

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA**  
**FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL**



**PELIGRO SISMICO EN EL PERU**

**TESIS**

**PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL**  
**DE INGENIERO CIVIL**

**JORGE LUIS CASTILLO AEDO**

**LIMA - PERU**

**1994**

## SUMARIO

El objetivo de este estudio es determinar el peligro sísmico en el Perú, prediciendo probabilísticamente las aceleraciones máximas que podrían ocurrir en cualquier punto del país en basamento rocoso.

En el Capítulo I se plantea este objetivo, señalando la importancia de este estudio en un país altamente sísmico. Se realiza una breve descripción de la metodología y las etapas desarrolladas para evaluar el peligro sísmico. Se menciona estudios anteriores realizados por varios investigadores en diversos proyectos de ingeniería.

Los principales elementos que afectan la sismicidad en el país, como son la subducción de la Placa de Nazca y los reajustes de la corteza terrestre, se consideran en el Capítulo II. Se realiza una breve descripción de los principales rasgos tectónicos y se analizan la sismicidad histórica e instrumental. Se procede a elaborar un catálogo sísmico depurado y actualizado, así como la determinación de una relación entre las magnitudes  $m_b$  y  $M_s$ .

En el Capítulo III, correlacionando la sismicidad y la tectónica se determinan veinte fuentes sismogénicas y sus respectivos parámetros sismológicos o de recurrencia, dentro de un esquema estadístico confiable. Se seleccionan adecuadamente dos leyes de atenuación asociadas al mecanismo de subducción y a las fuentes relacionadas con sismos continentales.

Posteriormente, en el Capítulo IV se determinan las aceleraciones máximas esperadas en roca para todo el país y áreas vecinas, obteniéndose mapas de isoaceleraciones horizontales para el 10 % de nivel de excedencia en 50 y 100 años.

Finalmente, en el Capítulo V se muestran las conclusiones obtenidas al desarrollar este trabajo y algunas recomendaciones para mejorar las estimaciones del peligro sísmico en el Perú.

El Autor.

# PELIGRO SISMICO EN EL PERU

## INDICE

### SUMARIO

	pag.
<b>1.0 INTRODUCCION</b>	
1.1 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	1
1.2 OBJETIVO	2
1.3 METODOLOGIA	3
1.4 ESTUDIOS ANTERIORES	4
<b>2.0 SISMOTECTONICA</b>	
2.1 INTRODUCCION	8
2.2 PRINCIPALES RASGOS TECTONICOS	9
2.2.1 Principales fallas activas en el Perú	14
2.3 SISMICIDAD	20
2.3.1 Sismicidad Histórica	20
2.3.1.1 Introducción	20
2.3.1.2 Panorama de la Sismicidad Histórica	22
2.3.2 Sismicidad Instrumental	26
2.3.2.1 Introducción	26
2.3.2.2 Correlación entre $m_b$ y $M_s$	28
2.3.2.3 Distribución Espacial de la Sismicidad Instrumental	29

<b>3.0</b>	<b>DETERMINACION DE LAS FUENTES SISMOGENICAS Y LOS PARAMETROS PARA LA EVALUACION DEL PELIGRO SISMICO</b>	
3.1	INTRODUCCION	46
3.2	DETERMINACION DE LAS FUENTES SISMOGENICAS	46
3.3	DETERMINACION DE LOS PARAMETROS SISMOLOGICOS	50
	3.3.1 Introducción	50
	3.3.2 Metodología	51
	3.3.2.1 Determinación de (b)	51
	3.3.2.2 Determinación de la Tasa Media Anual ( $\mu$ ) y la Magnitud Mínima de Homogeneidad ( $M_{min}$ )	53
	3.3.2.3 Determinación de la Magnitud Máxima ( $M_{max}$ )	54
	3.3.3 Evaluación	55
	3.3.3.1 Magnitud Mínima de Homogeneidad y Magnitud Máxima	55
	3.3.3.2 Tasa Media Anual $\mu$ y el $\beta$	58
3.4	PROFUNDIDADES REPRESENTATIVAS DE LOS HIPOCENTROS LAS FUENTES	59
3.5	LEYES DE ATENUACION	59
	3.5.1 Desviación Standard de la Atenuación	61
<b>4.0</b>	<b>EVALUACION DEL PELIGRO SISMICO</b>	
4.1	INTRODUCCION	72
4.2	FUNDAMENTOS DEL ANALISIS DEL PELIGRO SISMICO	73
4.3	ELEMENTOS PARA EL CALCULO DEL PELIGRO SISMICO	75

4.4	PROGRAMA DE COMPUTO RISK	77
4.5	NIVEL DE CONFIDENCIA	78
4.6	DETERMINACION DEL PELIGRO SISMICO	80
5.0	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
	<b>REFERENCIAS</b>	92
	<b>ANEXOS:</b>	96
	<b>ANEXO A</b>	97
	- Cortes Transversales al Mapa Sismotectónico	98
	- Distribución de Profundidades Hipocentrales	117
	<b>ANEXO B</b>	124
	- Catálogo Sísmico del Perú (1963 - 1990 I)	125
	<b>ANEXO C</b>	174
	Plano N° 1	Mapa Sismotectónico del Perú
	Plano N° 2	Mapa de Isoaceleraciones para el 10% de excedencia en 50 años.
	Plano N° 3	Mapa de Isoaceleraciones para el 10% de excedencia en 100 años.

# CAPITULO I

## INTRODUCCION

### 1.1 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

El Perú está comprendido entre una de las regiones de más alta actividad sísmica que existe en la tierra, por lo tanto está expuesto a este peligro, que trae consigo la pérdida de vidas humanas y pérdidas materiales. Es necesario efectuar estudios que permitan conocer el comportamiento más probable de estos fenómenos para poder planificar y mitigar los grandes efectos que traen consigo. Una forma de conocer el probable comportamiento sísmico de un lugar es mediante la evaluación del peligro sísmico en términos probabilísticos, es decir predecir las posibles aceleraciones que podrían ocurrir en un lugar determinado.

En las normas de diseño se especifican las cargas sísmicas, por lo que no es necesario realizar investigaciones detalladas de la actividad sísmica del área donde se construirán estructuras comunes. El coeficiente de diseño sísmico a ser usado en el diseño sísmico pseudo-estático se determina en base a la zona, condición del suelo e importancia de la estructura. Si la estructura es flexible, la carga

sísmica se modifica tomando en cuenta su periodo fundamental. Sin embargo, cuando se planifican estructuras importantes, deben evaluarse sus capacidades de resistir terremotos en base a estudios detallados de peligro sísmico. Tales estructuras incluyen: presas grandes, puentes con luces grandes, túneles, centrales nucleares. También se necesitan estudios detallados para la evaluación del peligro sísmico en una zona grande por urbanizar.

## 1.2 OBJETIVO

El objetivo de este estudio es determinar el peligro sísmico en el Perú, prediciendo probabilísticamente las posibles aceleraciones máximas que podrían ocurrir en un lugar, considerando los datos de sismos pasados y las características tectónicas asociados a la actividad sísmica.

Las etapas a seguir en el presente estudio son básicamente las siguientes:

- a) Revisar el catálogo sísmico del proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina, 1982) y actualizarlo hasta el año 1990 con los datos verificados y publicados por el ISC (International Seismological Centre). Esta revisión y actualización del catálogo incluye la depuración de los sismos premonitores y réplicas.

- b) Proponer fuentes sismogénicas en base a la sismicidad encontrada y a las características tectónicas.
- c) Plantear los parámetros sismológicos para las fuentes propuestas.
- d) Evaluar el peligro sísmico en el país, aplicando la metodología desarrollada por A. Cornell utilizando el programa RISK (McGuire, 1976).
- e) Presentar los resultados de este estudio confeccionando mapas de distribución de aceleraciones máximas en suelo firme asociados a una probabilidad de excedencia de 10% para 50 y 100 años de vida útil.

### **1.3 METODOLOGIA**

El análisis de peligro sísmico se realiza aplicando la metodología desarrollada por A. Cornell en 1968 en términos probabilísticos, metodología que fue modificada e implementada en el programa de cómputo RISK por McGuire (1976).

Esta metodología integra información sismotectónica, parámetros sismológicos y leyes de atenuación regionales para los diferentes

mecanismos de ruptura. El resultado es una curva de peligro sísmico, donde se relaciona la aceleración y su probabilidad anual de excedencia.

Un esquema del procedimiento utilizado se presenta resumido en la Figura 1.1. La región a estudiarse se halla dividida en fuentes sismogénicas, tales como fuentes regionales  $A_1$ , sismicidad de fondo  $A_2$  y fallas  $F_1$ , donde los sismos pueden ocurrir de forma aleatoria. Para cada fuente se determinan, la magnitud mínima de homogeneidad ( $M_{min}$ ), la pendiente de la distribución de Gutenberg y Richter ( $b$ ), la tasa media anual de actividad sísmica ( $\mu$ ) y la magnitud máxima esperada ( $M_{max}$ ), denominados parámetros sismológicos. El nivel de aceleraciones alcanzado en el sitio de interés es determinado usando una ley de atenuación, la misma que relaciona la intensidad de movimiento del terreno (aceleración, velocidad y desplazamiento) con la magnitud y la distancia al centro de liberación de energía sísmica. Finalmente, asumiendo que la ocurrencia de sismos sigue un proceso de Poisson, se calcula la probabilidad anual de excedencia para diferentes valores de aceleraciones esperadas.

#### 1.4 ESTUDIOS ANTERIORES

La metodología para el cálculo de peligro sísmico fue implementada en el Perú por Casaverde y Vargas (1980), habiendo sido

utilizada también por otros investigadores del país en diversos proyectos de ingeniería. Casaverde y Vargas utilizaron el Catálogo Sísmico del IGP (Instituto Geofísico del Perú) y propusieron 27 fuentes sísmogénicas con sus respectivos parámetros sísmológicos y la ley de atenuación basada en registros de acelerogramas de diez sismos peruanos registrados en Lima.

Arévalo (1984) determinó nuevos parámetros sísmológicos para las fuentes propuestas por Casaverde y Vargas. Alva et al, (1992) definieron también, los parámetros para las mismas fuentes.

En 1992 el CISMID (Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres) de la Facultad de Ingeniería Civil de la UNI, realizó trabajos de peligro sísmico para ELECTROPERU S.A. como parte de los estudios requeridos para la construcción de importantes obras civiles en nuestro país.

Estos estudios son los siguientes:

- Peligro Sísmico del Estudio de Factibilidad del Afianzamiento Hídrico del río Cañete. Marzo, 1992.
- Peligro Sísmico del Estudio Definitivo de la Presa Sibinacocha y Central Hidroeléctrica Quishuarani. Cusco, Marzo, 1992.
- Peligro Sísmico del Estudio de Factibilidad de la Central Termoeléctrica a Gas Natural y Edificio de ELECTROPERU S.A.

Lima, Marzo, 1992.

- Peligro Sísmico del Estudio de Prefactibilidad de la Central Hidroeléctrica de Cumba. Amazonas, Abril, 1992.
- Peligro Sísmico del Estudio de Factibilidad de la Central Hidroeléctrica de Carhuaquero. Cajamarca, Junio, 1992.
- Peligro Sísmico del Estudio de Factibilidad de las Centrales Hidroeléctricas Moquegua N° 1 y N° 3, Moquegua, Junio, 1992.
- Peligro Sísmico del Estudio Definitivo de la Ampliación de la Central Hidroeléctrica Cañón del Pato y Pondaje de Quitaracsa. Ancash, Marzo, 1993.

El autor de esta tesis participó en los proyectos anteriormente mencionados, gran parte del trabajo fue utilizado en la elaboración de dichos informes.

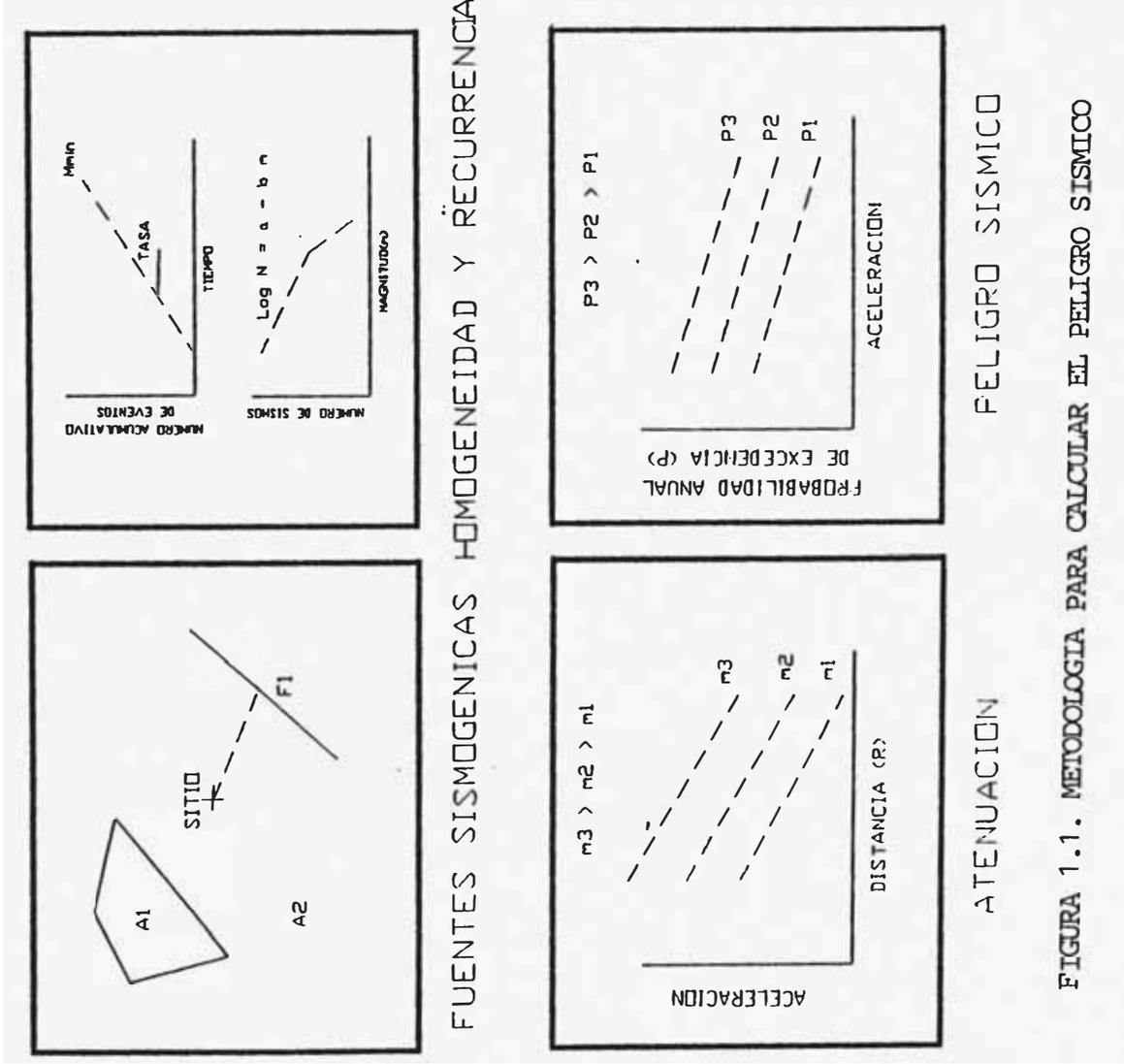


FIGURA 1.1. METODOLOGIA PARA CALCULAR EL PELIGRO SISMICO

## **CAPITULO II**

### **SISMOTECTONICA**

#### **2.1 INTRODUCCION**

La sismicidad es una de las manifestaciones de la dinámica interior del globo terrestre. La actividad sísmica está principalmente concentrada en el borde de los grandes bloques tectónicos, denominados placas tectónicas. Su estudio es muy importante para la evaluación del peligro sísmico.

