pueden haber ocurrido sismos importantes en regiones remotas, que no fueron reportados.

Los sismos más importantes que afectaron la región y cuya historia se conoce son:

- El sismo del 22 de Enero de 1582, ocurrido a las 11:30 de la mañana a 25 km en la ciudad de Arequipa, este evento tuvo una intensidad máxima de X MM. Dorbath et al. (1990) estimó este evento en 7.5 M.
- En enero de 1600 erupcionó el volcán Huaynaputina, dejando a la ciudad de Arequipa en tinieblas. Esta erupción provocó un terremoto que destruyó la ciudad.
- El sismo del 24 de Noviembre de 1604, ocurrido a las 1:30 de la tarde con intensidad estimada de 8.7 M (Dorbath et al. 1990), en las



ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna sintieron intensidades de VII MM y VI MM, también se reportaron daños en Cuzco e Ica (Silgado, 1985). En Arica se produjo un tsunami que destruyó la ciudad.

- El sismo del 20 de Octubre de 1687, ocurrido en la ciudad de Arequipa causó serios daños en viviendas y templos. Este evento ocasionó el agrietamiento de varios kilómetros entre Cañete e Ica, el mar inundó el litoral comprendido entre Chancay y Arequipa. También ocasionó daños en los valles de Siguas y Majes, alcanzando en Aplao y Siguas una intensidad de VIII MM. Dorbath et al (1990) estima una ruptura de más de 300 Km en la zona de subducción y le asigna una magnitud de 8.4 M.
- El sismo del 13 de Mayo de 1784 ocurrido a las 7:36 de la mañana en la ciudad de Arequipa, se sintieron réplicas hasta después de cuatro días. A este sismo se le asignó una intensidad de X MM, una magnitud de 8.4 M estimada por Dorbath et al. (1990).
- El sismo del 13 de Agosto de 1868, que generó un movimiento que se percibió desde Samanco hasta Valdivia (Chile) en una longitud de 2,800 Kms. y hasta Cochabamba (Bolivia). Las intensidades MM estimadas para este movimiento fueron de XI en Cerro de la Caldera, X en Arica y IX Arequipa. En la ciudad de Arica se produjo un tsunami de grandes proporciones. Gutenberg y Richter (1965) estimaron que el tamaño de este terremoto fue de 8.5 M y Dorbath et al. (1990) determinaron una magnitud de 8.8 M.
- El sismo del 09 de Mayo de 1877 a las 20:28 horas. Terremoto sentido en Mollendo, Ilo y Arica. Se produjo un tsunami asociado al sismo en Ilo y Arica. Siguió 100 réplicas. Intensidad MM VII (MMI) en Arica, Mollendo e Ilo. Dorbath et al. (1990) estimaron una magnitud de 7.5 para este evento.
- Sismo del 06 de Agosto de 1913 a las 17:13 horas: Terremoto en Caravelí, Arequipa. La ciudad quedó destruída ocasionando varios muertos. Intensidades MM: Caravelí VIII, Arequipa, Ocoña, Atico y Caylloma VI y Chuquibamba VIII. Dorbath et al. (1990) estimaron una magnitud de 7.7 para este evento.
- Sismo del 24 de Agosto de 1942 a las 17:51 horas: Terremoto ubicado entre los límites de los departamentos de Ica y Arequipa. Murieron 30 personas y se desplomaron muchas casas. Intensidades MM: Jaqui, Quincacha, Nazca y Acarí IX, Chala, Atiquipa y Caravelí VIII, Ica y Coracora VII, Arequipa y Ayacucho V (MMI). Dorbath et al. (1990) estimaron una magnitud de 8.4 para este evento.
- El sismo del 11 de Mayo de 1948, afectó los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. La profundidad focal se estimó en unos 60-70 Km., con una magnitud de 7.1, en Moquegua se sintió con una intensidad de VII MM y en Arequipa alcanzó una intensidad de VI MM.



- La magnitud estimada por Guttenberg y Richard (1965) fue de 7.3 Ms.
- El sismo del 15 de Enero de 1958, ocurrido en la ciudad de Arequipa causó 28 muertos y 133 heridos. Todas las casas antiguas de esa ciudad sufrieron averías de diversa magnitud, resistiendo sólo los inmuebles y edificios modernos. Intensidades MM: Arequipa VIII, Moquegua VI, Ica, Tacna y Puno III.
  - El sismo del 13 de Enero de 1960, ocurrido en el departamento de Arequipa, perecieron 63 personas y quedaron centenares de heridos. El radio de perceptibilidad fue, de aproximadamente 750 Km. sintiéndose en toda la extensión de los departamentos de Cuzco, Apurímac y Ayacucho. En el área epicentral la intensidad fue de VIII M.S.K.
  - El sismo de 16 de Febrero de 1979, ocurrido a las 5:09 a.m., remeció violentamente la ciudad de Arequipa. Este sismo produjo severos daños en las localidades de Chuquibamba y pueblos del valle de Majes. Alcanzó una intensidad de VII M.S.K.
  - El sismo del 23 de Junio de 2001, este evento fue sentido en el centro y sur del Perú, y norte de Chile. Tuvo una magnitud de 8.4 Mw. Las intensidades máximas fueron de VII y VIII (MM) sobre un área que incluye las localidades de Ocoña, Camaná, Mollendo, Chala, Caravelí, Arequipa, Moquegua y Tacna. Este terremoto dio origen a un tsunami que afectó la localidad de Camaná con olas de 4 a 7 metros de altura, llegando a ingresar a más de un kilómetro de distancia tierra adentro, causando muerte y destrucción. El mecanismo de falla de este sismo indica que el plano de ruptura tuvo una longitud de 400 Km y un ancho de 100 Km, involucrando el segmento del litoral comprendido entre Atico e Ilo, que conformaba parte del gap sísmico que se generó luego de la ocurrencia del sismo de 1868 en esta región Sur del Perú. Un registro del movimiento sísmico obtenido en la Estación Vizcarra (MOQ 1) de la Red Acelerográfica del CISMID, localizada a 90 Km del litoral y a 60 Km del plano de ruptura, alcanzó valores pico de aceleración de 0.3g en la componente EW y 0.22 g en la componente NS.
  - El 15 de Agosto del 2007 ocurrió un sismo con origen en el proceso de convergencia de placas, el cual fue denominado como “el sismo de Pisco” debido a que su epicentro fue ubicado a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco. Este sismo tuvo una magnitud de momento sísmico  $M_w=7.9$  de acuerdo al Instituto Geofísico del Perú y de 8.0 según el National Earthquake Information Center (NEIC). El sismo produjo daños importantes en un gran número de viviendas de la ciudad de Pisco (aproximadamente el 80%) y menor en las localidades aledañas, llegándose a evaluar una intensidad del orden de VII en la escala de Mercalli Modificada (MM) en las localidades de Pisco, Chincha y Cañete, V y VI en la ciudad de Lima. VI en las localidades de Yauyos



(Lima), Huaytara (Huancavelica), IV en la ciudades de Huaraz y localidades de Canta, Puquio, Chala, III en las ciudades de Pucallpa y Cusco, y II en las ciudades de Arequipa y Chiclayo. Este sismo presenta su epicentro y réplicas entre las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en Lima en 1974 (7.5 Mw) e Ica en 1996 (7.7Mw). Asimismo, este sismo produjo un tsunami que se originó frente a las localidades ubicadas al sur de la península de Paracas, y una licuación generalizada en un área de más de 3 Km de longitud en las zonas de Canchamaná y Tambo de Mora en Chincha. El sismo fue ubicado a 13.67°S y 76.76°W y a 40 km de profundidad (Fuente IGP). El mecanismo focal del sismo de Pisco fue de tipo inverso (sismo de interfase), este sismo y sus réplicas indican un área de ruptura de 150x100 km alargada en dirección paralela a línea de costa (Tavera et al., 2007).

En el Anexo B.2 se presentan los Mapas de Isosistas disponibles, los cuales corresponden a los siguientes sismos ocurridos en el área en estudio 21 de Octubre de 1687, 13 Mayo de 1784, 15 de Enero de 1958, 13 de Enero de 1960, 16 de Febrero de 1979, 23 de Junio de 2001 y 15 de Agosto del 2007.

Se concluye que, de acuerdo a la historia sísmica del área de estudio, en los últimos 400 años han ocurrido sismos con intensidades de hasta VIII MMI en la zona de estudio.

### 6.3.3. Sismicidad Instrumental en el Área de Influencia

La calidad de la información sísmica instrumental en el Perú mejora ostensiblemente a partir del año 1963 con la instalación de la red sismográfica mundial. En consecuencia, la información consignada en los catálogos sísmicos se agrupa en los siguientes tres períodos de obtención de datos sismológicos:

- Antes de 1900: datos históricos descriptivos de sismos destructores.
- 1900 – 1963: datos instrumentales aproximados.
- 1963 – Actualidad: datos instrumentales precisos.

La información sismológica utilizada en el presente estudio ha sido obtenida del Catálogo Sísmico revisado y actualizado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el cual es una versión revisada del Catálogo Sísmico del Proyecto SISRA - 1982 (Sismicidad de la Región Andina) para el periodo 1471 – 1982, y elaborado por el propio IGP para el periodo 1982 – 2001. Esta información ha sido complementada hasta setiembre del 2009 utilizando la información del Catálogo Sísmico del National Earthquake Information Center



(NEIC) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP) para lo cual se ha uniformizado las magnitudes utilizadas.

El Mapa B.3-4 presenta la distribución de epicentros en el área de influencia del Proyecto. Este mapa presenta la ubicación de los sismos ocurridos entre los años 1901 y 2009, con magnitudes  $M_w$  mayores o iguales que 3.0. En este Mapa se ubican los sismos con diferentes profundidades focales, tales como sismos superficiales (0-70 km) y sismos intermedios (71-300 km). En el Mapa B.3-6 se presenta un perfil transversal perpendicular a la costa, donde se observa que la sismicidad con foco superficial se localiza principalmente en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa, donde se producen sismos de magnitud moderada con relativa frecuencia. Otro grupo importante de sismos con foco superficial son los producidos por la subsidencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Andina, estando la mayor parte de estos sismos localizados en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre  $3^\circ$  S y  $13^\circ$  S). En la zona altoandina se han registrado sismos superficiales e intermedios en menor cantidad y más dispersos. Estos sismos presentan magnitudes moderadas y son menos frecuentes, y estarían relacionados a posibles fallas existentes.

Los sismos con foco a profundidad intermedia (70 km - 300 km) se distribuyen de manera irregular por debajo del continente, formando un plano con un ángulo de buzamiento promedio de  $30^\circ$  en la región sur, donde se aprecia la subducción de la placa de Nazca, ya que hacia el continente la profundidad focal de los sismos aumenta.