El Perú está comprendido entre una de las regiones de más alta actividad sísmica que existe en la tierra. Esta actividad sísmica es el resultado de la interacción de las placas tectónicas Sudamericana y de Nazca, y de los reajustes que se producen en la corteza terrestre como consecuencia de la interacción y la morfología alcanzada por el Aparato Andino

## 2.2 PRINCIPALES RASGOS TECTONICOS

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 saltante 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 esta teoría 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 dice que es debido a corrientes de convección o movimientos del mismo 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 los márgenes continentales, pudiendo ser de tres tipos:

- 1) Según cordilleras axiales, donde las placas divergen una de otra y en donde se genera un nuevo suelo oceánico.
- 2) Según las fallas de transformación a lo largo de las cuales las placas se deslizan una respecto a la otra.
- 3) 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 éstas 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 bordes mayores 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 noreste de Argentina. La distribución espacial de los hipocentros confirma la subducción de la Placa de Nazca, aún cuando existe controversia debido a la ausencia 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.

Los rasgos tectónicos superficiales más importantes en el área de estudio son: (Berrocal et al, 1975).

- La Fosa Oceánica Perú-Chile.
- La Dorsal de Nazca.
- La porción hundida de la costa norte de la Península de Paracas,

asociada con un zócalo continental más ancho.

- La Cadena de los Andes.
- Las unidades de deformación y sus intrusiones magmáticas asociadas.
- Sistemas regionales de fallas normales e inversas y de sobreescurrecimientos.

La Dorsal de Nazca tiene una influencia decisiva en la constitución tectónica de la parte occidental, 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.

La Cadena Andina es el rasgo tectónico más evidente. Su orogénesis es un producto de la interacción de las placas litosféricas, cuyo desarrollo está todavía vigente. La convergencia de la Placa de Nazca y la Sudamericana da como resultado una deformación dentro de la Litósfera continental.

El régimen de esfuerzo regional tectónico parece ser predominantemente compresional, normal a las líneas de la Costa y a la dirección de las Cordilleras.

La parte occidental del área de estudio está constituida por varias unidades de diferentes grados de deformabilidad, debido a su diferente litología y época de formación. La unidad de deformación Precambriana no presenta actividad sísmica, mientras que la unidad de

deformación Paleozoica presenta actividad sísmica de profundidad superficial a intermedia, tal como en la zona de Huaytapallana cerca a Huancayo, en Cusco y en Abancay.

La deformación en la corteza se caracteriza por fallas inversas, de rumbo predominantemente Norte a Nor-Noroeste en los Andes, que buzan con bajo ángulo sea al Sur-Oeste o al Nor-Éste.

El sistema de fallas subandino, localizado a lo largo del flanco Oriental de los Andes, representa la parte más oriental de esta deformación de la corteza. El contacto de la unidad de deformación SupraTerciaria con las unidades más antiguas está asociado con este sistema de fallas normales e inversas.

Otro rasgo importante en la unidad Andina lo constituye las deposiciones volcánicas que son antiguas hacia el norte de la zona de transición; y modernas y antiguas hacia el sur (Deza y Carbonell, 1978).

En la Figura 2.1 se presenta el Mapa Neotectónico del Perú (Macharé et al, 1991). Este mapa presenta los principales rasgos tectónicos activos durante el cuaternario (fallas, flexuras) y las características de los movimientos verticales costeros y continentales.

### **2.2.1 Principales Fallas Activas en el Perú.**

En el Mapa Neotectónico, algunas de las fallas dibujadas no han presentado desplazamientos varias decenas de miles o millones de años.

Las fuerzas disruptivas locales en las zonas cercanas a las fallas inactivas pueden haber disminuído hace mucho tiempo y ciertos procesos químicos, incluyendo el movimiento del agua, pueden haber cicatrizado las fracturas, especialmente en profundidad. Estas fallas inactivas ya no son escenarios de terremotos y quizás no lo sean nunca más (Bolt B., 1981).

Nuestro principal interés está centrado en las fallas activas, a lo largo de las cuales se esperan desplazamientos. De acuerdo al estudio sobre Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú (Sebrier et al, 1982) y la actualización del Mapa Neotectónico del Perú (Macharé et al, 1991), se presentará un breve resumen de las fallas activas reconocidas en el Perú, a fin de dar un panorama de la **localización de las zonas de mayor peligro sísmico asociado** a la proximidad de tales estructuras. Las fallas serán presentadas de norte a sur sin distinción de tamaño u otra característica estructural.

### **Falla de Chaquilbamba.**

En la Cordillera Occidental del norte peruano, entre Chaquilbamba y Marcabal (límite entre los dptos. de Cajamarca y La Libertad), se encuentra un falla de dirección NNW-SSE y buzamiento al SW. Esta falla normal presenta un segmento activo de corta longitud, de aproximadamente 1.5 Km. El escarpe en superficie evidencia un desplazamiento máximo vertical de la topografía actual de 8 a 10 m. Su movimiento más reciente podría estar asociado a dos sismos producidos en la región en 1937.

### **Falla de Quiches.**

Entre los pueblos de Quiches y Chingalpo, en la margen occidental del Río Marañón, al NNE de Huaraz, se ubica la Falla de Quiches de dirección NNW. Ella está formada por varios tramos con buzamiento tanto al E como al W dispuestos a lo largo de unos 20 Km. Esta falla fue reactivada con movimiento normal durante un fuerte sismo en 1946, habiéndose producido sobre ella escarpes verticales de hasta 3.5 m.

### **Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca.**

El mayor sistema de fallas activas del Perú se encuentra ubicado entre las localidades de Chiquián y Corongo (Ancash), bordeando el flanco occidental de la Cordillera Blanca con un rumbo entre  $N155^{\circ}E$  y  $N125^{\circ}E$  y buzamiento de  $45^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  SW. La geometría de las fallas es normal, así como su cinemática durante el Plioceno y el Cuaternario. El tramo que se encuentra al norte de Huaraz tiene una longitud aproximada de 100 Km, constituyendo una estructura continua, mientras que el sector meridional, de aproximadamente 77 Km, tiene una traza discontinua. El desplazamiento reciente calculado en función de los escarpes es de unos 35 m en los últimos 50,000 años. Además, se han evaluado desplazamientos verticales de 1,000 m para el Cuaternario y de 4,500 m para el Plioceno.

### **Falla de Huaytapallana.**

Se encuentra al pie de los nevados de la Cordillera de Huaytapallana, al NEE de Huancayo. Está formada por dos segmentos de rumbo promedio  $N135^{\circ}E$  y buzamiento entre  $60^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  NE, que se extienden sobre una longitud de unos 20 Km. El escarpe actual fue creado durante dos sismos localmente muy intensos en 1969, que reactivaron

esta falla con movimiento inverso sinistral. Existen desplazamientos de 1.8 m (vertical) y 0.70 m (horizontal) asociados a estos sismos en el segmento sur, éstos son ligeramente mayores en el segmento norte.

### **Fallas en la región del Cusco.**

Los alrededores del Cusco muestran varios sistemas de fallas cuaternarias, algunas de las cuales han probado recientemente ser geológicamente activas. En conjunto, estas fallas se sitúan en el límite entre las Altas Mesetas y la Cordillera Oriental.

#### **La Falla Zurite**

Se extiende a lo largo de 24 Km al WNW del Cusco. Ella está compuesta por pequeños segmentos con rumbos entre N100°E y N115°E y buzamiento comprendido entre 60° y 70° hacia el sur. Esta falla normal separa el cuaternario de la cuenca Anta de la cordillera de Vilcabamba y afecta depósitos aluviales y morrénicos de edad cuaternaria.

### **La Falla Tambomachay**

Se encuentra ubicada al borde de la ciudad del Cusco, ocupando una longitud aproximada de 17.5 Km hacia el norte de esta ciudad. La falla tiene una tendencia E-W, pero hacia el este cambia a un rumbo NW-SE. Su buzamiento esta comprendido entre  $60^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  al sur. Tiene un movimiento normal con un salto vertical máximo de 4 m. El sistema presenta en su extremo oeste un cambio brusco de dirección, que da lugar a la Falla Tamboray de rumbo NS y buzamiento al oeste. Una pequeña falla que le es paralela (Qoricocha-Chincheros) presentó una reactivación de varios centímetros durante un sismo en 1986.

### **Las Fallas de Ausangate.**

Son tramos activos del sistema de Ocongate que se sitúa entre el pueblo del mismo nombre y el macizo del Ausangate. Ellas tienen un rumbo promedio  $N70^{\circ}E$  a  $N80^{\circ}E$  y se pueden distinguir dos grupos: Fallas con buzamiento hacia el norte (escarpes con pendientes de  $35^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ) de edad holocena y fallas con buzamiento hacia el sur, de edad pre-holocena. Estas fallas son normales y tienen longitudes que varían entre 1 a 6 Km, constituyendo un sistema de aproximadamente 10 Km de

**largo total.**

### **Fallas de Huambo - Cabanaconde.**

Se encuentran ubicadas entre los pueblos de Huambo y Cabanaconde en las mesetas volcánicas de la Cordillera Occidental, a unos 100 Km al NNW de Arequipa. En esta zona, se tienen dos fallas importantes y paralelas (Fallas Trigal y Solarpampa) de rumbo E-W y buzamiento medio de  $65^{\circ}$ S. Ellas se extienden sobre unos 10 Km de longitud y sus movimientos recientes son de tipo normal. Ambas fallas afectan al volcanismo cuaternario más reciente (Holoceno) y parecen haberse movido durante su emplazamiento.

### **Falla de Chulibaya.**

Es la única falla activa de la zona costera y pertenece al gran sistema de fallas de Incapuquio que separa el antearco (Cuenca Moquegua) de la Cordillera Occidental. Ella se encuentra al NW de Tacna entre Locumba e Ilabaya. Tiene un rumbo promedio  $N100^{\circ}$ E y buzamiento de  $70^{\circ}$ S, pudiendo observarse a lo largo de unos 5 Km. Su traza superficial revela una geometría normal y desplaza la topografía actual con un escarpe de

hasta 2 m de altura.

### **Fallas de Rioja-Moyobamba.**

Son una serie de accidentes heredados de la tectónica terciaria, que controlan la cuenca cuaternaria del Alto Mayo en la zona subandina del norte del Perú ( $6^{\circ}\text{S}, 77^{\circ}\text{W}$ ). El carácter activo de ciertos tramos, en particular de la Falla Shitari (o Rioja) y de las fallas al norte y sur de Moyobamba, ha sido recientemente reconocido. La intensa actividad sísmica que caracteriza a la zona (sismos de 1927, 1945, 1968, 1990 y 1991) parece estar bien asociada a la reactivación de estas estructuras.

## **2.3 SISMICIDAD**

### **2.3.1 Sismicidad Histórica**

#### **2.3.1.1 Introducción**

La sismicidad histórica en el Perú empieza con la conquista y colonización de los españoles en nuestro país,

después de la victoria de Pizarro sobre el Imperio Incaico desde 1532 a 1535. Los terremotos más antiguos se fueron transmitiendo en forma oral pero con gran imprecisión en localización geográfica y tiempo.

Silgado (1978) realizó la más importante descripción ordenada de la historia sísmica del Perú. Desde el siglo XVI hasta el siglo XIX solo se reportan los sismos sentidos en las ciudades principales, indicando que dicha actividad sísmica no es totalmente representativa, ya que pueden haber ocurrido sismos importantes en regiones remotas, que no fueron reportados.

Dorbath et al (1990) analizaron los grandes sismos históricos y obtuvieron cantidades estimadas de longitudes de ruptura en un diagrama espacio-tiempo de los grandes sismos históricos del Perú. Se muestra la existencia de tres zonas diferentes correspondientes a la segmentación de la placa de Nazca subducida en la placa Sudamericana. La actividad sísmica en el Norte y Centro del país es compleja debido a la irregularidad de las longitudes de ruptura, la zona Sur tiene un modelo sísmico simple y regular, ya que ha experimentado cuatro grandes sismos cuyo tiempo de recurrencia es del orden de un siglo; ésta es una zona de alto riesgo sísmico.

Un mapa de Distribución de Máximas Intensidades

Sismicas Observadas en el Perú ha sido presentado por Alva et al (1984), en el cual se representa los niveles de daños producidos por los terremotos ocurridos, sin distinguir si tales daños se debieron a la vibración localizada del suelo, licuación de suelos, deslizamientos u otros fenómenos locales. 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. (Figura 2.2).

#### **2.3.1.2 Panorama de la Sismicidad Histórica**

La siguiente revisión de los grandes sismos históricos del Perú está ilustrada en la Figura 2.3 (Diagrama espacio-tiempo); la Tabla 2.1 contiene los valores numéricos de longitud de ruptura y una estimación de magnitudes, ambos obtenidos del trabajo realizado por Dorbath et al (1990).

La costa del Perú parece estar dividida sísmicamente en tres zonas distintas:

- Zona Norte, que se extiende por encima de los 10°S
- Zona Central, desde los 10°S hasta los 14°S
- Zona Sur, desde 15.5°S hasta el límite con Chile

### **Zona Norte**

Desde los inicios de la sismicidad instrumental, el mayor sismo en esta zona es el del 31 de Mayo de 1970 que produjo más de 50,000 muertes. Este mecanismo corresponde a una falla normal dentro de la placa de Nazca y no al deslizamiento a lo largo de la superficie de subducción. En 1619 ocurre un sismo que destruye Trujillo. Se obtuvo una longitud de ruptura no muy definida de 100-150 Km obtenida de los datos de macrosismicidad. No se encontró referencias de tsunamis. Históricamente es el único evento fuerte que se produjo en esta zona, por lo tanto no se tiene una ventana de tiempo suficientemente larga como para estimar el tiempo de recurrencia.

### **Zona Central**

La actividad sísmica en el centro del Perú es más compleja debido a la irregularidad de las longitudes de ruptura y localización de sus epicentros. El sismo de 1586 tuvo una longitud de ruptura del orden de 175 Km y causó un tsunami local de una altura u ola de 5 m. Un sismo fuerte sacudió Lima en 1664; el límite sur de la longitud de ruptura no fue bien definida, pero no pudo ser más de 75 Km, no se presentó tsunami. El evento de

1678 es muy poco recordado pero fue similar al sismo de 1966. El año 1687 se registraron dos grandes sismos separados por un día. El primero es uno de los más fuertes en el centro del Perú, tuvo una longitud de ruptura de 350 Km y un tsunami local de 5 a 10 m. El segundo evento fue diferente, situado en el sur del Perú. Otro sismo no muy grande ocurrió en 1725 en la zona central del Perú, con una longitud de ruptura que no pudo exceder de 75 Km y no estuvo asociado a algún tsunami. En 1746 un gran sismo destruyó completamente Lima, tuvo una longitud de ruptura de 350 Km y produjo un tsunami de una altura de 15 a 20 m. Luego hubo un periodo de quietud por dos siglos. La actividad retorna en 1940 con un sismo de 180 Km de longitud de ruptura que produjo un tsunami de una altura de 3m. Similar valor fue observado para el sismo de 1942. El sismo de 1966 en la zona nor-central del Perú tuvo una longitud de ruptura de 100 Km y produjo un tsunami de 2.6 m de altura. El evento de 1974, en frente de Lima tuvo una longitud de ruptura de 140 Km y causó un tsunami de una altura de 1.6 m.

La distribución espacio-tiempo de los grandes sismos en esta área muestra el más complejo modelo de todas las zonas de subducción del Perú, pues muestra una compleja secuencia de rupturas, ya sea como un todo o por pequeños segmentos y por permanecer un largo

tiempo sin sismos grandes. Por ello no se puede estimar un tiempo de recurrencia para estos sismos.