La actividad sísmica con foco profundo (300 km - 700 km) se localiza en la región centro y sur de la Llanura Amazónica; siendo esta sismicidad mayor en la región central (borde Perú-Brasil) y menos numerosa y más dispersa en la región sur (borde Perú-Bolivia).

## **6.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico**

### **6.4.1. Fundamentos**

Como se ha indicado anteriormente, el análisis de peligro sísmico probabilístico consiste en la evaluación de la probabilidad que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico de una intensidad igual o mayor que un cierto valor fijado. En general, se hace extensivo el término intensidad a cualquier otra característica de un sismo, tal como su magnitud, la aceleración máxima, el valor espectral de la velocidad, el valor espectral del desplazamiento del suelo, el valor medio de la intensidad Mercalli Modificada u otro parámetro de interés para el diseño ingenieril.



La predicción de eventos futuros puede ser realizada por medio de modelos estadísticos, en base a datos pasados. Actualmente el modelo más usado es el de Poisson, aunque algunos investigadores vienen utilizando el modelo de Markov. El modelo de Markov difiere del modelo de Poisson en que las ocurrencias de eventos nuevos dependen de eventos anteriores, mientras que en el modelo de Poisson, estas ocurrencias son independientes de los eventos pasados.

Los resultados obtenidos por medio de estos modelos revelan algunas diferencias. El modelo de Markov, mejor ajustado a la teoría del rebote elástico, tiene ciertas desventajas debido a la dificultad en establecer las condiciones iniciales, requiriendo un tratamiento más numérico. El modelo de Poisson, por otro lado, no siempre está de acuerdo con los datos experimentales para magnitudes sísmicas pequeñas, porque ignora la tendencia de los sismos a agruparse en espacio y tiempo. Sin embargo, el modelo de Poisson ha dado resultados adecuados en muchas situaciones.

El modelo de Poisson asume que los eventos sísmicos son espacial y temporalmente independientes y que la probabilidad de que dos eventos sísmicos ocurran en el mismo sitio y en el mismo instante es cero. Estas suposiciones, por lo general, no se ajustan a la ocurrencia de eventos de baja magnitud, sin embargo representan adecuadamente la ocurrencia de los movimientos grandes, que son los de mayor interés para fines ingenieriles. Por esta razón, el modelo de Poisson es ampliamente utilizado para evaluar el peligro sísmico probabilísticamente.

En su forma más general, la Ley de Poisson es expresada de la siguiente manera:

$$P_n(t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!}$$

Donde:

- $P_n(t)$  :es la probabilidad de que hayan eventos en un período de tiempo  $t$ ;  
 $n$  :es el número de eventos; y  
 $\lambda$  :es la razón de ocurrencia por unidad de tiempo.

La ocurrencia de un evento sísmico es de carácter aleatorio y la Teoría de las Probabilidades es aplicable en el análisis de la posibilidad de su ocurrencia. Aplicando esta teoría se puede demostrar que si la ocurrencia de un evento A depende de la ocurrencia de otros eventos: E1, E2,...En, mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos; entonces, de acuerdo al teorema de la probabilidad total, la probabilidad de ocurrencia de A está dada por la siguiente expresión:



$$P(A) = \sum_i^n P(A/E_i) \cdot P(E_i)$$

Donde  $P(A/E_i)$  es la probabilidad condicional que  $A$  ocurra, dado que  $E_i$  ocurra.

La intensidad generalizada ( $I$ ) de un sismo en el lugar fijado puede considerarse dependiente del tamaño del sismo (la magnitud o intensidad epicentral) y de la distancia al lugar de interés. Si el tamaño del sismo ( $S$ ) y su localización ( $R$ ) son considerados como variables aleatorias continuas y definidas por sus funciones de densidad de probabilidad,  $f_S(s)$  y  $f_R(r)$  respectivamente, entonces el peligro sísmico definido por la probabilidad que la intensidad  $I$  sea igual o mayor que una intensidad dada, será:  $P(I \geq i)$  y está dada por:

$$P(I \geq i) = \iint P[I(s, r)] f_S(s) f_R(r) ds dr$$

Esta es la expresión que resume la teoría desarrollada por Cornell en 1968, para analizar el peligro sísmico. La evaluación de esta integral es efectuada por el programa de cómputo CRISIS 2007 desarrollado por Ordaz et al (1999) en el cálculo del peligro sísmico.

#### 6.4.2. Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas

La determinación de las fuentes sismogénicas se ha basado en el mapa de distribución de epicentros, así como en las características tectónicas del área de influencia. Como se ha mencionado anteriormente, la actividad sísmica en el Perú es el resultado de la interacción de las Placas de Nazca y Sudamericana, así como del proceso de reajustes tectónicos del aparato andino. Esto permite agrupar a las fuentes en continentales y de subducción.

**Tabla 6.4.2.1** Coordenadas geográficas de las Fuentes de Subducción

FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (S)	Latitud (W)	Profundidad (km)
Fuente F3	Interfase	-81.050	-8.931	30.0
		-77.028	-14.811	30.0
		-75.998	-13.999	75.0
		-79.156	-7.834	75.0
Fuente F4	Interfase	-77.028	-14.811	30.0
		-75.684	-16.501	30.0
		-74.063	-17.768	30.0
		-72.914	-16.397	75.0
Fuente F5	Interfase	-75.998	-13.999	75.0
		-74.063	-17.768	30.0
		-72.914	-16.397	60.0



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (S)	Latitud (W)	Profundidad (km)
		-71.427	-17.553	60.0
		-69.641	-18.721	70.0
		-69.627	-22.000	70.0
		-71.586	-22.000	30.0
		-71.617	-19.680	30.0
Fuente F8	Intraplaca superficial	-79.156	-7.834	80.0
		-75.998	-13.999	80.0
		-74.996	-13.218	115.0
		-78.427	-7.363	100.0
Fuente F9	Intraplaca superficial	-75.998	-13.999	80.0
		-72.914	-16.397	80.0
		-72.160	-15.453	130.0
Fuente F10	Intraplaca superficial	-74.996	-13.218	110.0
		-72.914	-16.397	95.0
		-70.892	-13.863	245.0
		-69.055	-15.365	275.0
		-68.013	-19.959	200.0
		-67.868	-22.000	165.0
		-69.627	-22.000	100.0
Fuente F12	Intraplaca intermedia	-69.641	-18.721	100.0
		-71.427	-17.553	110.0
		-78.427	-7.363	100.0
		-74.996	-13.218	115.0
Fuente F13	Intraplaca intermedia	-73.973	-12.421	135.0
		-77.177	-6.557	140.0
		-74.996	-13.218	110.0
		-72.160	-15.453	130.0
Fuente F14	Intraplaca intermedia	-70.892	-13.863	130.0
		-73.577	-12.112	110.0
		-77.177	-6.557	145.0
		-75.600	-5.539	145.0
		-74.400	-6.567	155.0
		-73.589	-8.086	195.0
		-73.914	-9.347	170.0
-72.963	-11.633	145.0		
-73.973	-12.421	140.0		



Tabla 6.4.2.2. Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales

FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (°W)	Latitud (°S)	Profundidad (km)
Fuente F15	Cortical	-79.156	-7.834	25.0
		-78.084	-7.213	40.0
		-76.340	-10.670	40.0
		-74.760	-13.130	40.0
		-75.998	-13.999	25.0
Fuente F16	Cortical	-75.998	-13.999	25.0
		-74.760	-13.130	50.0
		-70.176	-15.201	50.0
		-70.434	-15.947	50.0
		-69.134	-17.789	50.0
		-69.641	-18.721	25.0
Fuente F19	Cortical	-71.427	-17.553	25.0
		-77.143	-9.079	35.0
		-74.422	-7.976	35.0
		-74.170	-9.330	35.0
		-72.480	-11.400	40.0
		-74.760	-13.130	40.0
Fuente F20	Cortical	-76.340	-10.670	35.0
		-74.760	-13.130	40.0
		-72.480	-11.400	40.0
		-69.400	-12.966	40.0
		-70.176	-15.201	40.0

Las fuentes de subducción modelan la interacción de las Placas Sudamericana y de Nazca. Las fuentes continentales o corticales están relacionadas con la actividad sísmica superficial andina. La determinación de estas fuentes se basa en conceptos regionales de sismotectónica, pues el aporte de fuentes sismogénicas locales es un problema que continúa abierto, ya que no existen metodologías exactas para darle solución. Un factor principal que imposibilita la evaluación de la contribución de las fuentes locales, es que si bien es cierto que la traza y la geometría de las fuentes pueden ser conocidas, la falta de información de su actividad reciente no admite estudios de recurrencia y en consecuencia, tal actividad no puede incluirse en un modelo probabilístico. Otro factor preponderante es que las ecuaciones de atenuación conocidas son inaplicables para representar la atenuación de las aceleraciones en el campo realmente cercano, correspondiente a la distancia entre la fuente puramente local y el sitio de interés. En consecuencia, el peligro que implican las fuentes locales deberá



ser analizado en un estudio de detalle, que evalúe la posibilidad de ruptura superficial de alguna falla que podría afectar al proyecto.

La mayor parte de los sismos ocurridos en el área considerada es producto de la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. La placa de Nazca penetra debajo de la Sudamericana a ángulos variables y se profundiza a medida que avanza hacia el continente. En el Perú la distribución de los sismos en función a la profundidad de sus focos, ha permitido configurar la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. Una característica importante de esta geometría es que cambia su forma al pasar de una subducción de tipo horizontal (región norte y centro) a una de tipo normal (región sur) a la altura de la latitud 14°S. Este cambio en el modo de la subducción es debido a que la placa oceánica soporta una contorsión (Deza, 1972; Grange et al, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1993; Tavera y Buform, 1998).

Las fuentes sismogénicas de subducción y continentales se presentan en los Mapas B.3-1 y B.3-2, respectivamente. Sus coordenadas geográficas se indican en las Tablas 6.4.2.1 y 6.4.2.2.

#### 6.4.3. Estimación de Parámetros de Sismicidad Local

Para este análisis se ha utilizado el catálogo sísmico para el Perú, que fue compilado utilizando los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del National Earthquake Information Center (NEIC) para el periodo de 1963-2013, entre los meridianos 68° W y 84° W y magnitudes  $M_w \geq 4.5$  hasta  $M_w = 8.8$ . El catálogo sísmico fue analizado gráfica y estadísticamente considerando el tiempo, la profundidad y la magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de estudio.

Debido a la gran importancia de tener un parámetro uniforme y homogéneo para comparar el tamaño de los sismos en la evaluación del peligro sísmico, el catálogo compilado fue examinado minuciosamente, homogenizando las magnitudes a Magnitud Momento ( $M_W$ ) y eliminando los eventos registrados con magnitud cero o sin magnitud.