### **Zona Sur**

La zona sur del Perú es el más simple y regular modelo de sismicidad. El sismo de 1582 es el primer evento documentado en el Perú, probablemente tuvo una longitud de ruptura de 80 Km y no hubo evidencias claras de tsunami. El primer gran evento en el sur del país ocurrió en 1604, tuvo una longitud de ruptura de 450 Km y hubo un tsunami de 10 a 15 m. El segundo gran sismo ocurrió durante 1687, probablemente de 150 km de longitud de ruptura. No está muy bien documentado el sismo que afectó el actual límite entre Perú y Chile en 1715, con una longitud de ruptura de 50 a 100 km. El tercer gran sismo en el sur ocurrió en 1784 con una longitud de ruptura de 300 Km y un tsunami local de 2 a 4 m. El sismo de 1833 en la región límite Perú-Chile tuvo una longitud de ruptura del orden de 50 a 100 km. El cuarto gran sismo ocurrió en 1868 con una longitud de ruptura de 450 a 500 Km y un tsunami local de 14 m de altura.

Podemos observar que la región ha experimentado cuatro grandes sismos en 1604, 1687, 1784 y 1868 cuyo tiempo de recurrencia es del orden de un siglo. Es una

zona de alto riesgo sísmico, por ello es muy posible que ocurra un gran sismo en el futuro cercano (Kelleher, 1972; Dorbath et al, 1990).

## **2.3.2 Sísmicidad Instrumental**

### **2.3.2.1 Introducción**

La información sismológica instrumental del Perú se encuentra recopilada en el Catálogo Sísmico del Proyecto SISRA (Sísmicidad de la Región Andina, 1985), que tiene eventos desde el año de 1900. Este catálogo fue actualizado hasta 1990-I con los datos verificados por el ISC (International Seismological Centre). Para la elaboración de este catálogo se consideraron los registros cuya magnitud  $m_b$  es mayor o igual a 4.0, ya que a partir de este valor los sismos adquieren importancia ingenieril. La información sismológica de 1990-II a 1991-II tiene carácter preliminar y ha sido recopilada del NEIC (National Earthquake Information Centre) y del IGP (Instituto Geofísico del Perú).

Dentro de la metodología para el cálculo del peligro sísmico se considera que los eventos sísmicos presentan una distribución de Poisson, que se caracteriza por

suponer independencia entre los tiempos de ocurrencia, ya que cada uno de los sismos se considera como un evento aislado e independiente. Por ello es necesario depurar del catálogo todas las réplicas y premonitores quedando los sismos como eventos principales.

Se consideró como réplica a todo epicentro que se ubicare a una distancia menor a 50 Km alrededor del evento principal, con magnitud menor que aquél que estuviese dentro del primer mes de ocurrido el mismo. En cuanto a los premonitores, la metodología fue similar, la única diferencia consiste en que ellos se presentan normalmente unas pocas horas antes del evento principal (Bonilla y Ruiz, 1992).

Se observa una gran cantidad de eventos que se ubican a 33 Km de profundidad, denominada profundidad normal, valor que es asumido si la solución hipocentral presenta valores que, a juicio del centro de procesamiento de datos, son anómalos.

En el catálogo sísmico (1900,1990-I) depurado, se cuenta con 4276 sismos. Agrupamos estos eventos en diferentes rangos de magnitud  $m_b$  (Ver Tabla 2.2). Se puede apreciar que la estadística sísmica no es homogénea e íntegra; la mayor parte de los eventos ocurridos antes de 1960 no tienen reportada su magnitud. Sólo a partir de

1963 los datos instrumentales son más precisos, año en el cual la red de sismógrafos WWSSN (World Wide Standard Seismograph Network) estaba finalmente instalada.

La base de datos a utilizarse en el presente trabajo está conformada por los sismos entre 1963 y 1990, los mismos que corresponden a 3892 eventos principales e independientes (ver Anexo B).

#### **2.3.2.2 Correlación de $m_b$ y $M_s$ .**

El análisis de peligro sísmico se realiza en función de la magnitud sísmica. Las escalas de magnitud utilizadas son  $m_b$  y  $M_s$ , calculadas a partir de las ondas de cuerpo y de superficie respectivamente (Bolt, 1981).

Se calculó la siguiente relación entre estas dos magnitudes, de manera que se pueda utilizar cualquiera de ellas para homogenizar la muestra de datos.

$$m_b = 3.30 + 0.40 M_s$$

Esta relación se obtuvo utilizando el método de mínimos cuadrados, para lo cual se utilizó 401 datos, igual al número de registros que presentaron simultáneamente

estas magnitudes.

En la Figura 2.4 se muestra esta expresión, comparada con las expresiones obtenidas en el proyecto SISRA, en estudios realizados en Chile (Aiquel, 1990) y la expresión obtenida por Richter. Las dos primeras correlaciones son muy similares a la nuestra, pues se trata del mismo mecanismo de interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Richter calcula esta expresión en la costa oeste de Estados Unidos que corresponde al mecanismo de interacción entre la Placa Americana y la Placa del Pacífico, caracterizada por sismos poco profundos y con manifestaciones asociadas a fallas.

Analizando la ecuación anterior se observa que los valores  $m_b$  y  $M_s$  son iguales en 5.5 y sobre este valor,  $M_s$  es mayor que  $m_b$ , mientras que bajo este valor  $M_b$  es mayor que  $M_s$ . (Ver Figura 3.3).

#### **2.3.2.3 Distribución Espacial de la Sismicidad Instrumental**

La distribución espacial de la actividad sísmica no es uniforme. Está principalmente concentrada en los bordes de los grandes bloques tectónicos, denominados

placas tectónicas. La actividad sísmica en el Perú y áreas vecinas es el resultado de la interacción de las placas tectónicas Sudamericana y Nazca, y el proceso de reajuste tectónico del Aparato Andino (Ocola, 1989).

En la Figura 2.5 se presentan todos los hipocentros del Catálogo Sísmico SISRA (1963-1990) y los rasgos neotectónicos indicados por Macharé et al (1991), en el Anexo C se presenta este mapa a escala 1:2'000,000. En la Figura 2.6 está representada la sismicidad Superficial (0-70 Km) y en la Figura 2.7 la sismicidad Intermedia (71-300 Km) y Profunda (301-700 Km). Se observa que la actividad sísmica en la zona Norte y Centro del país está distribuida en dos fajas sísmicas longitudinales a los Andes; una occidental a los Andes y exclusivamente producto de la subducción con hipocentros mayormente superficiales y algunos intermedios; y la otra, oriental a los andes que involucra tanto a procesos de subducción (para hipocentros de profundidades intermedias, hasta 300 Km), como también a procesos secundarios, tal como la acción compresiva del escudo Brasileiro contra el cinturón andino. Estas dos fajas sísmicas se unen en la zona de transición sismotectónica (13°-14° Sur) para constituir una sola amplia faja sísmica en la región sismotectónica del Sur del Perú (Deza, 1990).

En el Anexo A se presentan los cortes

transversales de un ancho de 200 Km, los cuales se muestran en las figuras A-1 al A-19. Se observa que la placa de Nazca subduce a la Continental en la zona Norte y Centro del Perú con una pendiente de aproximadamente  $20^\circ$  en los primeros 70 Km para luego tener una pendiente poco pronunciada cuyo valor es de aproximadamente  $10^\circ$ . En la zona sur del Perú y norte de Chile el ángulo es mayor, de aproximadamente  $25^\circ$  y  $30^\circ$ .

El cambio de pendiente o el paso de una geometría casi plana en el Norte y Centro del Perú a una geometría inclinada en el Sur del Perú ocurre por una ruptura de la Placa de Nazca, que se encuentra debajo de la Continental en forma perpendicular al eje longitudinal Andino; esta estructura proyectada en superficie interceptaría a la línea de la Costa a la altura del paralelo  $16.5^\circ\text{S}$  aproximadamente, con un ángulo de  $50^\circ$  hacia el Norte del paralelo mencionado (Deza, 1990).

#### A) PROCESO DE SUBDUCCION DE LA PLACA NAZCA POR DEBAJO DE LA PLACA SUDAMERICANA.

El proceso de subducción de la Placa Nazca es parte de los movimientos de convección en el interior del planeta. Una de las manifestaciones de este proceso es la ocurrencia de sismos. En la parte que abarca el territorio

peruano y áreas vecinas, el proceso de subducción no es uniforme; y se traduce en un modo de actividad y distribución espacial de la actividad sísmica característicos. Espacialmente la sismicidad de la zona de subducción muestra un patrón segmentado a lo largo del borde de colisión. Esta colisión se inicia en la fosa marina Perú-Chile y se extiende a profundidades intermedias hasta los 350 Km, en el sur del Perú (Ocola, 1989). En Perú y áreas vecinas, segmentos mayores son:

- a) Zona del norte de Chile-Sur del Perú.
- b) Zona del Perú central-Sur del Ecuador.

La zona del Norte de Chile-Sur de Perú está comprendida entre Taltal (Chile), latitud  $27^{\circ}\text{S}$ , y la Contorsión de N de Arequipa, alrededor de los  $15^{\circ}\text{S}$  de latitud. Es una zona de alta actividad sísmica, donde se ha alcanzado sismos de magnitud 8.5 en la escala de Richter ( $M_w=8.8$ ) como el caso del sismo de 1868 (Aiquel, 1990). En esta zona la actividad sísmica es continua desde la superficie, fosa marina, hasta los 300 Km de profundidad (Cortes 1 al 4). No hay actividad sísmica detectable entre esta profundidad y los 450-Km, aproximadamente. Se observa un nido sísmico a una profundidad aproximada de 100 Km. La zona de Wadati-Benioff alcanza los 650-km por debajo del territorio Boliviano. En esta zona se dan practicamente todos los

elementos de una zona de subducción, incluyendo la presencia de volcanes activos. La Contorsión de la zona de Wadati-Benioff marca el límite norte de la cadena de volcanes activos actuales y recientes.

La distribución espacial de los sismos y la distribución de los grandes lineamientos transversales, señalan la existencia de 5 bloques sismotectónicos de alta y baja sismicidad distribuidos transversalmente a los Andes en el Sur del Perú. Estos lineamientos parecen ser fracturas verticales que estarían afectando a la placa de Nazca que se encuentra debajo del Continente; es en estas fracturas donde se presentan los cambios angulares de inclinación de la placa de Nazca en su proceso de descenso. El cambio más importante de inclinación de la placa de Nazca ocurre en la zona de transición sismotectónica identificada en la superficie por un sistema de lineamientos Este Oeste, o sea de la región sismotectónica del Norte y Centro peruanos donde el ángulo es de  $10^\circ$ , próxima a la fosa y casi plana a 150 a 200 km de la fosa, cambia bruscamente para adquirir un ángulo de  $25^\circ - 30^\circ$  cercano a la fosa y conseguir ser casi horizontal a 150 km aproximadamente de la fosa hacia el Continente y a 100 km de profundidad aproximadamente. (Deza, 1990).

La zona del Perú Central-Sur del Ecuador, abarca

desde la Contorsión del N de Arequipa hasta el límite sur de la cadena volcánica activa de Ecuador-Colombia, alrededor de los 2°S de latitud. Esta zona es compleja y comprende tres subzonas. La de transición, entre la Contorsión del N de Arequipa y Lima, con actividad desde la superficie a los 100 km de profundidad a lo largo de la costa, continuando hacia la zona tectónica Subandina con buzamiento subhorizontal por debajo del Aparato Andino (altiplano y cadenas montañosas), luego buza alrededor de 20°-30°, más allá de los 150 km de profundidad, por debajo de la región tectónica Subandina (cortes 8 y 9). La segunda subzona abarca del norte de Lima a la Deflexión Tectónica de Cajamarca. La actividad sísmica sigue el patrón normal para una zona de subducción hasta los 100 km de profundidad, no existiendo una actividad significativa por debajo del Aparato Andino. Sin embargo, dicha actividad se reanuda por debajo de la región tectónica Subandina a profundidades alrededor de 110 Km, buzando 25°-30° hacia el escudo Brasileiro en su frente más oriental, donde alcanza los 130 km de profundidad (cortes 10 y 11). La tercera subzona comprende la Deflexión Tectónica de Cajamarca y el límite volcánico de Guayaquil-Volcán Sangay. La sismicidad es normal hasta los 100 Km de profundidad y compleja a profundidades intermedias (corte 15 y 16).

No es evidente la relación entre la actividad sísmica

de profundidades intermedias y la que ocurre entre los 450 y 600 km de profundidad del NW de Bolivia y sur de Colombia, debido a que no se han detectado sismos entre los 250 Km y los 450 Km de profundidad; y por la forzada geometría que tendría la zona de Wadati-Benioff (Ocola, 1989).

#### B) PROCESO DE REAJUSTE TECTONICO DEL APARATO ANDINO.

Existe una actividad sísmica superficial causada por el proceso de reajuste tectónico del Aparato Andino. En la Figura 2.6 se observa agrupamientos importantes de eventos en algunas estructuras neotectónicas tales como las fallas de Huaytapallana (ver corte 8), fallas ubicadas en la sierra central (ver corte 9) y en Moyobamba (ver corte 12); en las cuales se aprecia que la actividad sísmica se encuentra en los primeros 40 Km de profundidad.

Los sismos recientes e históricos de Ayacucho, Cusco, Urcos y norte del lago Titicaca, son manifestaciones de esta zona sísmica, muy superficial y destructiva (Ocola, 1989).

En la zona ecuatoriana se observa concentración de

la actividad sísmica superficial en la zona de Pisayambo y en los alrededores de Quito (ver corte 17) que está relacionada con la actividad generada por el volcán Guagua Pichincha.(Bonilla y Ruiz, 1992). En la zona norte de Chile la actividad sísmica esta asociada al proceso de subducción.

TABLA 2.1 GRANDES SISAMOS HISTORICOS EN EL PERU.  
(DORBATH ET AL, 1990)

AÑOS	L (km)	Mw	Ms
1582	80	7.5	7.6
1586	175	8.1	7.9
1604	450	8.7	8.2
1619	100-150	7.7-8.0	7.7-7.9
1664	75	7.5	7.6
1678	100-150	7.7-8.0	7.7-7.9
1687	300	8.4	8.1
1687	150(?)	8.0	7.9
1715	75	7.5	7.6
1725	75	7.5	7.6
1746	350	8.6	8.1
1784	300	8.4	8.1
1833	50-100	7.2-7.7	7.3-7.7
1868	500	8.8	8.2
1940	180	8.1	7.9
1942	200	8.2	8.0
1966	100	7.7	7.7
1974	140	7.9	7.9

Ms = Magnitud de Richter  
Mw = Magnitud Kanamori

TABLA 2.2. SISMOS PERUANOS (CATALOGO SISRA) .

Mb	1900-09	1910-19	1920-29	1930-39	1940-49	1950-59	1960-69	1970-79	1980-90	SUMA
4.0-4.4	0	0	0	0	5	11	707	37	459	1219
4.5-4.9	0	0	0	0	2	24	327	375	697	1425
5.0-5.4	0	0	0	15	8	33	143	573	232	1004
5.5-5.9	0	1	7	42	21	30	60	217	57	435
6.0-6.4	1	7	12	8	22	17	33	62	11	173
6.5-6.9	1	0	0	0	3	1	1	12	0	18
7.0-7.5	1	0	0	0	0	0	0	1	0	2
SUMA	3	8	19	65	61	116	1271	1277	1456	4276

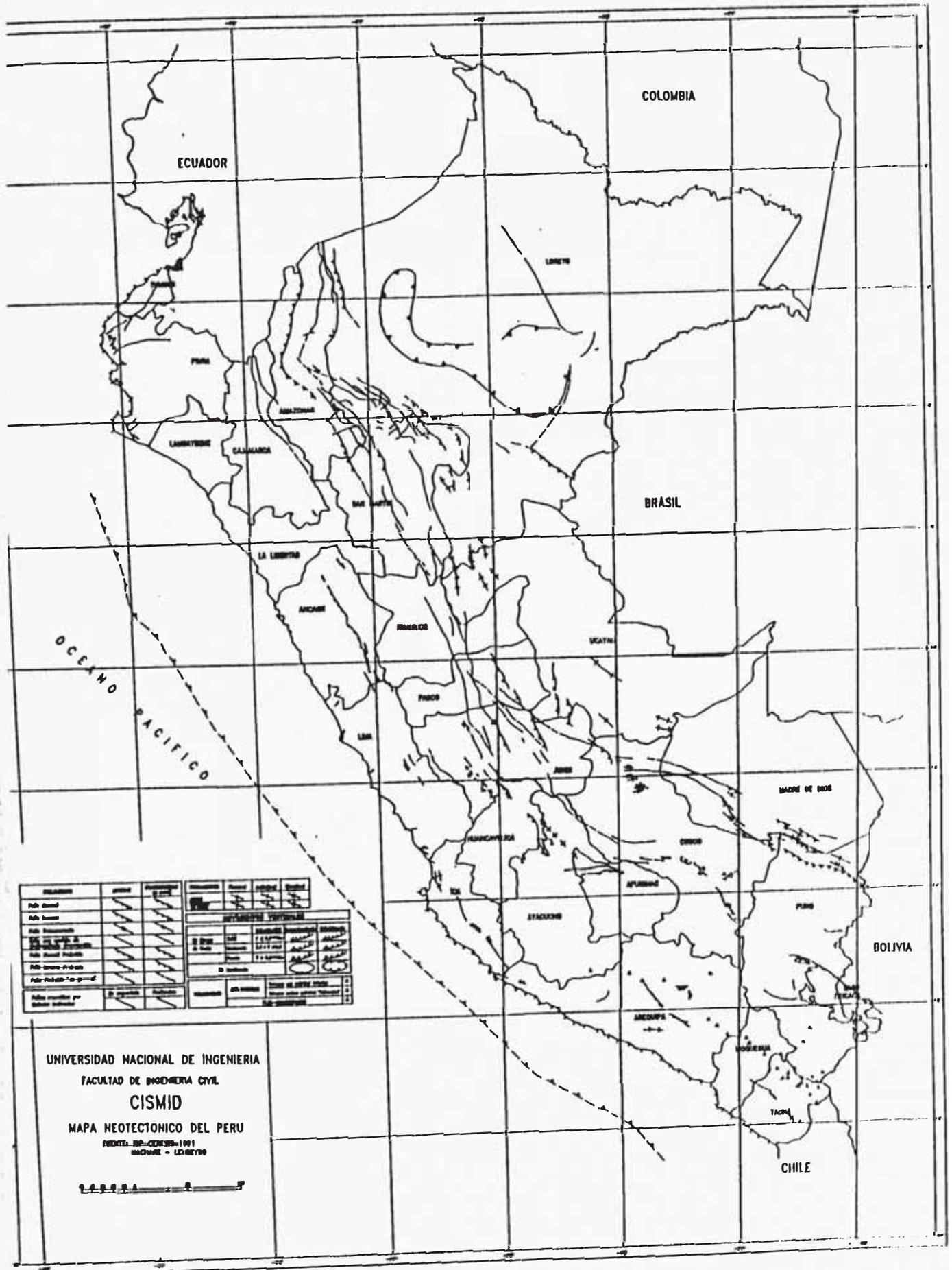


FIGURA 2.1 MAPA NEOTECTONICO DEL PERU.  
 (MACHARE ET AL, 1991)

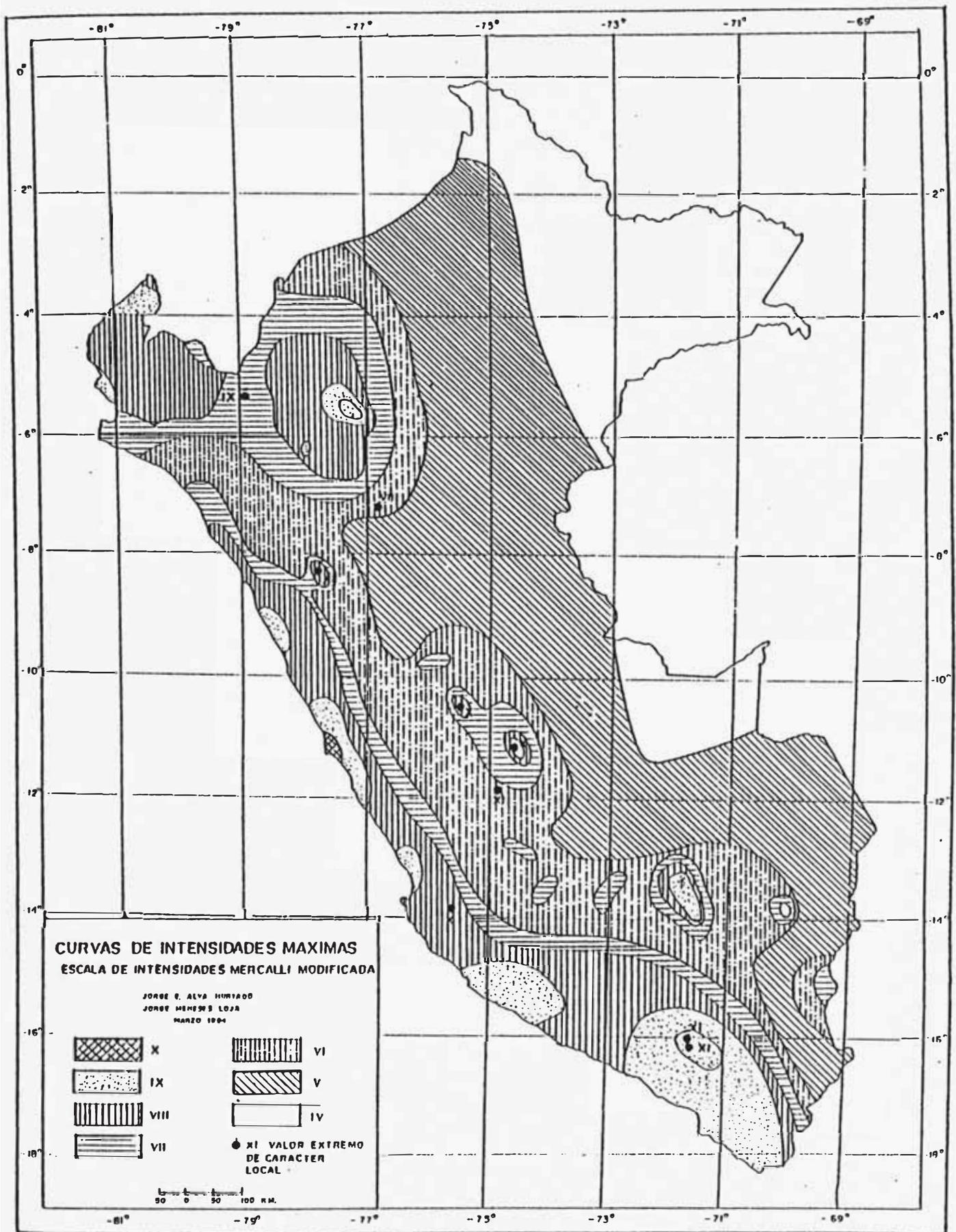


FIGURA 2.2 MAPA DE DISTRIBUCION DE MAXIMAS INTENSIDADES SISMICAS OBSERVADAS EN EL PERU. (ALVA ET AL, 1984)

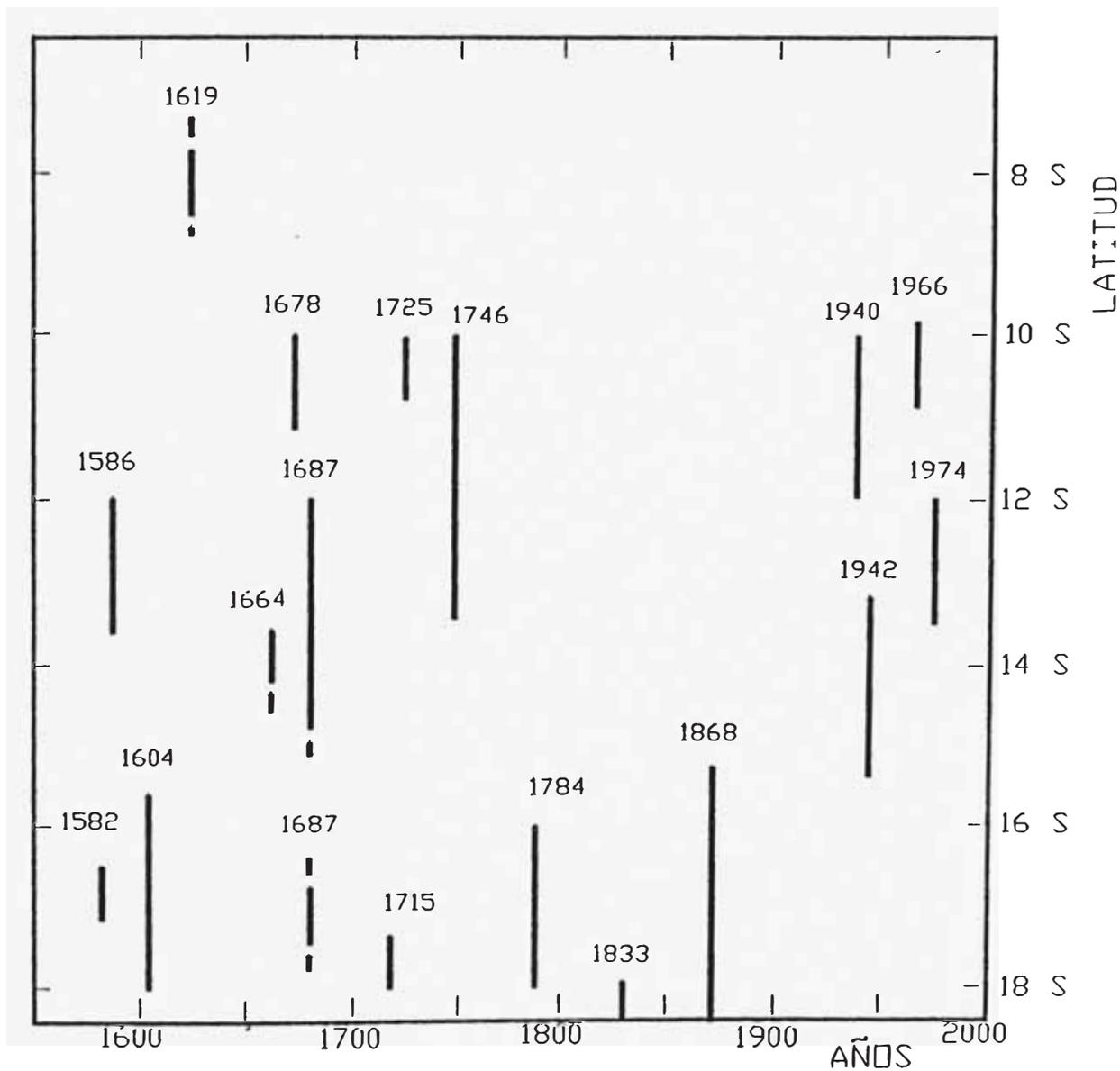


FIGURA 2.3 DIAGRAMA ESPACIO-TIEMPO DE LOS GRANDES SISMIOS HISTORICOS DEL PERU. (DORBATH ET AL, 1990)

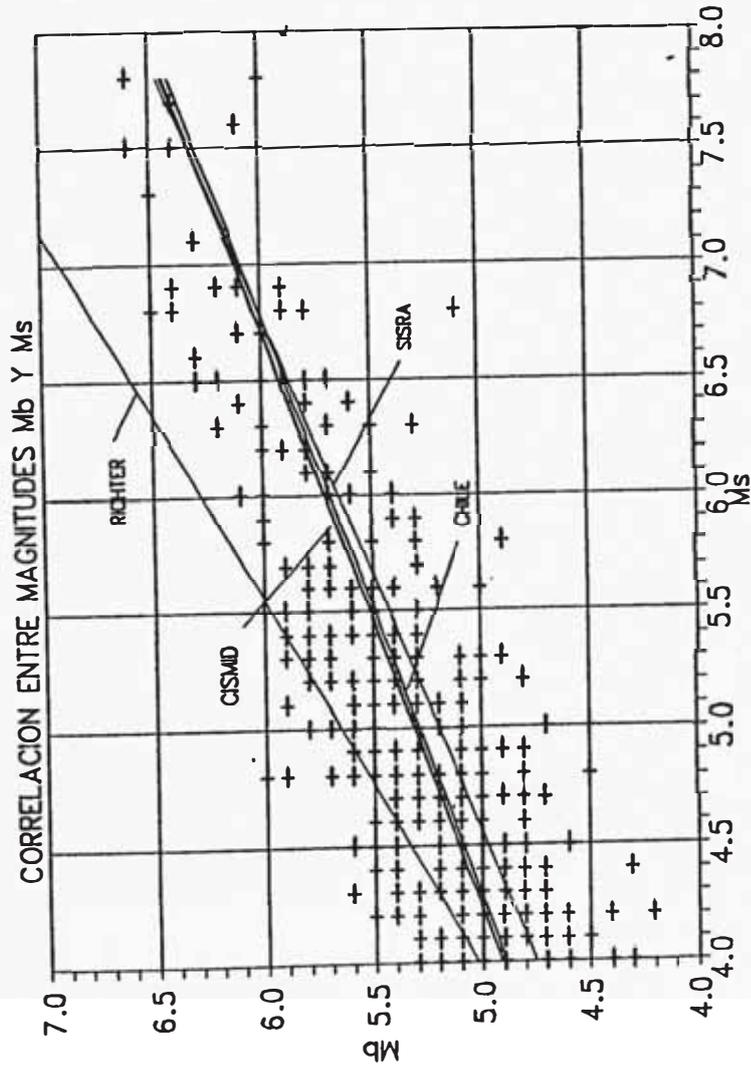


FIGURA 2.4 CORRELACION ENTRE LAS MAGNITUDES  $m_b$  Y  $M_s$ .