Para convertir magnitudes de diferentes escalas a  $M_W$ , las siguientes relaciones fueron utilizadas:

- Para eventos con magnitudes  $m_b$  (ondas de cuerpo) reportadas,  $M_S$  es calculado usando las expresiones dadas por el GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program):

$$M_S = 1.644 m_b - 3.753 \quad m_b < 5.9$$

$$M_S = 2.763 m_b - 10.301 \quad m_b \geq 5.9$$



- Para eventos con magnitudes  $M_S$  (ondas superficiales) reportadas u obtenidas,  $M_W$  es calculado usando las expresiones dadas por el ISC (International Seismological Center; Scordilis, 2006):

$$\begin{aligned}M_W &= 0.67 (\pm 0.005) M_S + 2.07 (\pm 0.03) & 3.0 \leq M_S \leq 6.1 \\M_W &= 0.99 (\pm 0.02) M_S + 0.08 (\pm 0.13) & 6.2 \leq M_S \leq 8.2\end{aligned}$$

Definidas las fuentes sismogénicas, se dividió el catálogo sísmico en función al número de fuentes sismogénicas, determinándose de esta manera los eventos delimitados en cada fuente. Dado que el proceso de Poisson postula la utilización de datos mutuamente independientes, se procedió a eliminar los eventos sísmicos catalogados como réplicas y los eventos antecesores al evento principal. Catálogo Sísmico generado para este estudio fue actualizado hasta el 2012 y depurado empleando el programa ZMAP (Wiemer, 1996) versión 6.0, bajo la metodología de depuración propuesta por Reasenberg (1985).

La caracterización de las fuentes sismogénicas fue realizada a través del cálculo de sus parámetros sismológicos, asumiendo el modelo exponencial no truncado de Gutenberg y Richter. La magnitud máxima creíble fue definida tomando en consideración los valores máximos reportados por la información histórica.

Para el cálculo de la tasa, se ha determinado los periodos de completitud del catálogo sísmico por rangos de magnitudes. Así, se ha encontrado que el catálogo sísmico es completo para los sismos de magnitudes entre  $M_w$  4 a  $M_w$  5, a partir de 1965; para los sismos de  $M_w$  5 a  $M_w$  6, el catálogo es completo a partir de 1960; para los sismos de  $M_w$  6 a  $M_w$  7, el catálogo es completo a partir de 1950; para los sismos de  $M_w$  7 a  $M_w$  8, el catálogo es completo a partir de 1910 y para los sismos mayores a  $M_w$  8 el catálogo es completo a partir de 1580.

Los parámetros de recurrencia sísmica, para diferentes periodos de observación y diferentes magnitudes, se obtuvieron con el método propuesto por Weichert (1980). La metodología se basa en la estimación de la máxima probabilidad de los parámetros  $N_0$  y  $\beta$ , de la relación  $\text{Log}(N) = N_0 \exp(-\beta m)$ , ésta es extendida al caso de un grupo de eventos de magnitud con diferentes periodos de observación.

El periodo de observación es independientemente determinado (Stepp, 1972). El máximo sismo regional debe ser independientemente estimado de las consideraciones geofísicas, como una máxima longitud de falla o un sismo histórico.



Si escogemos arbitrariamente una ley de recurrencia y la truncamos, la probabilidad de que un sismo, teniendo una magnitud entre  $m$  y  $m+dm$  es:

$$p(m)dm = const. \beta e^{-\beta m} dm \quad m_0 \leq m \leq m_x$$

Integrando bajo los intervalos de magnitud, nos lleva a la función de probabilidad L, para  $n_i$  eventos, de magnitud clase  $m_i$ :

$$L(\beta|n_i, m_i, t_i) = \frac{N!}{\prod_i n_i!} \prod_i p_i^{n_i}$$

Donde:

$$p_i = \frac{t_i \exp(-\beta m_i)}{t_j \exp(-\beta m_j)}$$

Los máximos o mínimos de  $\ln(N)$  son obtenidos de:

$$\frac{\sum_i t_i m_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)} = \frac{\sum n_i m_i}{N} = \bar{m}$$

Donde, el valor de  $\beta$  se halla por métodos iterativos.

La siguiente ecuación determina la tasa; está definida como el número de sismos por tiempo. Para diferentes periodos de tiempos, la tasa está dado por:

$$N_a = N \sum_i \exp(-\beta m_i) / \sum_j t_j \exp(-\beta m_j)$$

Nota: Para idénticos periodos de tiempo ( $t_i$ ) la tasa está dada por  $N/t$ .

En la Tabla 6.4.3.1 se presentan los parámetros de sismicidad local de las fuentes sismogénicas.

**Tabla 6.4.3.1** Parámetros de las Fuentes Sismogénicas

Fuente	Mw			
	M <sub>mín</sub>	M <sub>máx</sub>	$\beta$	Tasa
F 3	4.6	8.6	1.555	10.776
F 4	4.4	8.4	1.680	10.170
F 5	4.4	8.8	1.487	8.617
F 8	4.3	7.7	1.350	2.909
F 9	4.6	7.8	1.990	2.872
F 10	5.0	8.0	2.488	12.875



Fuente	Mw			
	M <sub>mín</sub>	M <sub>máx</sub>	$\beta$	Tasa
F 12	4.5	7.1	2.083	2.063
F 13	4.7	7.5	1.907	1.533
F 14	4.7	7.8	2.177	5.090
F 15	4.5	6.7	1.410	0.695
F 16	4.8	6.9	2.529	1.260
F 19	4.8	7.1	2.160	1.563
F 20	4.5	6.9	1.000	1.020

#### 6.4.4. Atenuación de las Ondas Sísmicas

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber que intensidad se presentará en el lugar de interés, si en la i-ésima fuente ocurriera un sismo con magnitud dada.

Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas, para estimar el peligro sísmico en el presente estudio se han utilizado las leyes de atenuación para ordenadas espectrales de Youngs et al (1997), CISMID (2006) y Zhao et al (2006) que diferencian los mecanismos focales para sismos de subducción de interfase e intraplaca en la estimación de la máxima aceleración del suelo. Del mismo modo, se ha utilizado el modelo de atenuación sísmica propuesto por Sadigh et al (1997) para sismos continentales.

#### 6.4.5. Clasificación del Sitio para Diseño Sísmico

De acuerdo al código IBC (International Building Code, 2012) y a las estandarizaciones de la ASCE (American Society of Civil Engineers), los suelos se clasifican en 6 clases, tal como se presenta en la Tabla 6.4.5.1, esta clasificación ha sido definida en función a la velocidad de ondas de corte promedio de un estrato de 30 m de profundidad.

**Tabla 6.4.5.1:** Clasificación del Sitio (Fuente IBC, 2012)

TIPO DE SUELO	NOMBRE DE SUELO	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS (TABLA 20.3-1 SITE CLASSIFICATION ASCE/SEI 7-05)		
		Velocidad de onda de corte, $\bar{v}_s$ (m/s)	Resistencia a la penetración estándar, $\bar{N}$	Resistencia al corte no drenada, $\bar{s}_u$ (psf)
A	Roca muy dura	$\bar{v}_s > 1,500$	N/A	N/A
B	Roca	$760 < \bar{v}_s \leq 1,500$	N/A	N/A



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA  
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL**

**CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**



TIPO DE SUELO	NOMBRE DE SUELO	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS (TABLA 20.3-1 SITE CLASSIFICATION ASCE/SEI 7-05)		
		Velocidad de onda de corte, $\bar{v}_s$ (m/s)	Resistencia a la penetración estándar, $\bar{N}$	Resistencia al corte no drenada, $\bar{s}_u$ (psf)
C	Suelo muy denso o roca blanda	$360 < \bar{v}_s \leq 760$	$\bar{N} > 50$	$\bar{s}_u \geq 2,000$
D	Suelo rígido	$180 \leq \bar{v}_s \leq 360$	$15 \leq \bar{N} \leq 50$	$1,000 \leq \bar{s}_u \leq 2,000$
E	Suelo blando	$\bar{v}_s < 180$	$\bar{N} < 15$	$\bar{s}_u < 1,000$
E	-	Cualquier perfil de suelo con más de 3 m de espesor que tenga las siguientes características: 1. Índice de plasticidad (IP) > 20 2. Contenido de humedad (w) $\geq 40\%$ y 3. Resistencia al corte no drenada $\bar{s}_u < 500$ psf		
F	-	Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características: 1. Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico, por ejemplo: suelos licuables, arcillas altamente sensibles y suelos débilmente cementados. 2. Turbas y/o arcillas altamente orgánicas (H >3 m de turba y/o arcillas altamente orgánicas, donde H = espesor del suelo) 3. Arcillas de muy alta plasticidad (H >7.6 m con índice de plasticidad IP > 75) 4. Arcillas gruesas suaves a medias (H >36 m)		

Nota: 1 libra por pie cuadrado (psf) = 0.0479 kPa. N/A = No aplicable

La velocidad promedio de ondas de corte  $\bar{v}_s$  de acuerdo al código IBC y a los estándares de la ASCE, se determina de la siguiente manera:

$$\bar{v}_s = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{v_{si}}}$$

$d_i$  : Espesor de cada capa entre 0.0 m y 30.0 m

$v_{si}$  : Velocidad de ondas de corte de cada capa (m/s)



Con el propósito de obtener un espectro promedio que tome el efecto de las leyes empleadas en cada tipo de suelo, se llevó a cabo una ponderación de los resultados individuales de cada ley. El valor de ponderación tomó en cuenta factores como la información disponible, similitud de las características de las leyes de atenuación con el área del proyecto, rango de resultados similares, etc. El valor de cada ponderación realizada a cada ley de atenuación se muestra en la Tabla 6.4.5.2.

**Tabla 6.4.5.2:** Relación de Ponderación de Leyes de Atenuación

Suelo Tipo B	Ponderación
Youngs et al (1997)	0.40
Zhao et al (2006)	0.60
Suelo Tipo C	Ponderación
CISMID (2006)	0.50
Zhao et al (2006)	0.50
Suelo Tipo D	Ponderación
Youngs et al (1997)	0.40
Zhao et al (2006)	0.60

De esta forma se obtendrán los espectros ponderados con valores de aceleración para la condición de suelo tipo B (roca); tipo C (suelo muy denso) y tipo D (suelo rígido); además, se obtendrá el espectro de diseño para suelo tipo E (suelo blando) considerando aquellos factores de sitio establecidos en las tablas 11.4-1 y 11.4-2 de la ASCE-SEI 7-10 (véase tablas 10 y 11 del presente estudio). La condición que debe emplearse para el diseño de la estructuras del proyecto, dependerá de las características específicas de la zona de estudio. En el caso del suelo, el ingeniero geotécnico especialista, apoyándose de ensayos de exploración directa como perforaciones o excavaciones profundas; y exploración indirecta con los ensayos geofísicos, puede definir de forma clara, cuál es el tipo de suelo del área de estudio.