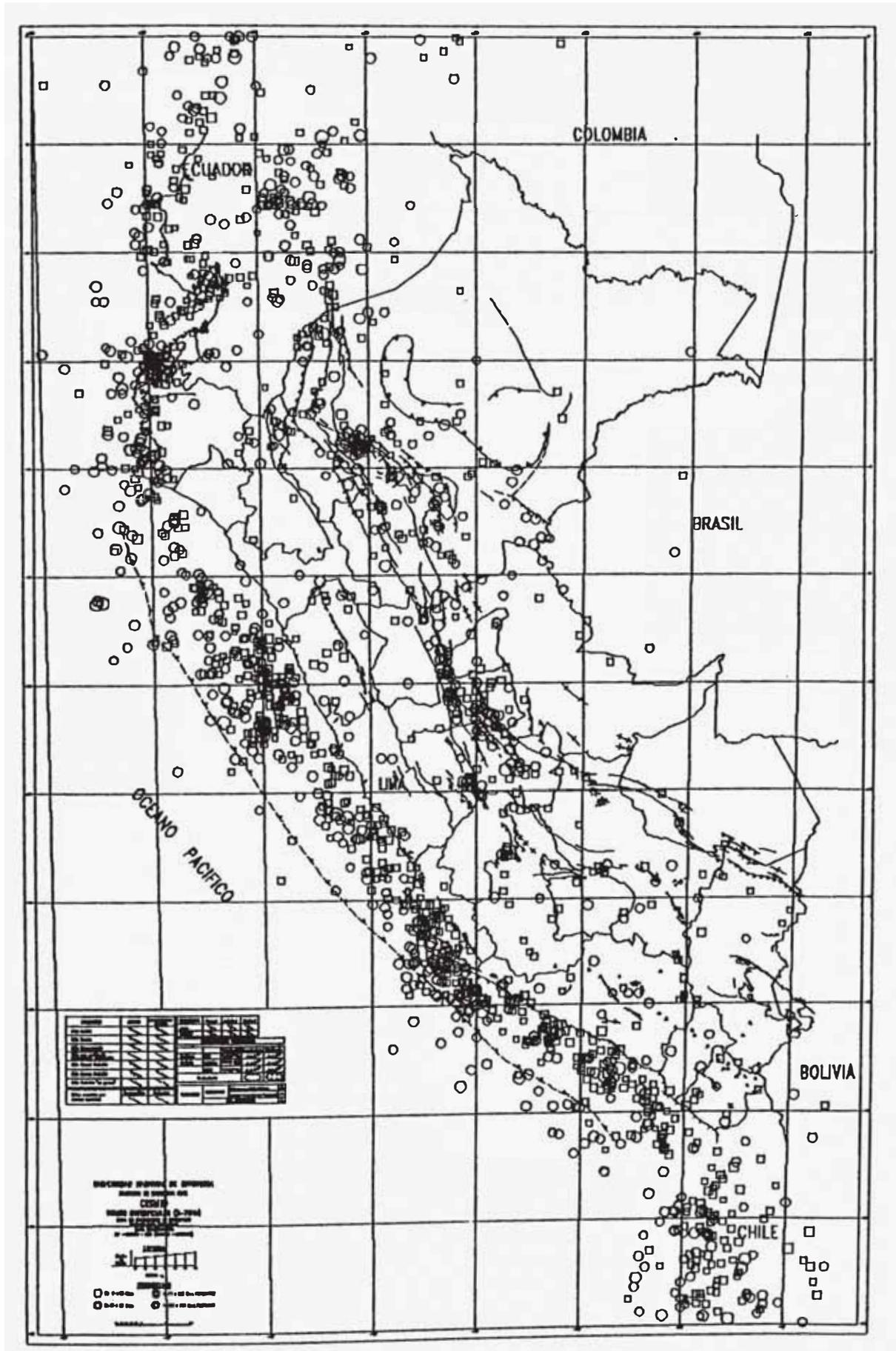


FIGURA 2.6 SISMICIDAD SUPERFICIAL (0-70 KM).

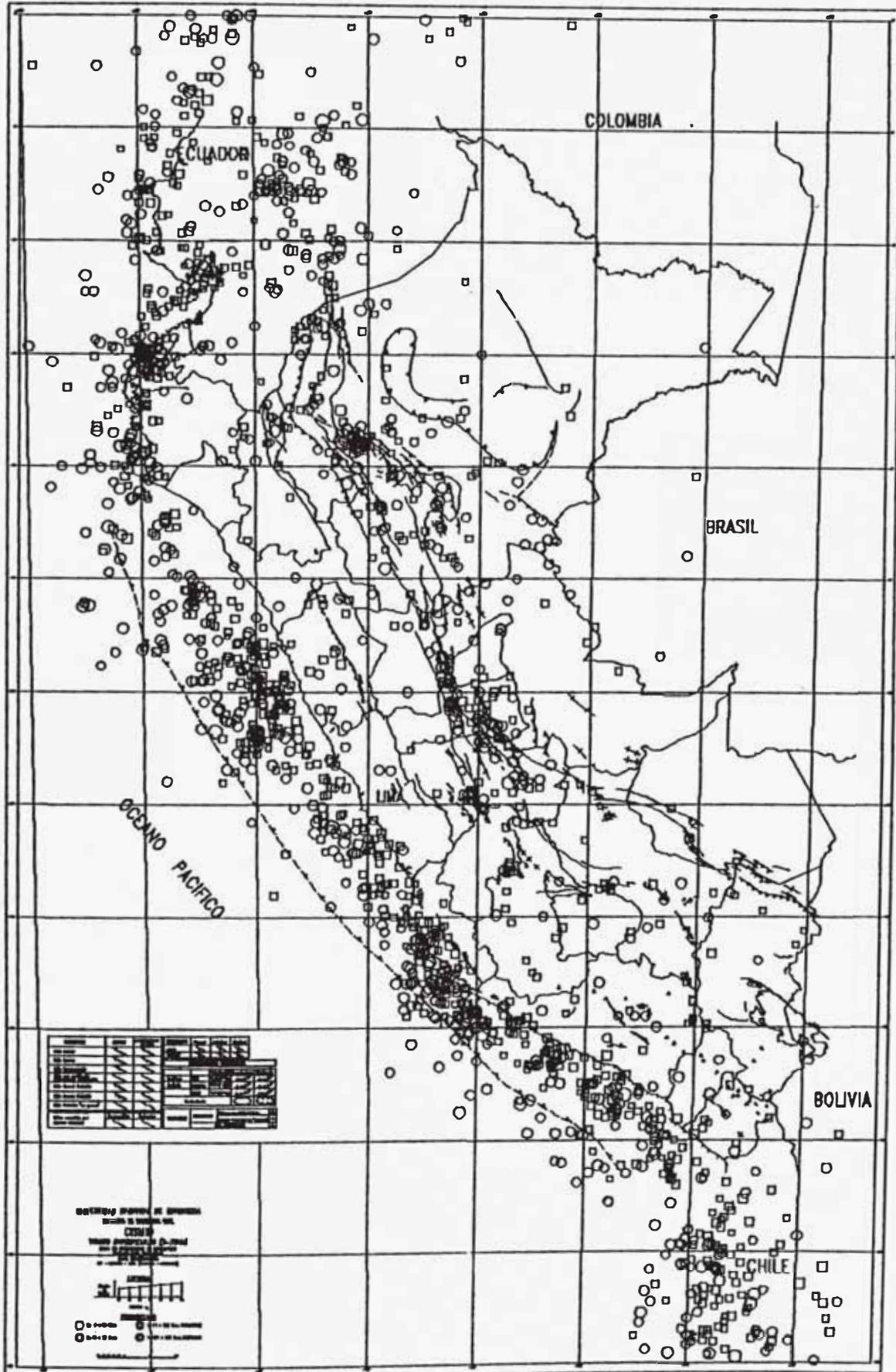


FIGURA 2.6 SISMICIDAD SUPERFICIAL (0-70 KM).

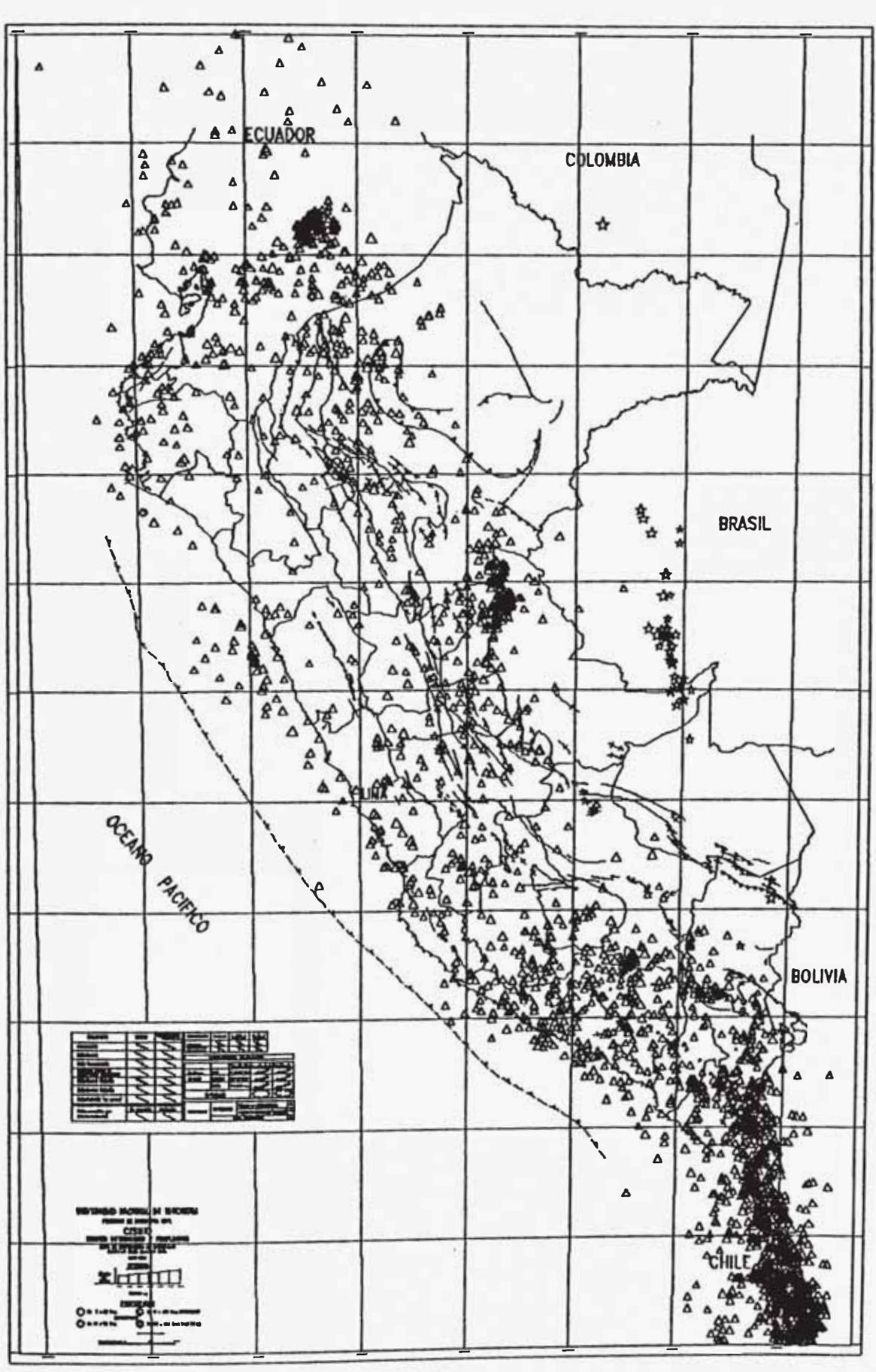


FIGURA 2.7. SISMICIDAD INTERMEDIA (71-300 KM) Y PROFUNDA (301-700 KM).

## **CAPITULO III**

### **DETERMINACION DE LAS FUENTES SISMOGENICAS Y LOS PARAMETROS PARA LA EVALUACION DEL PELIGRO SISMICO**

#### **3.1 INTRODUCCION**

En la evaluación del peligro sísmico de un determinado lugar es usual acumular la contribución de las fuentes sismogénicas -activas y potencialmente activas- a la amenaza de que un determinado valor del movimiento del terreno sea excedido; para ello se requiere elaborar un modelo sismotectónico representativo de la geometría de fuentes, caracterizar la sismicidad de cada fuente y seleccionar patrones de atenuación. Estos parámetros son utilizados por el programa RISK (McGuire, 1976) para la evaluación del Peligro Sísmico.

#### **3.2 DETERMINACION DE LAS FUENTES SISMOGENICAS**

La distribución espacial de la actividad sísmica y las características neotectónicas en el Perú, han permitido definir 20 fuentes sismogénicas con características sismotectónicas particulares. Se presentan estas fuentes como áreas, ya que no existe suficientes

datos como para modelar fallas como fuentes lineales.

El examen cualitativo de la distribución epicentral de los sismos sudamericanos, reforzados con criterios sísmicos, volcánicos y fisiográficos, sugiere la posibilidad de la existencia de 3 grandes regiones sismotectónicas en la margen Occidental de Sudamérica.

Estas tres posibles regiones sismotectónicas están comprendidas dentro de los siguientes paralelos: desde los 10°N hasta los 0°-1°S comprende la región sismotectónica Norte I; desde 1°S hasta los 13°S-14°S se encuentra comprendida la región sismotectónica II; la región Sur III se halla comprendida entre los paralelos 14°S y 25°S-26°S (Deza, 1969).

Estas posibles regiones de transición no están definidas en forma clara, a excepción de la zona de transición en el Perú, zona que no es una ruptura o discontinuidad, sino una contorsión de la Placa de Nazca, y que estaría constituida por un sistema de fracturamiento transcurrente sinistral complejo, de rumbo predominante Este-Oeste (Deza, 1990). Esta zona se ha constituido en una barrera muy efectiva para las longitudes de ruptura de los grandes eventos ocurridos en el Perú (Dorbath et al, 1990).

Parece ser que la Placa Sudamericana no es un bloque compacto que se desplaza como un todo hacia el Oeste. En el Perú se han identificado, también, otras zonas de transición, las cuales definen los límites de las fuentes sismogénicas.

En la línea de la costa, a la altura del paralelo 16.5°S con un ángulo de 50° hacia el Norte del paralelo mencionado ocurre una ruptura de la Placa de Nazca, que se encuentra debajo de la Continental en forma perpendicular al eje longitudinal Andino. Esto es notorio por el cambio de pendiente en el ángulo de subducción o el paso de una geometría casi plana en el Norte y Centro del Perú a una geometría inclinada en el Sur del Perú (Deza, 1990).

Otra de las zonas de transición está definida por la Deflexión Tectónica de Cajamarca (Ocola, 1989), la cual también es una barrera en las longitudes de ruptura de los grandes eventos históricos en el Perú (Dorbath et al, 1990).

Estas zonas de transición parecen tener relación con la actividad neotectónica, la cual se expresa por los movimientos verticales. A partir del Cuaternario medio la costa Central se va hundiendo mientras que las costas Norte y Sur se siguen levantando (Sebrier et al, 1982).

El hecho que la actividad sísmica en el Perú es el resultado de la interacción de las placas Sudamericana y de Nazca, y el proceso de reajuste tectónico del Aparato Andino, nos permite agrupar a las fuentes en:

- Fuentes de Subducción, y
- Fuentes Continentales

Las Fuentes de Subducción modelan la interacción de las placas

Sudamericana y Nazca. Las fuentes 1, 2, 3, 4 y 5 están ubicadas a lo largo de la costa y representan la sismicidad superficial en la zona de Benioff (0-70 Km). Las fuentes 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19 representan la sismicidad intermedia (71 a 300 Km). La Fuente 20 representa la sismicidad profunda en la superficie de Benioff (500 a 700 Km).

Las Fuentes Continentales 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12 están relacionadas con la actividad sísmica superficial andina.

Las fuentes ubicadas en la zona Norte, frontera con el Ecuador y en el Sur, frontera con Chile, fueron definidas considerando las fuentes propuestas por Bonilla y Ruiz (1992) y Aiquel (1990), respectivamente.

En la Figura 3.1 se presenta la ubicación de las Fuentes Continentales y Fuentes de Subducción Superficiales (0-70 Km), formando 2 fajas longitudinales a los Andes. En la Figura 3.2 están ubicadas las Fuentes de Subducción Intermedia (71-300 Km) y Profunda (500-700 Km).

En las Tablas 3.1 y 3.2 se presentan las coordenadas geográficas de las 20 fuentes sismogénicas propuestas en este estudio.

### 3.3 DETERMINACION DE LOS PARAMETROS SISMOLOGICOS

#### 3.3.1 Introducción

Cada una de las fuentes sismogénicas tiene características propias definidas por sus parámetros sismológicos:

- Magnitud mínima de homogeneidad ( $M_{min}$ )
- Pendiente de la distribución Gutenberg-Richter (b)
- Tasa media anual de actividad sísmica ( $\mu$ )
- Magnitud máxima ( $M_{max}$ ).

Las escalas de magnitud más utilizadas son  $m_b$  y  $M_s$ , calculadas usando las ondas de cuerpo y de superficie respectivamente. Dependiendo de la escala utilizada, los sismos muestran valores asintóticos a partir de una cierta magnitud (Idriss, 1985). En la Figura 3.3 se muestra la relación entre la magnitud  $M_w$  de Kanamori y otras escalas de magnitud. La magnitud  $M_w$  de Kanamori tiene la particularidad de poder ser empleada en aquellas oportunidades en la escala convencional de magnitudes se satura y es usada para determinar las magnitudes de los grandes terremotos.

Para evitar este problema de saturación de la magnitud se utilizará la magnitud  $M$  definida como  $\max\{m_b, M_s\}$ .

### 3.3.2 Metodología

#### 3.3.2.1 Determinación de (b)

Para determinar la sismicidad de cada zona sismogénica utilizamos la expresión de Gutenberg y Richter:

$$\text{Log}N = a - b M$$

donde:

$N$  = Número acumulativo de sismos de magnitud  $M$  ó mayor por unidad de tiempo.

$a, b$  = Parámetros que dependen de la sismicidad de la zona.

La expresión anterior se puede escribir como:

$$N = 10^a e^{-b M}$$

donde:

$$\beta = b \ln 10$$

Para calcular las constantes  $a$  y  $b$  de las expresiones anteriores existen dos métodos:

- Mínimos cuadrados
- Máxima verosimilitud

Para la determinación de estas constantes se aconseja emplear el método de la máxima verosimilitud, porque se acerca más al valor real de  $b$  cuando el número de sismos grandes es variable.

El método de los mínimos cuadrados ajusta los valores a una recta en función de la densidad de datos que existan en una determinada zona; el método de la máxima verosimilitud en cambio, ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la máxima magnitud observada, normalizando el aporte que hacen los sismos de diferentes magnitudes (Bonilla y Ruiz, 1992). Por ello el cálculo del parámetro  $b$  se calculó con este método.

La estimación de la máxima verosimilitud de  $\beta$  hace uso de la magnitud media regional esperada  $E(m)$ , entonces:

$$E_{(m)} = \int_{M_{\max}}^{M_{\min}} m f(m) dm = \frac{M_{\min} e^{-\beta M_{\min}} - M_{\max} e^{-\beta M_{\max}}}{e^{-\beta M_{\min}} - e^{-\beta M_{\max}}} - \frac{1}{\beta}$$

donde  $f(m)$  es la densidad de probabilidad de la magnitud dada por:

$$f(m) = \frac{\beta e^{-\beta [m - M_{\min}]}}{1 - e^{-\beta [M_{\max} - M_{\min}]}} \quad M_{\min} \leq m \leq M_{\max}$$

### 3.3.2.2. Determinación de la Tasa Media Anual ( $\mu$ ) y la magnitud Mínima de Homogeneidad ( $M_{\min}$ ).

La tasa  $\mu$  es la tasa media anual de ocurrencia de eventos mayores o iguales que la magnitud mínima de homogeneidad.

De la Figura 3.4 - Distribución de Gutenberg y Richter o Curva de Recurrencia Sísmica - se observa que la curva tiene un punto de inflexión cuyo valor en las abscisas corresponde a la magnitud mínima de homogeneidad, pero este punto de inflexión se hace difícil

de ubicar exactamente, por lo tanto el valor de la tasa para esta magnitud no sería representativa.

Para determinar la tasa  $\mu$  se utiliza una variación del diagrama de Gutenberg y Richter, que consiste en dibujar un número acumulativo de eventos mayores a una determinada magnitud versus el tiempo.

De estos gráficos se puede determinar la magnitud mínima de homogeneidad ( $M_{min}$ ) y la tasa  $\mu$ . La magnitud mínima de homogeneidad corresponderá al gráfico cuyo diagrama acumulativo versus tiempo muestre un comportamiento lineal y monótonicamente creciente, mostrando que a partir de esa magnitud el catálogo es homogéneo y completo. La tasa  $\mu$  es la pendiente de la curva acumulativa de eventos mayores o iguales a  $M_{min}$  versus el tiempo. Como esta relación es lineal, para estimar este valor se utiliza el método de mínimos cuadrados.

### **3.3.2.3 Determinación de la Magnitud Máxima ( $M_{max}$ ).**

$M_{max}$  es la magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica (Mc.Guire, 1976). Para determinar esta magnitud se utiliza el criterio de que el más grande evento que ha ocurrido en la fuente en el

pasado, es el máximo sismo que se espera en el futuro.

Las magnitudes  $m_b$  y  $M_s$  están relacionadas por la siguiente expresión:

$$m_b = 3.30 + 0.40 M_s$$

Los sismos que solo tenían magnitud  $m_b$  fueron completados con esta expresión.

Se observa en la Figura 3.3 que los valores de  $M_s$  son mayores que  $m_b$  a partir de una cierta magnitud, en nuestra región esta magnitud corresponde a 5.5.

### 3.3.3 Evaluación

#### 3.3.3.1 Magnitud Mínima de Homogeneidad y Magnitud Máxima.

El análisis de peligro sísmico combina probabilidades de grandes movimientos sísmicos que están dentro del rango  $M_{m.in} < m < M_{max}$  para estimar los niveles de aceleraciones horizontales.

Elegir la magnitud mínima es particularmente importante, pues la variación de este valor afecta

significativamente en el cálculo de las aceleraciones esperadas (Bender y Campbell, 1989), por ello se considera que éste es un parámetro arbitrario a usar.

Existen tres definiciones de la  $M_{min}$  (Cornell, 1968; McGuire, 1976):

- 1 - Magnitud mínima libre, es aquella en la cual la magnitud mínima de homogeneidad es cero.
- 2 - Magnitud mínima de homogeneidad propiamente dicha.
- 3 - Magnitud mínima ingenieril, es aquella que posee un valor mínimo de magnitud para la cual una obra civil debería resistir. Normalmente es 5.0, aunque, dependiendo del tipo de construcción, a niveles ligeramente menores de magnitud pueden aparecer ya daños en las edificaciones.

Las definiciones 1 y 3 son muy subjetivas. La definición 2 refleja un concepto estadístico de homogeneidad de datos, por lo cual fue utilizado en el presente trabajo.

Se realizó el trabajo estadístico graficando el número acumulativo de eventos mayores a diferentes magnitudes versus el tiempo para las tres grandes zonas: zona continental, zona de subducción superficial y la

zona de subducción profunda, obteniéndose gráficos que muestran un comportamiento lineal para las magnitudes  $m_b$ , 4.9, 4.8, 4.9 respectivamente. (Ver Figura 3.5).

Con respecto a la Magnitud Máxima, en nuestro país tenemos referencias de ocurrencias de grandes sismos desde los años 1500. Dorbath et al (1990) definieron sísmicamente mediante la distribución espacio-tiempo tres zonas en función a los grandes sismos históricos. Pacheco y Sykes (1992) presentaron un catálogo de grandes sismos superficiales desde 1900 hasta 1989.

En base a las referencias anteriores se ubican estos sismos en el mapa de las fuentes sismogénicas con sus respectivas magnitudes  $M_s$ , quedando definida la magnitud máxima para cada una de las fuentes.

Dorbath et al (1990) en el trabajo sobre los Grandes Sismos Históricos en el Perú, definen la zona norte como una zona de poca ocurrencia de eventos sísmicos grandes y no existe un tiempo suficiente como para estimar el tiempo de recurrencia de éstos; la zona central es muy compleja sísmicamente debido a la irregularidad de las longitudes de ruptura y sus tiempos de recurrencia; la zona sur presenta un modelo sísmico más simple y regular, esta región ha experimentado

cuatro grandes sismos (el último de ellos ocurrió en 1868) cada uno de ellos con una gran longitud de ruptura y un tiempo de recurrencia de aproximadamente un siglo.

### **3.3.3.2 Tasa Media Anual $\mu$ y el $\beta$ .**

Para el cálculo de estos parámetros se utilizó el programa ZFIT desarrollado en la Escuela Politécnica Nacional de Quito-Ecuador. Este programa fue desarrollado de acuerdo a la teoría anteriormente descrita.

En la Tabla 3.3 se presentan los parámetros sismológicos de las veinte fuentes sismogénicas.

Se observa que la tasa anual en las fuentes continentales es baja con respecto a las fuentes de subducción, esto indica que se han producido más sismos debido a la interacción de la Placa Nazca con la Placa Sudamericana. La fuente de subducción F17 tiene la tasa más alta, zona que esta ubicada en el norte de Chile. La fuente continental F7 tiene la tasa más baja pues ésta corresponde a la falla de la Cordillera Blanca cuya área es pequeña y su sismicidad está ligada solo a la falla.

### **3.4 PROFUNDIDADES REPRESENTATIVAS DE LOS HIPOCENTROS DE LAS FUENTES**

Para determinar las profundidades representativas de los hipocentros en las zonas sismogénicas se realizó un trabajo estadístico del cálculo de frecuencias de sismos versus profundidad. Este trabajo tomó como base los sismos instrumentales (período 1963-1990) que se muestran en el Anexo A, Figuras A-20 al A-26 y los valores determinados se muestran en la Tabla 3.3.

### **3.5. LEYES DE ATENUACION.**

Se utilizaron dos leyes de atenuación de aceleraciones, la primera es la propuesta por Casaverde y Vargas (1980), y ha sido empleada para las fuentes asociadas al mecanismo de subducción. Esta ley está basada en los registros de acelerógrafos de las componentes horizontales de diez sismos peruanos registrados en Lima y alrededores (Figura 3.6).

Es notoria la menor atenuación de los sismos peruanos en comparación con atenuaciones de sismos en otras partes del mundo. Los sismos fueron registrados en acelerógrafos instalados en el local del Instituto Geológico en la Plaza Habich, en el Instituto Geofísico en

la Avenida Arequipa; en Zárate; en la casa del Dr. Huaco en las Gardenias y en la Molina, la ley es:

Atenuacion de Aceleraciones

$$a = 68.7 e^{0.6M_s} (R + 25)^{-1.0}$$

donde:

$a$  = es la aceleración en  $\text{cm}/\text{seg}^2$

$M_s$  = es la magnitud de ondas superficiales

$R$  = es la distancia hipocentral en Km

Es evidente que existe escasez de datos de registros de aceleraciones en el Perú. Los datos que se tienen son de la ciudad de Lima.

La segunda ley de atenuación de aceleraciones utilizada es la propuesta por McGuire (1974) para la Costa Oeste de los Estados Unidos (Figura 3.7) y ha sido empleada para las fuentes asociadas a sismos continentales.

Esta ley tiene la forma:

$$a = 472 \times 10^{0.26M_s} (R + 25)^{-1.3}$$

donde:

$a$  = es la aceleración en  $\text{cm}/\text{seg}^2$

$M_s$  = es la magnitud de las ondas superficiales

$R$  = es la distancia hipocentral en Km.

### 3.5.1 Desviación Standard de la Atenuación

La desviación standard ( $\sigma$ ) de la atenuación constituye también un parámetro de entrada para el programa RISK y es denotado por la variable SIG.  $\sigma$  expresa la dispersión de los residuos respecto a la media, y generalmente es tomado como un valor constante, esto es, independiente de la magnitud y la distancia epicentral o hipocentral. Como la función de atenuación es desarrollada en una distribución logarítmica,  $\sigma$  viene a ser la desviación standard del logaritmo de la atenuación.

El valor de SIG considerado para la atenuación utilizada para las Fuentes Continentales y de las Fuentes de Subducción es de 0.51 y 0.70, respectivamente. Cuando no se desea una dispersión de residuos, se debe utilizar un valor muy pequeño de SIG (mayor que exactamente 0.00), de lo contrario el programa se detendrá automáticamente.

**TABLA 3.1. COORDENADAS GEOGRAFICAS DE LAS FUENTES DE SUBDUCCION SUPERFICIAL Y DE LAS FUENTES CONTINENTALES.**

FUENTES	COORDENADAS GEOGRAFICAS			
FUENTE 1	-80.29	+02.00	-78.32	+02.00
	-81.39	-00.97	-79.65	-01.21
	-81.52	-02.39	-80.19	-02.50
FUENTE 2	-82.00	-03.39	-80.17	-03.45
	-82.00	-06.83	-80.67	-05.42
	-81.17	-09.00	-79.27	-07.90
FUENTE 3	-81.17	-09.00	-79.27	-07.90
	-77.00	-14.80	-75.84	-13.87
FUENTE 4	-77.00	-14.80	-75.84	-13.87
	-74.16	-17.87	-73.00	-16.53
FUENTE 5	-74.16	-17.87	-73.00	-16.53
	-71.85	-19.87	-69.21	-19.00
	-71.85	-22.00	-69.21	-22.00
FUENTE 6	-77.50	+01.58	-76.92	+01.19
	-79.83	-01.65	-78.90	-02.53
	-79.96	-02.46	-78.97	-03.43
	-80.92	-02.96	-80.79	-03.44
FUENTE 7	-78.28	-08.20	-77.86	-08.07
	-77.21	-10.47	-76.83	-10.23
FUENTE 8	-75.84	-13.87	-74.76	-13.13
	-73.00	-16.53	-71.41	-14.67
FUENTE 9	-73.00	-16.53	-71.41	-14.67
	-69.71	-18.67	-68.12	-16.13
FUENTE 10	-76.92	+01.19	-76.50	+01.00
	-78.90	-02.53	-77.35	-02.40
	-79.10	-05.20	-77.00	-04.77
FUENTE 11	-79.10	-05.20	-75.10	-04.33
	-76.34	-10.67	-74.17	-09.33
	-74.76	-13.13	-72.48	-11.40
FUENTE 12	-74.76	-13.13	-72.48	-11.40
	-68.12	-16.13	-67.76	-13.80

**TABLA 3.2. COORDENADAS GEOGRAFICAS DE LAS FUENTES DE SUBDUCCION INTERMEDIAS Y PROFUNDAS.**

FUENTES	COORDENADAS GEOGRAFICAS			
FUENTE 13	-78.73	+02.00	-76.00	+01.82
	-81.00	-00.67	-79.59	-02.55
	-81.00	-03.07	-79.20	-03.07
FUENTE 14	-81.00	-03.07	-79.20	-03.07
	-81.93	-05.73	-78.60	-04.00
	-79.80	-08.13	-77.17	-06.53
FUENTE 15	-79.80	-08.13	-77.17	-06.53
	-76.38	-14.30	-73.86	-12.46
FUENTE 16	-76.38	-14.30	-73.86	-12.46
	-73.28	-16.87	-71.21	-14.40
FUENTE 17	-73.28	-16.87	-71.21	-14.40
	-70.86	-18.80	-68.93	-15.73
	-70.38	-22.00	-67.98	-22.00
FUENTE 18	-79.59	-02.55	-77.50	-00.73
	-78.60	-04.00	-75.51	-02.06
	-77.17	-06.53	-75.27	-05.33
FUENTE 19	-77.17	-06.53	-75.27	-05.33
	-73.86	-12.46	-72.03	-11.13
FUENTE 20	-72.31	-06.67	-71.00	-06.33
	-71.14	-11.30	-69.69	-10.93

TABLA 3.3. PARAMETROS SIMOLOGICOS DE LAS FUENTES SIMOGENICAS.