#### 6.4.6. Determinación del Peligro Sísmico

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el peligro sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas analizadas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se proyectará la estructura.

El peligro sísmico del área del proyecto se ha determinado utilizando la información pertinente en la literatura técnica y así como el programa de



cómputo CRISIS 2007, desarrollado por Ordaz et al. (1999), que emplea métodos numéricos conocidos.

El peligro expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades  $S_a$ , se calcula mediante la siguiente expresión (Esteva, 1970):

$$v(S_a / R_0, p) = \sum_{n=1}^{n=N} \int_{M_0}^{M_u} - \frac{\partial \lambda}{\partial M} \Pr(A > sa / M, R_0) dM$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas  $N$ , y  $\Pr(A > sa / M, R)$ , es la probabilidad que la intensidad exceda cierto valor, dadas la magnitud del sismo  $M$ , y la distancia entre la  $i$ -ésima fuente y el sitio  $R$ . Las funciones  $\lambda(M)$  son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, la cual fue descrita anteriormente. La integral se realiza desde  $M_0$  hasta  $M_u$ , lo cual indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Se hace notar que la ecuación expresa sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes, sino, con igual probabilidad en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación, subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente. En vista que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene una distribución lognormal, la probabilidad  $\Pr(A > sa / M, R_i)$  se calcula de la siguiente manera:

$$\Pr(A > sa / M, R_0) = 1 - \phi \left[ \frac{1}{\sigma_{Lnsa}} \ln \frac{sa}{med(A / M, R_i) sa} \right]$$

Siendo  $\phi[\cdot]$ , la distribución normal estándar,  $med(A / M, R_i)$ , representa la mediana de la intensidad, determinado por la ley de atenuación correspondiente, y  $\sigma_{Lnsa}$  representa la desviación estándar del logaritmo natural de  $sa$ .

La ecuación descrita, incluye tanto la ley de atenuación, como las incertidumbres en ella, sin embargo para la zona sismogénica, los parámetros  $p$  que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por lo tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada,  $v(sa)$ , procede calcular el valor esperado con respecto a las



variables inciertas, por lo que la expresión del cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$v(a) = \int v(sa/p) P_p(P) dp$$

Donde  $P_p(P)$  es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a  $\lambda(M)$ . La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total.

El peligro sísmico se expresa, entonces en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. Como se ha indicado al inicio de este capítulo la intensidad sísmica determinada de esta manera se denomina espectros de peligro uniforme.

Para la evaluación del peligro sísmico mediante leyes de atenuación para aceleraciones espectrales en la zona de estudio, se ha considerado las coordenadas geográficas presentadas en la Tabla 6.4.6.1.

**Tabla 6.4.6.1.** Coordenadas Geográficas de los puntos analizados en el presente proyecto

ZONA EN ESTUDIO	COORDENADAS	
	Longitud (W)	2Latitud (S)
Distrito Alto Selva Alegre	-71.521	-16.360

En el presente estudio se utilizó las fuentes de subducción F3, F4 y F5 asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo compresivo, o de falla inversa, las cuales corresponden a sismos de subducción de interfase. Así mismo, se utilizó las fuentes de subducción de intraplaca superficial F8, F9 y F10, e intraplaca intermedia, F12, F13 y F14, asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo tensional, o de falla normal. Adicionalmente, fueron tomadas para el análisis las fuentes continentales F15, F16, F19 y F20.

La Tabla 6.4.6.2 muestra los resultados obtenidos con el programa CRISIS 2007 correspondiente a las máximas aceleraciones horizontales esperadas en el punto de análisis considerando diversos tipos de suelo. Estos valores se han estimado para los diferentes modelos de atenuación utilizados y para los períodos de retorno de 475, 950 y 2500 años, considerando 50 años de periodo de exposición sísmica.



**Tabla 6.4.6.2:** Aceleraciones espectrales para  $T = 0.0$  s para diferentes periodos de retorno.

Modelo de Atenuación Ponderado	Longitud (°)	Latitud (°)	Aceleración horizontal máxima (g) de diferentes modelos de atenuación para un periodo de retorno (años) de:			
			100	200	475	1000
Roca (Tipo B)	-71.521°	-16.360°	199.14	255.06	345.31	436.55
Suelo (Tipo C)	-71.521°	-16.360°	222.69	298.22	418.89	545.44
Suelo (Tipo D)	-71.521°	-16.360°	285.47	366.89	490.50	622.94

Lo anterior significa que en la zona evaluada, la aceleración horizontal máxima del sismo de diseño considerando un suelo del Tipo B (roca) corresponde a  $345.31 \text{ cm/s}^2$ , considerando la media (P.50) del modelo de atenuación. Asimismo se propone valores de aceleración horizontal máxima de  $418.89 \text{ cm/s}^2$  para suelo de tipo C (suelo muy denso); y un valor de aceleración horizontal máxima  $490.50 \text{ cm/s}^2$  para suelo de tipo D (suelo rígido).

## 6.5. Resultados

En el análisis probabilístico de peligro sísmico se ha considerado las fuentes sismogénicas como volúmenes, habiéndose definido éstas en función a su mecanismo focal como fuentes de interfase, fuentes de intraplaca superficial e intraplaca intermedia, siguiendo la configuración de buzamiento propuesto por Cahill e Isacks (1992). Los parámetros de sismicidad de cada una de estas fuentes han sido evaluados utilizando el ajuste de curva de máxima probabilidad y el patrón de atenuación de las ondas sísmicas ha sido modelado utilizando las leyes de atenuación de Youngs et al (1997), CISMID (2006), Zhao et al (2006) y Sadigh et al (1997), este último propuesto para sismos continentales.

En base a los resultados expuestos se propone un valor de aceleración horizontal máxima de diseño PGA de  $345.31 \text{ cm/s}^2$  para roca, y un valor de aceleración horizontal máxima de diseño PGA de  $418.89 \text{ cm/s}^2$  para suelo Tipo C, y  $490.50 \text{ cm/s}^2$  para suelo D, estimado para 475 años de periodo de retorno.

En el caso de considerar la influencia de la componente vertical del movimiento sísmico, de acuerdo a la norma de diseño sismorresistente E-030, ésta deberá



ser estimada como los 2/3 del valor de la aceleración horizontal máxima de diseño (PGA).

Los valores de aceleración de diseño propuestos no reflejan la amplificación local del suelo, en caso de existir. Adicionalmente, los resultados obtenidos son aplicables sólo y exclusivamente para el proyecto materia de evaluación en este estudio.

## **7. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA**

### **7.1. Información Geotécnica Recopilada**

Se ha recopilado información geotécnica de la tesis de grado denominada “Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Arequipa”, que fue desarrollada por el Dr. Zenón Aguilar Bardales en el año 1991. Esta recopilación ha consistido en la selección de cuatro calicatas representativas que se encuentran dentro del área en estudio.

La ubicación de los sondajes recopilados se presenta en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.2 y una relación de los mismos en la Tabla 1 del Anexo C.1.

### **7.2. Exploración de Campo**

El programa de exploración de campo se realizó entre las fechas 2 y 8 de noviembre de 2013, y consistió en la excavación de calicatas y en la descripción de taludes. En su conjunto, para este estudio se han ejecutado 50 puntos de exploración geotécnica: veinte calicatas y treinta descripciones de taludes existentes.

Los puntos de exploraciones geotécnicas, que se describen a continuación, fueron distribuidos adecuadamente dentro del área en estudio.

#### **7.2.1. Excavación de calicatas**

Las calicatas (excavaciones) se ejecutaron con personal obrero. La finalidad de estas excavaciones fue evaluar las condiciones geotécnicas del suelo de cimentación. En las veinte (20) calicatas realizadas, se procedió a la caracterización de las muestras de los diferentes tipos de suelos, siguiendo la norma ASTM D420; así mismo, se realizó la clasificación visual del material encontrado en campo de acuerdo a los procedimientos indicados en la norma ASTM D2488.



**Figura 7.1.** Excavación de calicatas en el distrito de Alto Selva Alegre

La ubicación de las calicatas ejecutadas se presenta en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.3, su panel fotográfico en el Anexo C.6 y la relación de las mismas en la Tabla 2 del Anexo C.1.

#### 7.2.2. Descripción de perfiles de rocas en taludes

Durante los trabajos de campo se estimó conveniente realizar la descripción de los perfiles de rocas en taludes existentes, ubicados dentro del área de estudio. Así como en las calicatas, en los taludes, se realizó una descripción de los tipos de materiales existentes. Se han descrito treinta (30) taludes en total.



**Figura 7.2.** Talud de roca en el distrito de Alto Selva Alegre

La ubicación de los taludes se muestra en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.3, su panel fotográfico en el Anexo C.6 y un resumen de los mismos en la Tabla 3 del Anexo C.1.

### 7.3. Ensayos de Laboratorio

#### 7.3.1. Ensayos de Mecánica de Suelos

Con las muestras obtenidas en los puntos de exploración geotécnica se realizaron ensayos estándares y especiales de mecánica de suelos, en el Laboratorio Geotécnico del CISMID de la Facultad de Ingeniería Civil (FIC) de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI).

Los ensayos estándares fueron llevados a cabo en muestras alteradas, extraídas en la exploración de campo, según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS). Los ensayos estándares de mecánica de suelos realizados fueron los siguientes:

- |                             |                    |
|-----------------------------|--------------------|
| - Análisis granulométrico   | ASTM D 421 – D 422 |
| - Límite líquido y plástico | ASTM D 4318        |
| - Contenido de humedad      | ASTM D 2216        |

Del mismo modo, los ensayos especiales realizados fueron los siguientes:

- |                    |             |
|--------------------|-------------|
| - Corte Directo    | ASTM D 3080 |
| - Peso volumétrico | BS 1317     |



### 7.3.2. Análisis Químico

Con cinco muestras de suelo obtenidas en la exploración de campo, en diferentes zonas del área en estudio, se ejecutaron, en el laboratorio químico de la FIC-UNI, los siguientes ensayos de análisis químico:

- Contenido de Sulfatos	ASTM E 275
- Contenido de Cloruros	ASTM D 3370
- Sales Solubles Totales y	ASTM D 1888
- PH	ASTM D 4792

Los resultados de los ensayos químicos se presentan en el Anexo C.4 y un resumen de los mismos en la Tabla 7 del Anexo C.1.

### 7.4. Perfil estratigráfico

El perfil estratigráfico del área en estudio se ha desarrollado para las secciones representativas A-A, B-B y C-C, que cubren diferentes zonas del distrito. Estas secciones se muestran en el Anexo C.5 y se describen a continuación.

Perfil de Suelos – Sección A-A, en la intersección de las calles Vallejo Tulipanes y Alegría en la urbanización Chilina, se tiene superficialmente rellenos de 2.50 m de espesor; subyaciendo a estos materiales, se tiene la presencia de arenas con limo, de compacidad media. Continuando en esta sección, desde esta última intersección hasta el final del eje, se tiene rellenos superficiales, que varían entre 0.0 y 0.50 m de espesor; subyaciendo a estos materiales, se tiene la presencia de gravas con limo, de compacidad media.

Perfil de Suelos – Sección B-B, desde la intersección de las avenidas Juan Velazco Alvarado y Chilina hasta la intersección entre las calles Chocano Prado y Ugarte en la Urbanización Villa Asunción, se tiene superficialmente rellenos y/o terreno de cultivo, que varían entre 0.0 a 2.00 m de espesor; subyaciendo a estos materiales, se tiene la presencia de arenas con limo, de compacidad media. Continuando en esta sección, desde esta última intersección hasta el final del eje, se tiene estratos de arenas con limo hasta 1.5 m de profundidad; subyaciendo a estos materiales, se tiene la presencia de gravas con limo, de compacidad media.

Perfil de Suelos – Sección C-C, desde la intersección de las avenidas Progreso y Arequipa hasta la intersección entre las avenidas Obrera y El Sol, se tiene un estrato superficial conformado por relleno, que varía entre 0.00 a 1.60 m de espesor. Continuando en esta sección, desde esta última intersección hasta el final del eje, se tiene rellenos superficiales de hasta 0.60 m de espesor. Subyaciendo a todos estos materiales, a lo largo de todo el eje C-C, se tiene la



presencia de arenas con limo, de compacidad media.

### 7.5. Agresión del Suelo al Concreto de Cimentación

La agresión que ocasiona el suelo bajo el cual se cimienta la estructura, está en función de la presencia de elementos químicos que actúan sobre el concreto y el acero de refuerzo, causándole efectos nocivos y hasta destructivos sobre las estructuras (sulfatos, cloruros y sales solubles totales). Sin embargo, la acción química del suelo sobre el concreto sólo ocurre a través del agua subterránea que reacciona con el concreto; de ese modo el deterioro del concreto ocurre bajo el nivel freático, zona de ascensión capilar o presencia de aguas infiltrada por otra razón (rotura de tubería, lluvias extraordinarias, inundaciones, etc.). Los principales elementos químicos a evaluar son los sulfatos y los cloruros, por su acción química sobre el concreto y el acero de cimentación respectivamente. A su vez, se evalúa las sales solubles totales que podrían causar pérdida de resistencia mecánica por problemas de lixiviación.

Las concentraciones de estos elementos en proporciones nocivas, aparecen en la Tabla 8 del Anexo C.1. La fuente de esta información corresponde a las recomendaciones del ACI (Comité 319-83) para el caso de los sulfatos y a la experiencia en los otros casos. Los resultados de los ensayos de análisis químicos se presentan en la Tabla 7 del Anexo C.1.

De los resultados obtenidos en el laboratorio se puede observar que la muestra C-2/M-1 y C-17/M-1, tienen concentraciones de sulfatos de 6784 y 5473 p.p.m., respectivamente, las cuales podrían ocasionar un ataque severo al concreto de cimentación; las muestras C-5/M-1, C-12/M-1 y T-3/M-2, tienen concentraciones de sulfatos de 934, 786 y 368 p.p.m., respectivamente, las cuales podrían ocasionar un ataque leve al concreto de la cimentación.

En relación a la concentración promedio de cloruros, las muestras C-2/M-1, C-5/M-1, C-12/M-1, C-17/M-1 y T-3/M-2, tienen concentraciones de cloruros de 103, 66, 62, 290 y 84p.p.m., respectivamente, las cuales indican una acción no agresiva a la armadura de cimentación.

Asimismo, las concentraciones de sales solubles totales en las muestras C-2/M-1, C-5/M-1, C-12/M-1, C-17/M-1 y T-3/M-2 son de 6932,1048, 895, 5806 y 506 p.p.m., respectivamente, que en todos los casos indican que no se presentará el problema de lixiviación en la estructura de cimentación.



En consecuencia, se recomienda que el concreto de cimentación en zonas del distrito de Alto Selva Alegre, donde el ataque de sulfatos sea leve, debe ser diseñado con cemento portland tipo I. Y en zonas donde el ataque de sulfatos sea severo, como se observó en las calicatas C-2 y C-17, debe ser diseñado con cemento portland tipo V más Puzolana.

## 7.6. Mediciones de Microtremor

Los microtremores son conocidos como microsismos, ruido sísmico de fondo, campo natural, vibración o ruido ambiental, oscilaciones omnipresentes o microtemblores (Flores, 2004). Lermo y Chávez-García (1994) definen los microtremores como vibración o ruido ambiental.

Estas vibraciones están conformadas básicamente por ondas superficiales Rayleigh y Love que están afectadas por la estructura geológica del sitio donde se miden (Bard, 1998). Es posible clasificar los microtremores en base al contenido de frecuencia de estos y señalar las fuentes que lo originan. Así, se menciona lo siguiente:

- A bajas frecuencias (por debajo de 0.3 Hz a 0.5 Hz) son originados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias.
- A frecuencias intermedias (0.3–0.5 Hz y 1 Hz) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas.
- Para altas frecuencias (mayores a 1 Hz) las fuentes están ligadas a la actividad humana.

Los microtremores han sido utilizados desde principios del siglo XX para estimar las propiedades dinámicas del terreno. Omori (1908) inició las investigaciones sobre microtremores empleando un instrumento muy simple para observar la vibración natural del suelo que no correspondía a una vibración sísmica y encontró que dicha vibración natural podría ser causada por el viento, olas marinas o perturbaciones artificiales como tráfico, vibración de máquinas, etc.

### 7.6.1. Método de Nakamura

El método H/V expuesto por Nakamura (1989) consiste en el cociente del espectro de Fourier de las componentes horizontales del registro de microtremores entre el espectro de Fourier de la componente vertical. El cociente obtenido, denominado espectro H/V, permite estimar el periodo fundamental del suelo.

Nakamura (1989) definió la función de transferencia  $S_T$  de capas superficiales como:



$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

Donde  $S_{HS}$  y  $S_{HB}$  son los espectros de Fourier del movimiento horizontal en la superficie y el movimiento horizontal en la base, respectivamente.

Sin embargo,  $S_{HS}$  es fácilmente afectado por las ondas superficiales. Y puesto que el ruido es mayormente propagado como ondas Rayleigh,  $S_{HS}$  puede ser posiblemente afectado por ondas Rayleigh. El efecto de las ondas Rayleigh debe ser incluido en el espectro de Fourier del movimiento vertical en la superficie, pero no incluido en el espectro de Fourier del movimiento vertical en la base. Asumiendo que la componente vertical no es amplificada por los estratos superficiales, la cantidad  $E_S$  debe representar el efecto de las ondas Rayleigh en el movimiento vertical.  $E_S$  es definido según:

$$E_S = \frac{E_{VS}}{E_{VB}}$$

Luego, asumiendo que el efecto de las ondas Rayleigh es igual para las componentes horizontal y vertical,  $S_T/E_S$  puede ser considerado como una función de transferencia  $S_{TT}$  más confiable luego de la eliminación de los efectos de las ondas Rayleigh. La función de transferencia  $S_{TT}$  es:

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

Nakamura (1989) mostró que  $R_B$  se vuelve aproximadamente 1.0 para un rango de frecuencias relativamente grande. Lo anterior significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada considerando solo el movimiento en superficie. En consecuencia, la función de transferencia  $S_{TT}$ , que constituye el espectro H/V, es obtenida mediante:

$$S_{TT} = R_S$$

Por lo tanto, la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir del movimiento en la superficie.

El espectro H/V presenta, en teoría, un máximo en la frecuencia o periodo fundamental del suelo. Generalmente, para esta frecuencia la curva muestra un pico bien definido por valle-cresta-valle. Estos picos son más definidos en suelos formados por depósitos blandos, mientras son más anchos en suelos duros o intermedios o compuestos de materiales heterogéneos (Ordaz y Vera, 2003). En general, cuanto mayor sea el



contraste entre los depósitos de suelo y el semi-espacio o estrato duro resistente, se tendrá una mejor definición en el espectro H/V y se podrá identificar más fácilmente el periodo fundamental. El espectro H/V es obtenido con la siguiente expresión:

$$H/V = \frac{\sqrt{S_x^2 + S_y^2}}{S_v}$$

Donde  $S_x$  y  $S_y$  son los espectros de amplitudes de Fourier de los registros en las direcciones horizontales y  $S_v$  es el espectro de Fourier del registro en la dirección vertical.

El análisis del registro de microtremores consiste en separar este en intervalos de igual duración. Luego, para cada uno de estos intervalos se obtiene el espectro de Fourier. Los espectros de Fourier obtenidos en cada intervalo se promedian con la finalidad de disminuir la incertidumbre en los resultados. Finalmente, el espectro H/V es calculado según lo mencionado anteriormente.

La medición consiste en la obtención de registros de microtremores en suelo o edificaciones para su posterior análisis. Estos registros deben tener duración suficiente para proveer información para el análisis y calidad de los datos al evitar ruido producido por fuentes cercanas al sensor.

Para la medición se instala uno o varios sensores triaxiales que registran tres direcciones ortogonales. Los sensores deben estar correctamente nivelados para asegurar la horizontalidad de las componentes horizontales de estos. Luego, se configura la frecuencia de muestreo del equipo de medición y el intervalo de tiempo que se grabará.

Para la medición se empleó un equipo denominado GEODAS 15-HS (ver Figura 7.3) desarrollado por la Compañía Anet Co., Ltd. A continuación se detalla las características del equipo y programas usados:

- 01 Sistema de Adquisición de Datos GEODAS 15-HS
- 01 Computadora portátil NEC, modelo Versa Pro VS-8
- Sensores de 1Hz de frecuencia tipo CR4.5-1S
- 01 GPS GARMIN modelo GPS16x-LVS
- 01 cable de conexión para batería
- Software de adquisición de datos: Microtremor Observation (Mtobs, incluido en el GEODAS 15HS)
- Software de procesamiento de datos: m2n.exe, mtpltn2.exe, calHVm4.exe



**Figura 7.3.** Equipo de adquisición de datos GEODAS 15 HS (izq.) y sensor de 1 HZ de frecuencia tipo CR4.5-1S (der).

### 7.6.2. Resultados

En este estudio se ha hecho la medición de 45 puntos de microtemores distribuidos en toda el área del distrito Alto Selva Alegre (Provincia y Departamento de Arequipa). La distribución de los puntos de medición se pueden observar en el Mapa C.15-2.

Mediante el análisis de los espectros H/V se han determinado los períodos naturales de vibración, los cuales varían de 0.1 s a 0.4 s (Anexo C.7).