FUENTE	Mmin	Mmax	TASA	BETA	PROF (Km)
F1	4.8	8.1	2.36	3.84	40
F2	4.8	7.9	4.57	3.06	40
F3	4.8	8.0	8.78	3.21	30, 60
F4	4.8	8.2	5.62	3.57	40
F5	4.8	8.2	5.23	3.35	50
F6	4.9	7.4	1.49	5.89	50
F7	4.9	7.4	0.40	5.00	40
F8	4.9	7.0	0.47	5.65	65
F9	4.9	7.5	1.11	5.74	55
F10	4.9	7.3	1.22	3.91	50
F11	4.9	7.1	6.99	5.38	40
F12	4.9	7.1	0.87	6.88	50
F13	4.9	6.9	1.11	6.23	100
F14	4.9	6.5	2.14	5.74	100
F15	4.9	7.2	4.04	5.02	100, 160
F16	4.9	7.2	5.34	5.90	110
F17	4.9	7.5	26.39	5.95	90, 130, 190
F18	4.9	7.5	6.04	4.54	110, 180
F19	4.9	7.0	6.44	5.27	160
F20	4.9	7.5	1.19	2.48	610

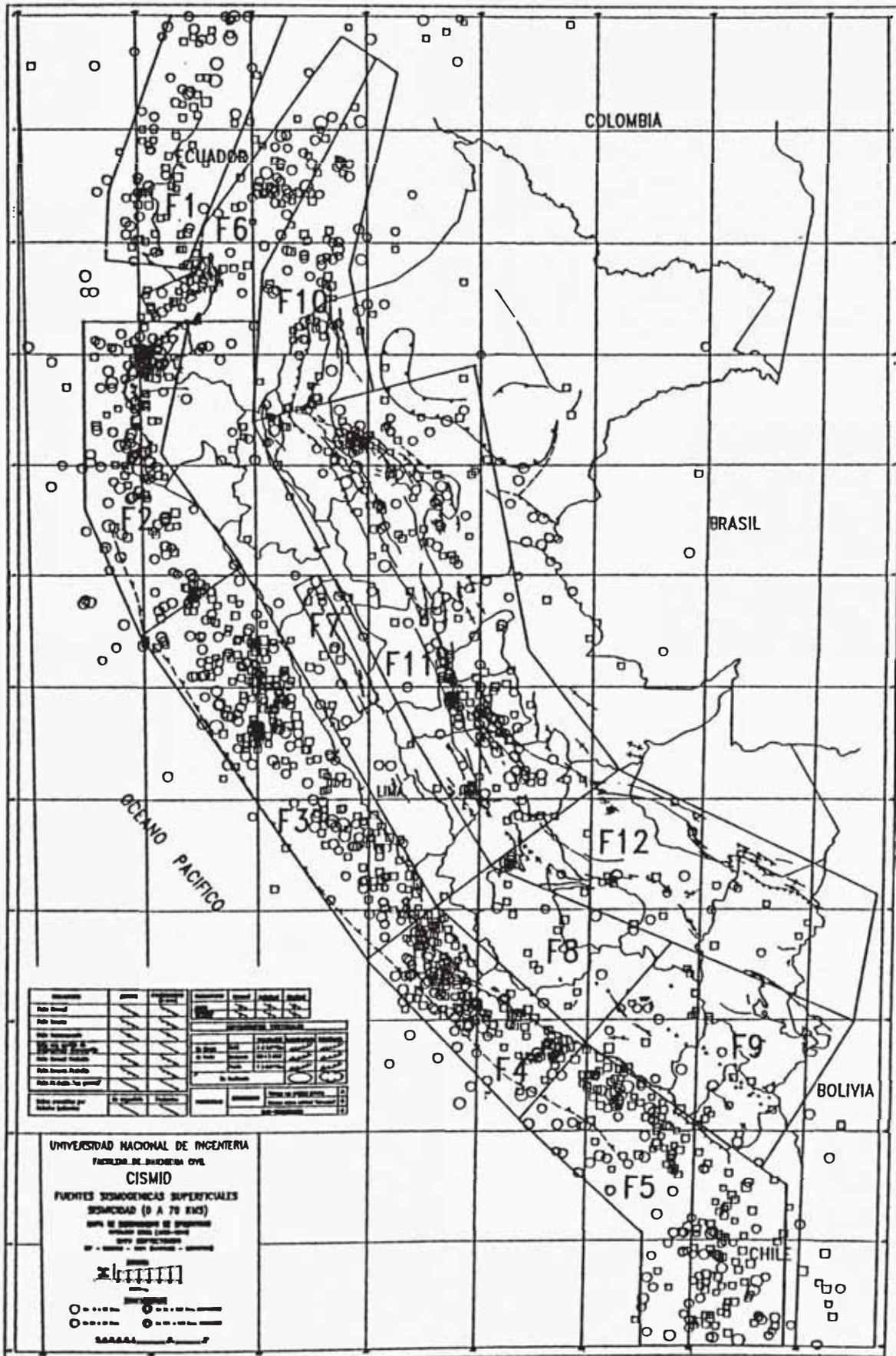


FIGURA 3.1 FUENTES CONTINENTALES Y FUENTES DE SUBDUCCION SUPERFICIALES (0-70 KM).

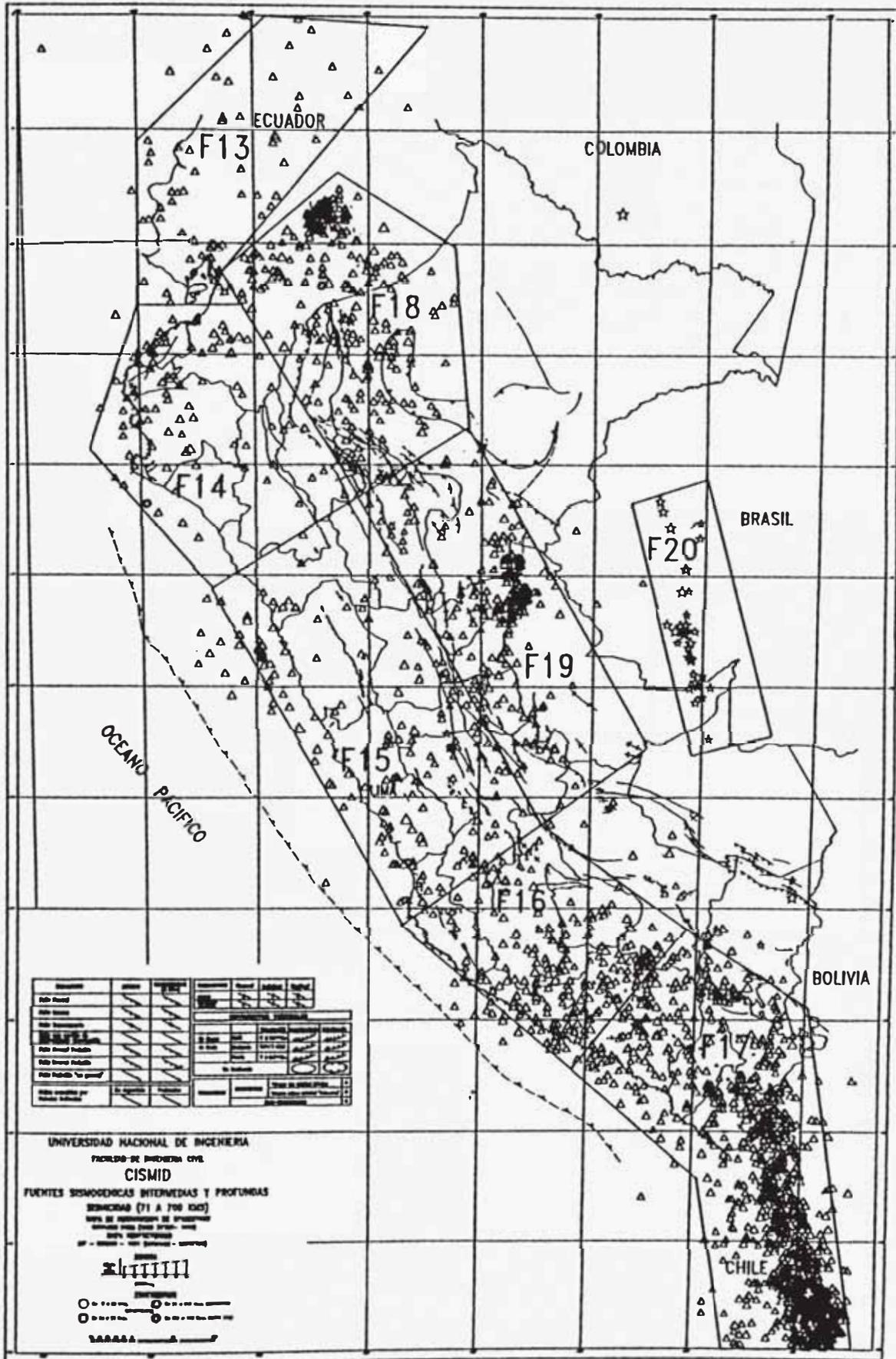


FIGURA 3.2 FUENTES DE SUBDUCCION INTERMEDIA (71-300 KM) Y PROFUNDA (500-700 KM).

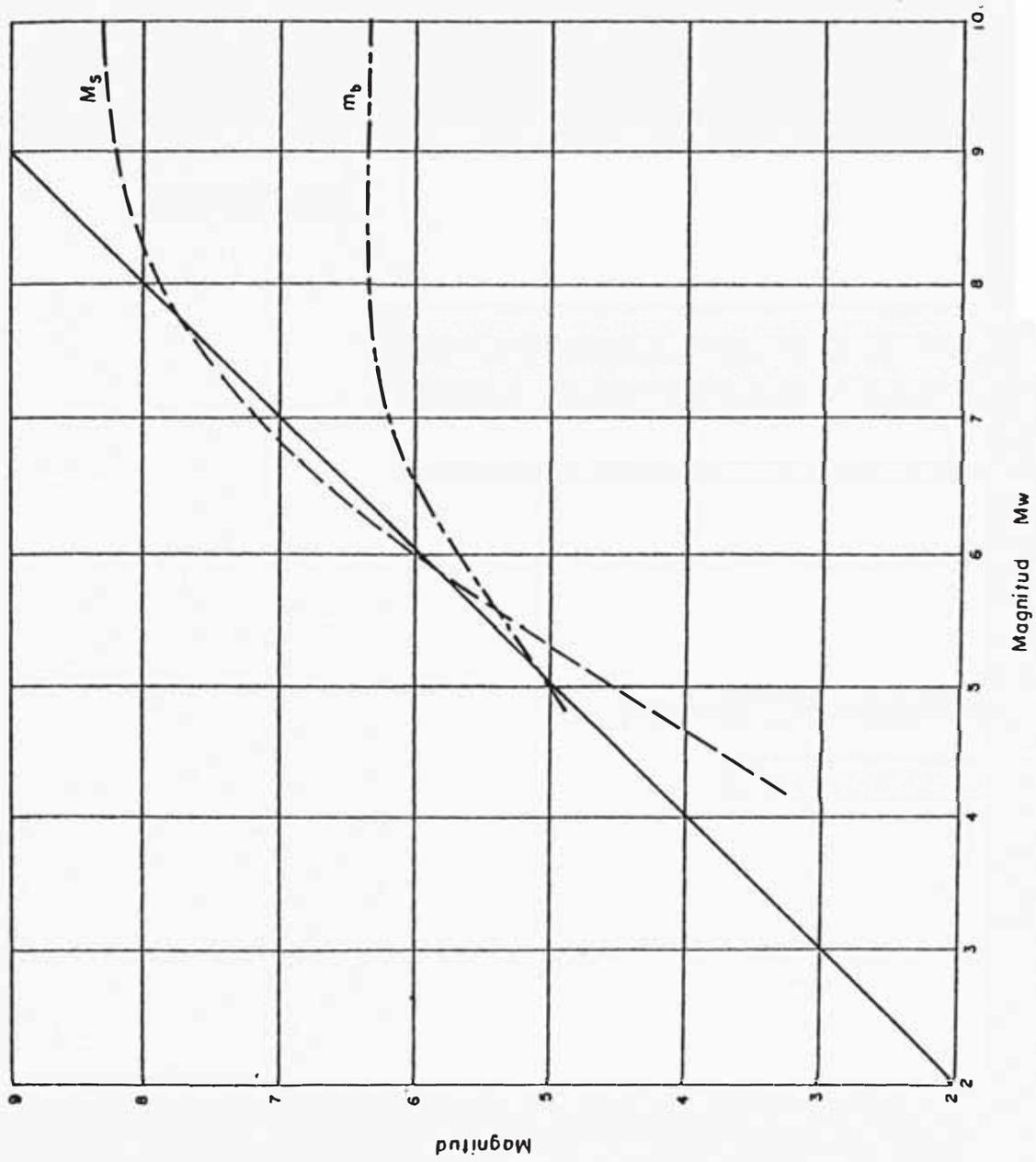


FIGURA 3.3. RELACION ENTRE LA MAGNITUD  $M_w$  Y OTRAS ESCALAS DE MAGNITUD (IDRIS, 1985)