Los periodos menores a 0.2s, abarcan la mayor área del distrito, los periodos entre 0.2s y 0.3s se encontraron en mayor parte de la zona central del distrito (sección de norte a sur), y los puntos mayores a 0.3s abarcan el área noreste del distrito. De acuerdo al análisis se caracteriza el suelo del distrito Alto Selva Alegre como medianamente rígido.

La ubicación de los puntos de microtemores ejecutados y recopilados se presenta en el Mapa C.15-2. Una relación de los mismos en las Tabla 1 (Anexo C.7). En el Anexo C.14 se presenta el panel fotográfico correspondiente a los microtemores ejecutados.

## 7.7. Determinación de Perfiles Sísmicos

### 7.7.1. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte

Para la determinación de perfiles de velocidades de ondas de corte se hace uso del ensayo MASW o Análisis de Ondas Superficiales en Arreglos Multicanal que aprovecha las características dispersivas de las ondas superficiales. La dispersión es un fenómeno físico en el cual las ondas de diferente frecuencia o diferente longitud de onda se propagan a diferentes velocidades. Adicionalmente, ondas de mayor longitud de onda se propagan a mayor profundidad.

El ensayo MASW 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 lo conforman. Este método consiste en la interpretación de las ondas Rayleigh de un registro en arreglo multicanal generadas por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de una línea sobre la superficie del terreno. Las ondas sísmicas son registradas en los sensores o geófonos igualmente espaciados a cierta distancia establecida.

La interpretación de los registros consiste en obtener de ellos una curva de dispersión (una gráfica de la velocidad de fase de las ondas superficiales versus la frecuencia) filtrándose solamente las ondas Rayleigh ya que su velocidad de fase se aproxima en un 90 a 95% del valor de la velocidad de ondas de corte. Luego, mediante un cálculo inverso iterativo (denominado método de inversión) se obtiene el perfil desde la curva de dispersión calculada para cada punto de estudio. Con los equipos y longitudes de arreglos utilizados la profundidad de exploración varía de 20 m a 30 m en promedio.

Para realizar este ensayo se contó con un equipo de prospección geofísica McSeis-SW 24ch. Este equipo es desarrollado por la empresa OYO CORPORATION y consiste en:

- Adquisidor de 24 canales de entrada con convertidor A/D individual con resolución de 24 bit y alta velocidad de muestreo.
- 24 sensores o geófonos de 28 Hz y de 4.5 Hz.
- Computadora portátil Pentium IV.
- Dos cables conectores de geófonos de 200 m.
- Radios de comunicación y accesorios varios.



**Figura 7.4.** Ubicación del golpe con un martillo, para generar ondas durante ensayo MASW y refracción sísmica.



El ensayo consiste en primer lugar, definir la línea de exploración en el terreno. Luego se procede a instalar los geófonos y los cables de conexión al equipo de adquisición de datos.

El espaciamiento entre geófonos durante el ensayo es definido considerando la profundidad de exploración requerida, y la fuente de energía utilizada para generar las ondas sísmicas es un golpe producido por un objeto contundente tal como un martillo, como se muestra en la Figura 7.4.

Para el presente estudio se realizaron líneas MASW de 24, 34.5 y 46 m de longitud cuya longitud de separación entre sensores o geófonos fue de 1m, 1.5m y 2m respectivamente. El golpe que genera las ondas que registran los sensores es aquel producido por un martillo de cabeza metálica contra un plato metálico colocado en el suelo. Los registros de las ondas obtenidas en cada una de las líneas de exploración pueden ser procesados en campo de forma preliminar para verificar la calidad de la información.

La ubicación de los ensayos MASW ejecutados se presentan en el Mapa C.15-3. Los registros de ondas, curva de dispersión y perfiles de velocidades de ondas de corte se muestran en los Anexos C.9, C.10 y C.11, respectivamente. En el Anexo C.14 se presenta su panel fotográfico. Un resumen de los perfiles de ondas de corte se presenta en la tabla 3 y una relación de los mismos en la tabla 2. (Anexo C.7).

#### 7.7.2. **Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión**

Para la determinación de perfiles de velocidades de ondas de compresión se hace uso del ensayo de refracción sísmica que aprovecha el cambio de las características mecánicas y dinámicas en medios estratificados como el suelo. El contraste favorable en los valores de densidad es un ejemplo de este cambio.

El ensayo de refracción sísmica es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo la línea de ensayo en forma indirecta, basándose en la refracción de las ondas sísmicas cuando viajan de un medio a otro con diferente densidad o propiedades elásticas diferentes. Este método consiste en la interpretación del tiempo de llegada de las ondas sísmicas registradas en un arreglo multicanal y generado por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de una línea sobre la superficie del terreno.

La energía generada viaja directamente a través de la capa de suelo más superficial o por las capas de suelo más profundas antes de regresar a la



superficie debido a la refracción. Así, las ondas sísmicas son registradas por los sensores o geófonos igualmente espaciados a cierta distancia establecida. Después de cierta longitud desde el punto de la generación de energía, la onda refractada es observada como la primera onda en arribar. La refracción sísmica usa el proceso de refracción crítica para inferir profundidades de fronteras entre capas de suelo y velocidades de estas (Anomohanran, 2013). Con los equipos y longitudes de arreglos utilizados la profundidad de exploración varía de 20 m a 30 m en promedio.

El ensayo consiste en primer lugar, definir la línea de exploración en el terreno. Luego se procede a instalar los geófonos y los cables de conexión al equipo de adquisición de datos. El espaciamiento entre geófonos durante el ensayo es definido considerando la profundidad de exploración requerida y la fuente de energía utilizada para generar las ondas sísmicas es un golpe producido por un objeto contundente tal como un martillo, como se muestra en la Figura 7.4.

Para el presente estudio se realizaron líneas de refracción sísmica de 48 y 72 m de longitud cuya longitud de separación entre sensores o geófonos fue de 2m. y 3m. respectivamente. El golpe que genera las ondas que registran los sensores es aquel producido por un martillo de cabeza metálica contra un plato metálico colocado en el suelo.

La ubicación de los ensayos de refracción sísmica ejecutados se presenta en el Mapa C.15-3. Las Dromocrónicas y los perfiles de velocidades de ondas de compresión se muestran en los Anexos C.12 y C.13 respectivamente. En el Anexo C.14 se presenta su panel fotográfico. Un resumen de los perfiles de ondas compresionales se presenta en la Tabla 5 y una relación de los mismos en la Tabla 4. (Anexo C.7).

### 7.7.3. Resultados

En el Anexo C.9 se muestran los registros de las Ondas Sísmicas MASW realizadas. En ellas se puede observar la llegada de las ondas superficiales en cada geófono en el tiempo medido. En el Anexo C.10 se muestran las curvas de dispersión halladas del análisis de los registros de ondas sísmicas y en el Anexo C.11 se muestran los resultados de los perfiles de ondas de corte hallados con los ensayos MASW.

El perfil MASW01, ubicado en la zona sur del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente suelto hasta los de 2.30m de profundidad, subyaciendo a este estrato se encuentra un material granular medianamente denso hasta los 11.00m de profundidad, inmediatamente después un material granular denso hasta la



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



máxima profundidad explorada de 30.00m. A esta profundidad se encontró una máxima velocidad de ondas de corte de 450m/s.

El perfil MASW02, ubicado en la zona sur del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 9.00m de profundidad, seguido inmediatamente por un material granular denso hasta los 25.00m de profundidad alcanzando una velocidad de ondas de corte de 475m/s.

El perfil MASW03, ubicado en la zona centro del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular suelto hasta los 3.00m de profundidad, subyaciendo a este estrato se encuentra un material granular medianamente denso hasta los 9.00m de profundidad, inmediatamente después un material granular denso hasta los 25.00m alcanzando una velocidad de ondas de corte de 480m/s.

El perfil MASW04, ubicado en la zona este del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 5.00m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 30.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 450m/s.

El perfil MASW05, ubicado en la zona oeste del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 5.00m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 30.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 700m/s.

El perfil MASW06, ubicado en la zona oeste del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular suelto hasta los 2.40m de profundidad, seguido por un material granular medianamente denso hasta los 4.60m de profundidad, inmediatamente después un material granular denso hasta los 20.00m alcanzando una velocidad de ondas de corte de 680m/s.

El perfil MASW07, ubicado en la zona norte del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 2.30m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 30.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 580m/s.

El perfil MASW08, ubicado en la zona norte del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta el 1.50m de profundidad, seguido por un



material granular denso hasta los 20.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 445m/s.

El perfil MASW09, ubicado en la zona sur del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 11.00m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 25.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de ondas de corte de 415m/s.

El perfil MASW10, ubicado en la zona este del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 6.00m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 20.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 515m/s.

El perfil MASW11, ubicado en la zona norte del distrito, presenta velocidades de ondas de corte que corresponden a un material granular medianamente denso hasta los 9.00m de profundidad, seguido por un material granular denso hasta los 30.00m de profundidad, alcanzando una velocidad de ondas de corte de 615m/s.

En el Anexo C.13 se presentan los perfiles de ondas de compresión obtenidos mediante los ensayos de refracción sísmica ejecutados. Estos perfiles sísmicos representan la variación de las velocidades de ondas de compresión con la profundidad. En general, se observa una buena correlación entre las velocidades de ondas de compresión y velocidades de ondas de corte halladas con el Ensayo MASW.

## **8. MAPAS**

### **8.1. Tipos de Suelos**

Con la información geotécnica recopilada y generada en el presente estudio, se ha procedido a delimitar el área en estudio, según tipos de suelos y rocas de características geotécnicas similares. Las características de cada uno de estos tipos de materiales y los criterios seguidos para su subdivisión se describen a continuación:

#### **Depósitos de gravas**

Son materiales que pertenecen al Aluvial de Miraflores y están compuestos principalmente por fragmentos andesíticos. Se caracterizan por ser de compacidad media densa y por su redondez que va creciendo con la distancia



a los conos de deyección de las quebradas que atraviesan el distrito. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas favorables para la cimentación superficial de edificaciones convencionales.

Se encuentran en los sectores topográficamente elevados del distrito de Alto Selva Alegre. Están representados por los registros de las calicatas ejecutadas, que se presentan en el Anexo C.3.

### **Depósito de arenas**

Son materiales que pertenecen a depósitos coluvio-aluviales y eólicos, de compacidad suelta a media densa. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas favorables para la cimentación superficial de edificaciones convencionales.

Están representados por los registros de las calicatas ejecutadas, que se presentan en el Anexo C.3.

### **Rellenos antrópicos**

Son depósitos antrópicos, tales como materiales de demolición de construcciones antiguas, basura, etc. Son materiales heterogéneos sin selección, constituidos por diversos materiales que van desde gravas, arenas y finos hasta concreto, ladrillos, maderas y desechos. Estos materiales presentan una mala respuesta frente a un evento sísmico, por lo que, se recomienda su remoción total. Estas acumulaciones han sido identificadas en sectores específicos del distrito de Alto Selva Alegre.

Los Mapas II-2A y II-2B del presente Tomo II muestran los tipos de materiales a 1.0 y 2.5 m de profundidad, respectivamente.

## **8.2. Microzonificación Geotécnica**

La evaluación geotécnica del área en estudio ha permitido delimitar los diferentes tipos de materiales con características geotécnicas similares, cuyo producto se presenta en los Mapas II-2A y II-2B del presente Tomo II. A partir de esta delimitación, se ha procedido a agrupar los diferentes tipos de materiales según sus características geotécnicas. El propósito de esta agrupación ha sido definir un Mapa de Microzonificación Geotécnica el cual permita identificar zonas favorables y desfavorables para viviendas existentes y proyectadas del tipo convencional.



Esta microzonificación incluyó, para cada zona, la estimación de la capacidad de carga admisible que tendría la cimentación de una edificación convencional (cimiento corrido de 0.60 m de ancho y profundidades de desplante mínimos de 0.80 m, en el caso de suelos, y 0.40 m, en el caso rocas). El criterio de diseño de una cimentación considera que para garantizar el comportamiento satisfactorio de las estructuras, se deben cumplir las dos condiciones siguientes:

- La cimentación debe ser segura contra la falla de corte del suelo que la soporta, y.
- Los asentamientos producidos por la carga transmitida por la cimentación deben ser igual o menores que los permisibles para cada tipo de edificación.

Para tal fin, se ha utilizado la teoría de capacidad de carga de Terzaghi, con los factores de capacidad de carga propuestos por Vesic (1973).

En consecuencia, se ha dividido el área de estudio en dos zonas, los mismos que se describen a continuación:

### **Zona I**

Esta zona incluye depósitos de grava de compacidad media, que se registran al norte y en las partes altas del distrito de Alto Selva Alegre. Los tipos de materiales descritos en esta zona presentan las mejores características geotécnicas para la cimentación de edificaciones.

La capacidad de carga admisible en esta zona, para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho, varía entre 2.0 y 4.0 kg/cm<sup>2</sup>. Se considera que la cimentación debe estar asentada sobre terreno natural y bajo ninguna circunstancia sobre materiales de rellenos.

### **Zona II**

Esta zona incluye depósitos de arena de compacidad suelta a media densa, de 3.0 m de espesor, que se encuentran en gran parte del distrito de Alto Selva Alegre. Los tipos de materiales descritos en esta zona presentan características geotécnicas favorables para la cimentación de edificaciones.

La capacidad de carga admisible en esta zona, para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho y a una profundidad mínima de 0.80 m, varía entre 1.0 y 2.5 kg/cm<sup>2</sup>. Se considera que la cimentación debe estar asentada sobre terreno natural y bajo ninguna circunstancia sobre materiales de rellenos.



### **Zona de rellenos**

Esta zona incluye a los rellenos antrópicos, identificados en sectores específicos del área urbana. Dadas las características desfavorables de los materiales de rellenos, se considera que estos sectores, actualmente, no son aptos para la construcción de edificaciones.

Esta zona también incluye a los rellenos sanitarios, identificada al noreste del área en estudio, está destinada a la disposición final de basura o desechos; por lo que, no es apta para la construcción de edificaciones.

Los rellenos podrían ser reemplazados por material competente, esto podrá ser posible siempre y cuando se ejecuten estudios específicos de mecánica de suelos, que respalden técnicamente esta decisión.

### **Zona de torrenteras**

Esta zona incluye a las quebradas denominadas torrenteras, que han sido identificados y delimitados en el Estudio Geológico. Dado su comportamiento dinámico y su topografía desfavorable, se considera que esta zona no es apta para la construcción de edificaciones.

El Mapa II-3 del presente Tomo II presenta la microzonificación geotécnica propuesta para el distrito de Alto Selva Alegre.

## **8.3. Peligros de Origen Natural**

El distrito de Alto Selva Alegre, presenta peligros naturales geológicos, relacionados mayormente a la presencia del Volcán Misti, estando el área urbana del distrito ubicada en las laderas medias a inferiores del sector Suroeste del volcán. Los procesos geodinámicos, corresponden tanto a la geodinámica externa, como a la geodinámica interna (sismicidad y vulcanismo). Los terrenos naturales, actualmente han sido trastocados por actividad humana, relacionada a construcción de viviendas, explotación de canteras, botaderos, que últimamente se están incrementando.

Se ha sectorizado el distrito por la intensidad de peligros geológicos, encontrándose peligros muy alto a peligros altos.

### **Peligro Muy Alto**

Los peligros de rango muy alto, se relacionan a la presencia de quebradas llamadas localmente torrenteras, que se originan de las partes superiores del



Volcán Misti, desembocando estas en el Río Chili. Estas quebradas van a servir para que discurran aguas de lluvias excepcionales, que pueden acarrear huaycos, asimismo si se produjera una actividad volcánica, estas quebradas podrían ser vías de flujos lávicos.

Pese a que las quebradas no son de gran longitud, pero al ser de materiales de origen volcánico más que nada de origen piroclástico, estas han sido fácilmente erosionadas por las aguas de las lluvias que discurren por ello, produciendo quebradas profundas en el sector cercano al río Chili, cauces amplios.

En el sector Suroeste del distrito, estas quebradas están siendo ocupadas por familias, que han estado y están construyendo viviendas, esto es de mucha peligrosidad por lo expuesto en párrafos anteriores. Asimismo las laderas que forman las quebradas son inestables, produciéndose deslizamientos producidos por causas naturales (sismos) y tecnógenos (excavaciones para diversas construcciones).

### **Peligro Alto**

Las demás áreas que ocupa el distrito, son laderas de pendiente media a fuerte y colinas bajas. Mayormente estas laderas y colinas, están conformadas por materiales de origen volcánico como depósitos piroclásticos y lahares, suelos mal formados y de poco espesor, provenientes de materiales volcánicos y flujos de lava. Debido al material superficial mayormente disgregado, mas las laderas de pendiente moderada a fuerte que nacen de la cumbre del Volcán Misti, pueden ser removidas por agua de lluvias excepcionales, actividad volcánica y por actividad sísmica, produciendo remoción de masas superficiales de los materiales disgregados, afectando a la población y obras civiles.



## REFERENCIAS

- Aguilar, et al. (2007), "Curso de Geofísica Aplicada", Post grado UNI-FIC.
- Aki, K., (1957), "Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, vol. 25, Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University; p. 415-457.
- Aki, K., Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology: W.H. Freeman & Co.
- Alarcón, Silvia (2003) "Vulnerabilidad Sísmica del Distrito de la Molina", Informe de Suficiencia para obtener el título de Ingeniería Civil, FIC – UNI.
- Alva Hurtado J. E. (2004), "Banco de Datos de Mapas de Isosistas en el Perú", Página web del CISMID – FIC – UNI ([http://www.cismid-uni.org/p\\_acelerograf/index.htm](http://www.cismid-uni.org/p_acelerograf/index.htm)).
- Alva Hurtado J. E., Meneses J. y Guzmán V. (1984), "Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú", V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
- Arias, A. (1970) A measure of earthquake intensity. Seismic Design of Nuclear Power Plants MIT Press Cambridge Massachusetts, pp. 438-489.
- Atkinson, G., & Boore, D; (2003), "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, Nº 4, pp. 1703-1729.
- Asten M.W. and Henstridge J.D., (1984), "Array Estimators and the use of Microseisms for Sedimentary Basin Reconnaissance": Geophysics v. 49, 1828–183.
- Bard, P. (1998), Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation? The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada y Sasatani (eds), 1251-1279.
- Bermúdez M., Franco L., Martínez S. y Ojeda A., (2002) "Uso de las Microtremores para la evaluación de la Respuesta Dinámica de los Suelos".
- Bernal, I. (2000), "Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú", Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP, pp. 69 – 80. Lima, Perú.
- Berrocal J., (1974), "South American Seismotectonics from SAAS data", Thesis submitted for the Degree of Doctor of Philosophy in the University of Edinburg.
- Berrocal J., Deza E. y Shikiya J. (1975), "Estudio de Sismicidad para el Proyecto de Derivación del Río Mantaro a Lima", Informe del Instituto Geofísico del Perú a ELECTROPERU S.A.
- Bieniawski Z.T (1989) "Engineering Rock Mass Classification "Willey Intersciencie Publication, USA.
- Boatwright, J; Boore, D. (1982), "Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquake for directivity and dynamic source characteristics", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, Nº 1, pp. 43-64.
- Bolaños A. y Monroy O. (2004), "Espectros de Peligro Sísmico Uniforme", Tesis para Optar el Grado de Magíster en Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima.



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Bommer, J. J., (2002), "Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy", Journal of Earthquake Engineering, Vol. 6, Special Issue 1, pp. 43 – 73, Imperial College Press.
- Boore, D. (1983), "Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, N° 6, pp. 1865-1894.
- Boore, D.; Joyner, W. (1982), "The empirical prediction of ground motion", Seismological Society of America, Vol. 72, N° 6, pp. S43-S60.
- Boore, D.; Joyner, W. (1984), "A note on the use of random vibratory theory to predict peak amplitudes of transient signals", Seismological Society of America, Vol. 74, N° 6, pp. 2035-2039.
- Braja M, Das (1996), "Principios de Ingeniería de Cimentaciones", México, Thomson Editores.
- Braja M, Das (2009), "Shallow Foundations", New York, Taylor & Francis Group.
- Gonzáles de Vallejo, Luis y Ferrer, Mercedes (2002), "Ingeniería Geológica", Madrid, España, Prentice Hall.
- Cahill, T.; Isacks, B. (1992), "Seismicity and shape of the subducted Nazca plate", Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No B12, p. 17503 -17529.
- Calderón D., Sekiguchi T., Aguilar Z., Lazares F., Nakai S. (2011), "Dynamic Characteristics of the Surface Soils in Lima, Perú", 8<sup>th</sup> International Conference on Urban Earthquake Engineering.
- Castillo J. (1993), "Peligro Sísmico en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.
- Castillo, J; Alva, J. (1998), "Peligro sísmico en el Perú", Memorias del VIII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, SPMSIF, Lima, Perú
- Ccallo, F. (2002), "Estimación de Mw a partir de isosistas de intensidad máxima para sismos de subducción ocurridos en Perú", Instituto Geofísico del Perú, v.3, pp. 59-70, Lima, Perú
- Chávez J. (2006), "Leyes de Atenuación para Aceleraciones Espectrales en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.
- CISMID (1991), "Memorias del Seminario Taller de Dinámica de Suelos". Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- CISMID (1992), "Seminario Taller de Mecánica de Suelos y Exploración Geotécnica"
- CISMID (2004), "Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de Diez Distritos de Lima y Callao", Lima, Perú.
- Cornell A. (1968), "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America", Vol 58, N°5 págs. 1538-1606.
- Cornell, C.A. and Vanmarcke, E.H. (1969), The major influences on seismic risk: in Proceedings of the Third World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, v.A-1, p. 69-93.
- Deza E. (1969), "Estudio Preliminar Sobre las Zonas de Transición que Separan Posibles Regiones Sismotectónicas del Margen Occidental de Sudamérica: Zona de



- Transición en el Perú", I Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Lima, Perú.
- Deza, E. (1972), "Zonas de Transición Sismotectónica en Sudamérica; Estudio Preliminar de la Zona de Transición en el Perú", Simposio del Manto Superior 1970, Bs.As. Argentina, Comité Argentino del Manto Superior.
  - Deza E. y Carbonell C. (1978), "Regionalización Sismotectónica Preliminar del Perú", IV Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
  - Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990) "Assessment of the Size of large and Great Historical Earthquakes in Peru". BSSA, 80, pg 551-576.
  - Dorman, J., Ewing, M., (1962) Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area: J. Geophys. Res., 67, 5227-5241.
  - Figueroa, J., C. (1974), "Tratado de Geofísica Aplicada", LITOPRINT, Madrid.
  - Esteva, L. (1970), "Criterios para la Construcción de Espectros de Diseño", Publicación N 19 del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México
  - Gallegos, M. (1999), "Construcción de leyes de atenuación a partir de espectros de fuente y teoría de vibraciones aleatorias para la republica de Colombia", XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Michoacán, México.
  - Gallegos, M. (2000), "Estimación de riesgo sísmico en la Republica de Colombia", Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, México D.F.
  - Gamarra y Aguilar (2009), "Nuevas Fuentes Sismogénicas para la Evaluación del Peligro Sísmico y Generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú", XVII Congreso Nacional de Estudiantes de Ingeniería Civil, Lima, Perú.
  - Giesecke, A; Ocola, L.; Silgado, E.; Herrera, J.; Giuliani, H. (1980), "El terremoto de Lima del 3 de octubre de 1974", Informe técnico, CERESIS-UNESCO, Lima, Perú.
  - Giovanni M. K., Beck S. L. & Wagner L. (2002), "The June 23, 2001 Peru Earthquake and the Southern Peru Subduction Zone". Geophysical Research Letters, Vol 29, N° 21, 2018.
  - Gonzáles de Vallejo, L. y Ferrer M. (2002), "Ingeniería Geológica", Prentice Hall, Madrid, España.
  - Grange, F., et al (1984), "Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Southern Peru", Journal of Geophysical Research, Vol. 89, pp. 6139-6152.
  - Gutenberg, B. (1945), "Magnitude determination for deep-focus earthquakes", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 35, pp. 117-130.
  - Gutenberg, B.; Richter, C. (1956), "Earthquake magnitude: intensity, energy, and acceleration", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104-145.
  - Hanks, T.; Kanamori, H. (1979), "A moment magnitude scale", Journal of Geophysical Research, Vol. 84, pp. 2348-2350
  - Hanks, T.; Macguire, R. (1981), "The character of high frequency strong ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, pp. 2071-2095.
  - Hoek E. Bray J.W (1977) "Rock Slope Engineering", London, 2da Edición.



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Huamán, C (1971), "Microzonificación Sísmica de la Punta y el Callao", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- Hunt, Roy E (1986), "Geotechnical Engineering – Techniques and Practices", McGraw- Hill, USA.
- Idriss I. (1985), "Evaluating Seismic Risk in Engineering Practice". XI International Conference in Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, USA, Vol I.
- INGEMMET (2007-2008), Actualización del Mapa de Peligros, Plan de Usos del Suelo ante desastres y medidas de mitigación de Chíncha Alta, Pueblo Nuevo, Sunampe y Alto Larán, Programa Ciudades Sostenibles, Proyecto PNUD 00048999.
- Instituto Geofísico del Perú. (2001), "Catálogo Sísmico del Perú: Versión Revisada y Actualizada". Lima, Perú.
- Instituto Tecnológico de España (1991) "Manual de Ingeniería de Taludes"
- Isacks B., Oliver J. y Sykes L.R., (1968), "Seismology and Global Tectonics", Journal of Geophysical Research, Vol 73, N°18, págs. 5855-5899.
- Joyner, W.; Boore, D. (1988), "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion", Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication 20, pp. 43-102, ASCE, New York.
- Kramer, S. L., (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall, New Jersey, USA.
- Lermo J., Rodríguez M., y Singh S. K. Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements, Earthquake Spectra, (1988), 4, 805-14.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, Bull. Seism. Soc. Am., 83,1350-1364.
- Lilhanand, K., Tseng, W. S. (1987), Generation of synthetic time histories compatible with multiple-damping design response spectra. Transactions of the 9<sup>th</sup> International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology, Lausanne, K1, 105-110.
- Lilhanand, K., Tseng, W. S. (1988), Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple-damping design spectra, Proceedings of the 9<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, Tokyo Japan, II, 819-824.
- Lillesand, T. y Kiefer, R. (2000). Remote Sensing and Image Interpretation. Fourth Edition. John Wiley & Sons, Inc.
- L. Rodríguez, H. Tavera (1991), "Determinación en Alta Resolución de Wadatti – Benioff en el Perú Central", Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 9 (2), 141-159.
- Macharé, J., Fenton, C., Machette, M., Lavenu, A., Costa, C. and Dart, R., (2003), "Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Peru and its Offshore Regions", Open-File Report 03-451, US Geological Survey, U.S.A.
- Mari, J. L., 1984, Estimation of static correction for shear-wave profiling using the dispersion properties of Love waves: Geophysics, 49, 1169-1179.
- Martínez Vargas, Alberto (1990), "Geotecnia para Ingenieros", Lima, Perú, CONCYTEC.



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Muni Budhu, R. E. (2007), "Soil Mechanics and Foundations", Jhon Wiley & Sons, United States of America.
- McGuire R.K. (1974), "Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance", MIT Report R74-51 Cambridge MA, USA.
- McGuire R.K. (1976), "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis", Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface". Quarterly Report Railway Technology Research Institute., Vol. 30. N°3. pags. 25-30.
- Newmark and Rosenblueth (1971), Fundamentals of Earthquake Engineering, Prentice – Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., 640 pp.
- Omori, F. (1908)"On Micro-Tremors".Bull. Imperial Earth. Investigacion Committee of Tokyo, Vol II. Pag. 1-6.
- Ordaz, M. (1992), "Estimación de Movimientos Fuertes Ante Temblores de Subducción", Tesis Doctoral, División de Estudios Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ordaz, M., Aguilar A., Arboleda J: (1999), "Program for Computing Seismic Hazard: CRISIS 2003 Ver 3.0.1", Institute of Engineering, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ordaz, M., Veras L. (2003), "Criterios generales para la definición de Espectros Sísmicos de Sitio", XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guanajuato-León, México, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.
- Pomachagua, O. (2000), "Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú", Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP, pp. 93 – 104. Lima, Perú.
- Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., (1992), Numerical recipes in C: Cambridge Univ. Press.
- Reyes, C.; Miranda, E.; Ordaz, M. (1999), "Ley de atenuación espectral para estimar el espectro de aceleraciones en la estación CU", XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Michoacán, México.
- Richards, J. y Jia, X. (1999). Remote Sensing Digital Image Analysis, An Introduction. Third, Revised and Enlarged Edition. Springer.
- Richter C.F. (1958), "Elementary Seismology", W.H. Freeman Co., San Francisco.
- Roma V. (2001), "Soil Properties and Site Characterization by means of Rayleigh Waves", PhD Degree in Geotechnical Engineering, Department of Structural and Geotechnical Engineering, Technical University of Turin (Politecnico), Italy.
- Sadigh K., Chang C., Egan J., Makdisi F., Youngs R.R., (1997), "Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data", Seismological Research Letters, Volume 68, Number 1, January/February.
- Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm I. Searching a parameter space, Geophys. J. Int., 138, 479-494.
- Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm II. Appraising the ensemble, Geophys. J. Int., 138, 727-746.



# UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Schnabel, P. B., Lysmer, J., Seed, H. B. (1972), SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. Report No. EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California.
- Sebrier M., Huamán D., Blanc J. L., Macharé J., Bonnot D. y Cabrera J. (1982), "Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
- SENCICO (1997), Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, Reglamento Nacional de Edificaciones, "Norma E-050, Suelos y Cimentaciones", Lima, Perú.
- SENCICO, Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, Reglamento Nacional de Edificaciones, "Norma E-030, Diseño Sismo Resistente", Lima, Perú.
- Silgado E. (1973), "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú 1955-1970", Geofísica Panamericana, Vol 2 pp. 179-243.
- Silgado E. (1978), "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín N°3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Perú.
- Silgado E. (1992), "Investigación de Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX", CONCYTEC, Lima, Perú.
- Silgado E., (1969), "Sismicidad de la Región Occidental de la América del Sur entre los paralelos 2° y 18° Latitud Sur" Primer Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, pp. 33-44.
- SISRA (1985), "Catálogo de Terremotos para América del Sur" Vol 7a, 7b y 7c, Proyecto SISRA, CERESIS, Lima, Perú.
- Slemmons D. (1982), "Magnitude of Active Faults", U.S. Army Engineer Waterways Experimental Station, USA.
- Scordilis E., (2006), "Empirical Global Relations Converting Ms and Mb to Moment Magnitude", Journal. Seismological, 10, pp 225-236.
- Tavera H. y Buforn E (1998), "Sismicidad y Sismotectónica de Perú", Física de la Tierra, N° 10, pp. 187 – 219. España.
- Tavera H., (1998), "Mecanismo Focal de Terremotos en Perú y Sismotectónica", Tesis para Optar el Grado de Doctor en Ciencias Físicas, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, España.
- Tavera H., Buforn E., Bernal I., Antayhua Y. & Vilcapoma L. (2002), "The Arequipa (Peru) Earthquake of June 23, 2001", Journal of Seismology, Vol. 6, pp. 279 – 283.
- Tavera H., Vilca R. y Marín G. (2006), "Inferences on the Geometry of the Nazca Plate in Northwestern Peru Based on Data Collected by a Local Seismograph Network", Earth Science Research Journal, Vol. 10, N° 1, pp. 15 – 24.
- Xia J., Miller R., Park C., (1999), Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Society of Exploration Geophysicists
- Yamahara, H. (1969) "The Frequency Characteristic of Ground and the Earthquake Damage of Structure", Transactions of the Architectural Institute of Japan (165), 53-59, 1969-11-30.



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA  
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL**

**CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES  
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**



- 
- Youngs, R. R., Chiou. S. J., Silva, W. J. and Humprey, J. R. (1997), "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", Seismological Research Letters, Vol. 68, Numb. 1, Pp. 58 – 73, USA.