### CURVA DE RECURRENCIA SISMICA FUENTE 3 - PERIODO: 1963 - 1990

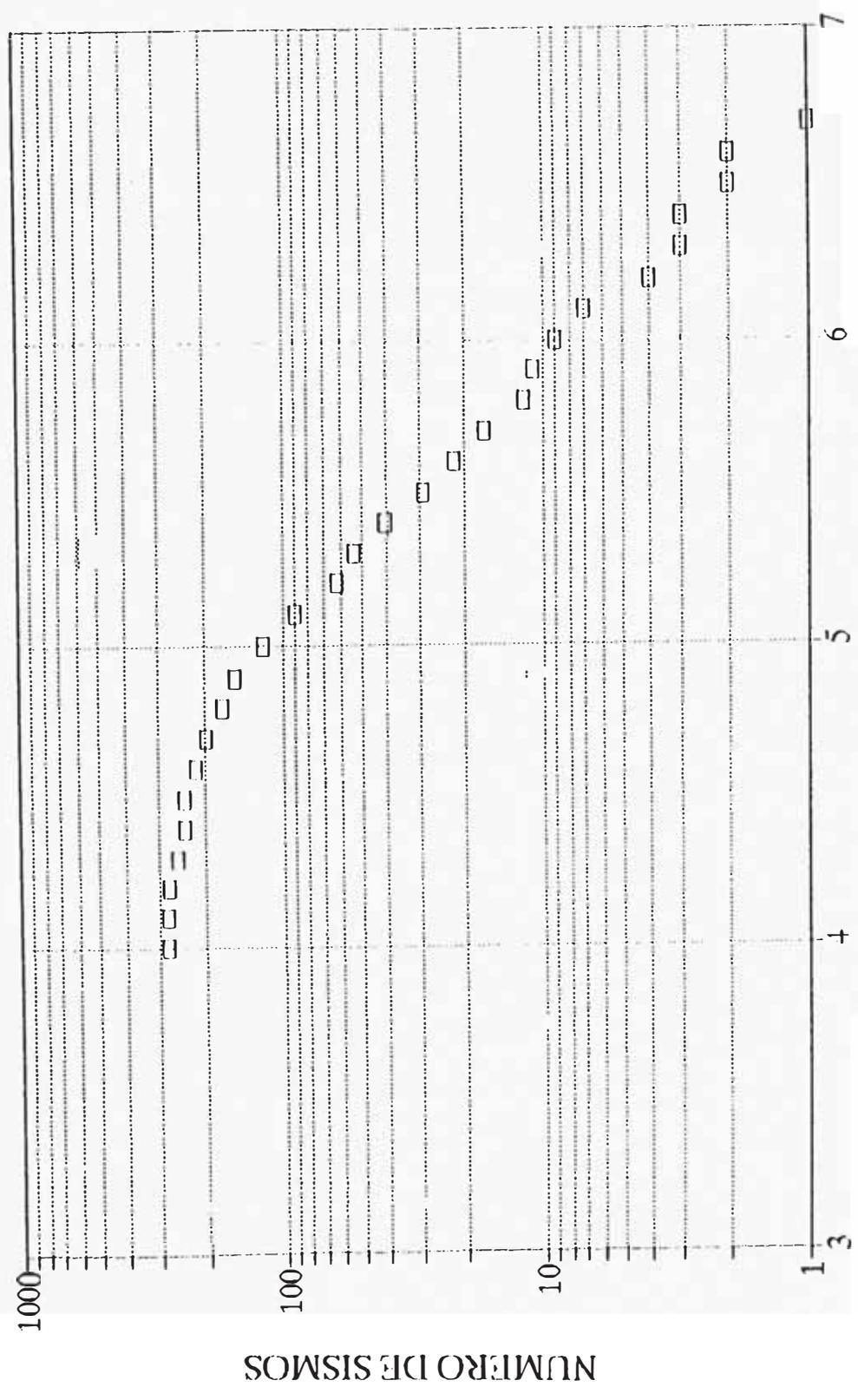


FIGURA 3.4. DISTRIBUCION DE GUTENBERG Y RICHTER

### MAGNITUD MINIMA DE HOMOGENEIDAD

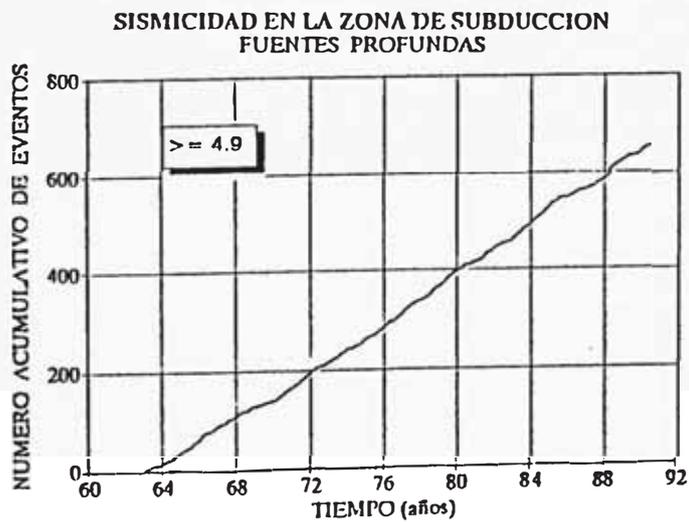
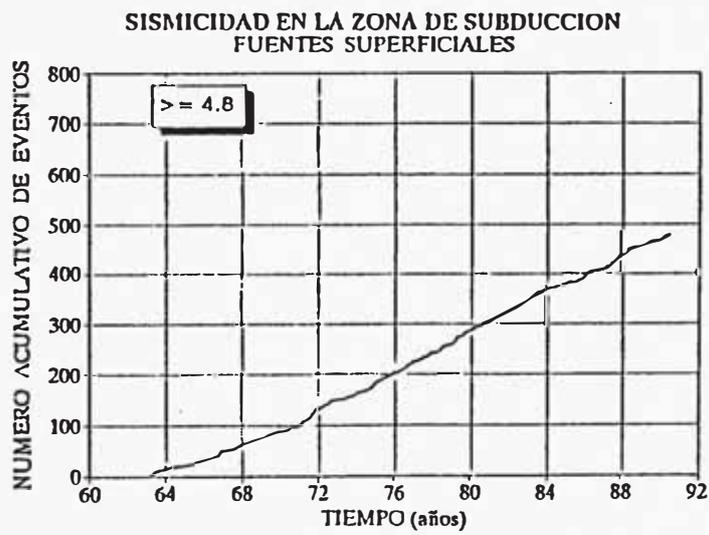
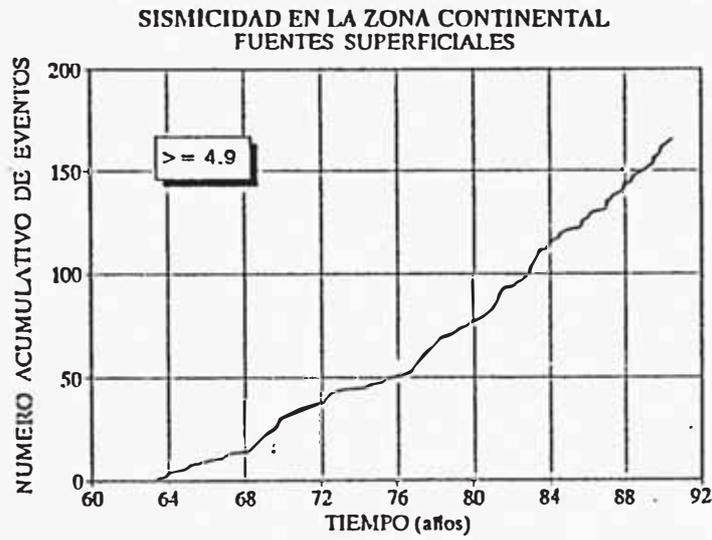
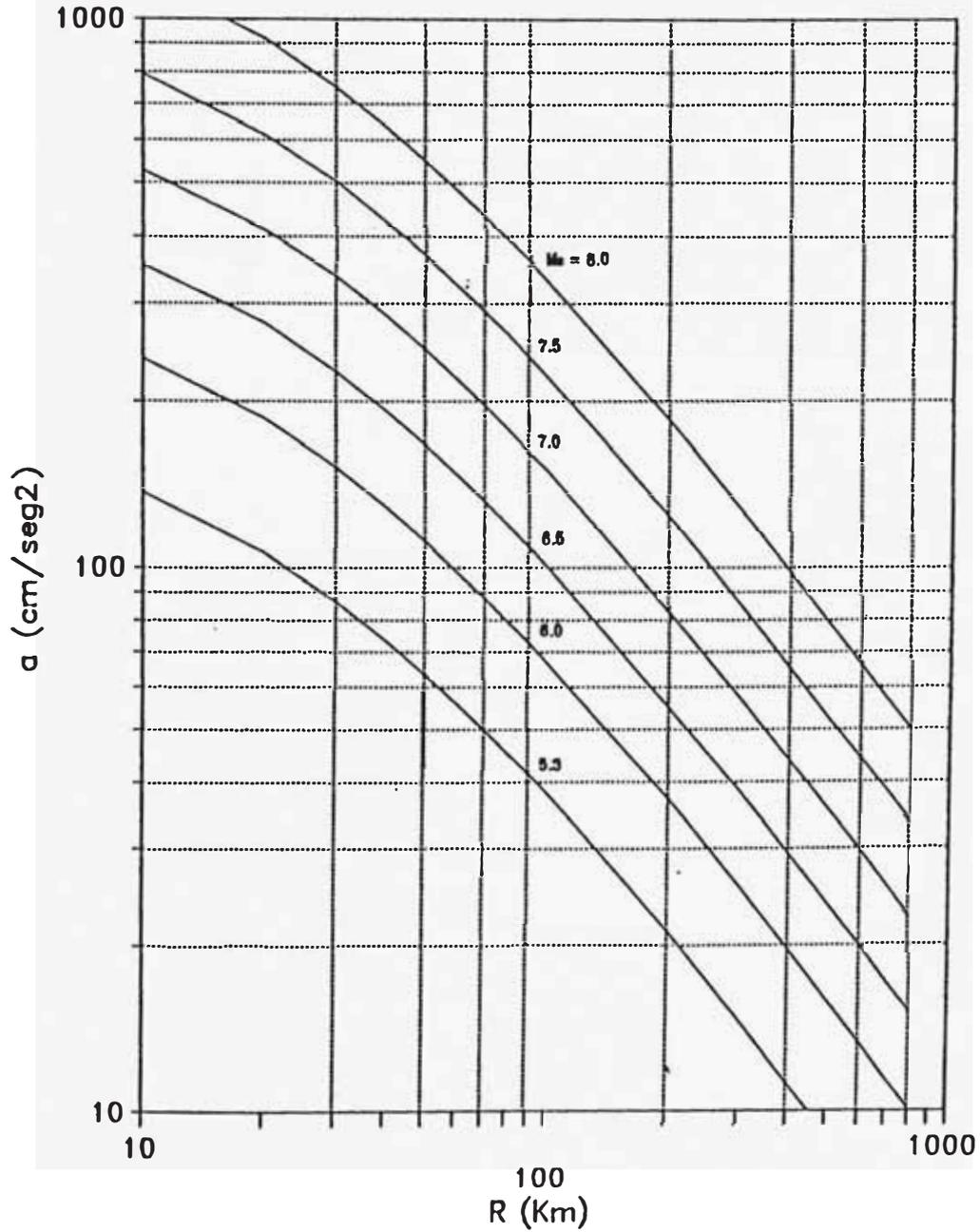


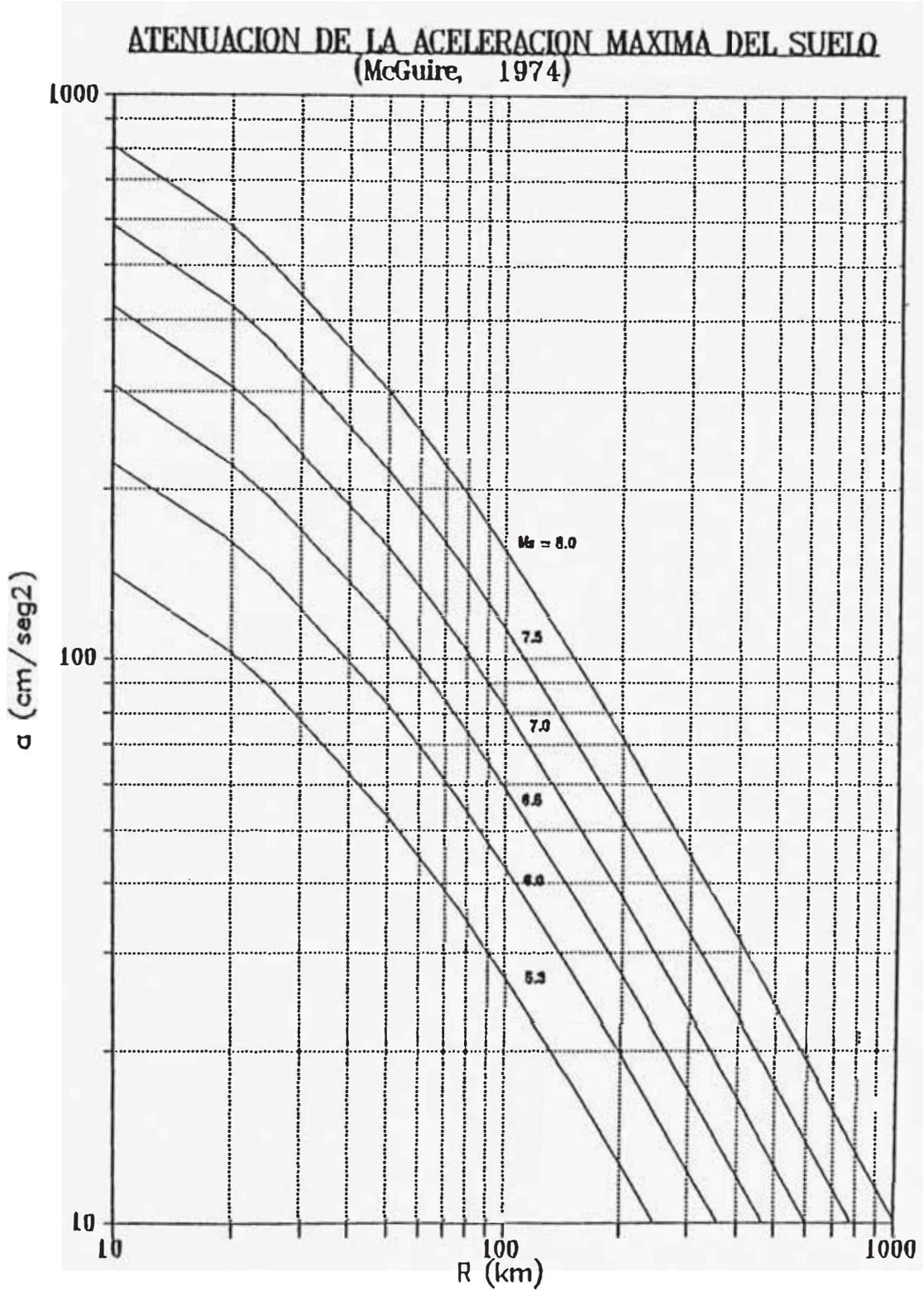
FIGURA 3.5

**ATENUACION DE LA ACELERACION MAXIMA DEL SUELO**  
**( Vargas , 1979 )**



$$a = 68.7 e^{0.8M} (R+25)^{-1}$$

FIGURA 3.6.



$$a = 472 \times 10^{0.28 M_s} \times (R + 25)^{-1.3}$$

FIGURA 3.7.

## CAPITULO IV

### EVALUACION DEL PELIGRO SISMICO

#### 4.1 INTRODUCCION

El cálculo del peligro sísmico se realiza con la finalidad de predecir probabilísticamente las posibles aceleraciones que podrían ocurrir en un lugar determinado.

Recientemente se ha distinguido los términos peligro y riesgo. De acuerdo a H.C. Shah (Universidad de Stanford), el peligro sísmico involucra un "golpe de la naturaleza" y el riesgo sísmico la interacción entre éste y la actividad humana (Katayama, 1990).

Estando el Perú entre una de las regiones de más alta sismicidad del mundo, es necesario evaluar el peligro sísmico calculando las aceleraciones esperadas en todo el país.

En 1968, Cornell propuso un trabajo pionero en el análisis de peligro sísmico, en donde considera la aleatoriedad de la ocurrencia de terremotos en el espacio y el tiempo. Este método fue modificado e implementado en el programa RISK por McGuire (1976), el cual es

utilizado en el presente estudio.

Luego de evaluar el peligro sísmico en diferentes puntos del país y áreas vecinas se procedió a construir mapas de igual intensidad de movimientos máximos del terreno (isoaceleraciones) para tiempos de vida útil de 50 y 100 años. Este análisis no considera la influencia de las condiciones locales del suelo, ni los efectos de interacción suelo-estructura.

De acuerdo al tipo de edificación, el ingeniero podrá seleccionar los movimientos sísmicos de diseño y estimar las respuestas de éstas.

#### **4.2 FUNDAMENTOS DEL ANALISIS DEL PELIGRO SISMICO**

El peligro sísmico se define por la probabilidad de que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico de una intensidad igual o mayor que un 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.

La ocurrencia de un evento sísmico es de carácter aleatorio y la Teoría de las Probabilidades es aplicable en el análisis del riesgo de su

ocurrencia. Aplicando esta teoría se puede demostrar que si la ocurrencia de un evento A depende de la ocurrencia de otros eventos :  $E_1, E_2, \dots, E_n$ , mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos; entonces, de acuerdo al teorema de la "Probabilidad Total" se tiene para la probabilidad de ocurrencia de A:

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

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 un 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 RISK desarrollado

por R. McGuire (1976) en el cálculo del peligro sísmico.

#### **4.3 ELEMENTOS PARA EL CALCULO DEL PELIGRO SISMICO**

De los fundamentos teóricos expuestos, se deduce que para calcular la máxima intensidad sísmica de un lugar se debe seguir la siguiente secuencia:

- a) Identificación de la fuentes sismogénicas
- b) Análisis estadístico de recurrencia sísmica
- c) Determinación de la atenuación de la energía sísmica
- d) Cálculo de la intensidad máxima del suelo en términos de probabilidad  $P(\Lambda)$ .

Las fuentes sismogénicas constituyen zonas generadoras de sismos con características sismotectónicas particulares.

En base a la neotectónica y a la sismicidad histórica e instrumental de la región, las fuentes pueden representarse como focos puntuales, segmentos lineales y segmentos anulares (Cornell, 1968). Las fallas representadas por segmentos lineales pueden representarse por una serie de puntos con tal densidad que la diferencia entre elementos continuos y discretos sea insignificante. Para representar fuentes similares a las que se encuentran en la

naturaleza, tales como fallas con rumbo o buzamiento, pueden combinarse fuentes lineales con fuentes cuadrangulares para formar la superficie adecuada, de este modo se puede introducir el efecto de tercera dimensión en el análisis.

La recurrencia de sismos de los diferentes rangos de magnitud se basa en los datos sísmicos, luego se emplea el método de la máxima verosimilitud para encontrar la relación del número de sismos con la magnitud. De acuerdo a la información disponible, en cada fuente se determina la mínima y máxima magnitud.

La máxima intensidad de un sitio se determina utilizando ecuaciones empíricas de atenuación que relacionan la intensidad, la magnitud y la distancia epicentral o distancia a la falla según sea el caso. Esta intensidad puede estar representada ya sea por la aceleración, la velocidad o el desplazamiento. Lamentablemente las curvas de atenuación están basadas en datos que no son uniformes debido a que varían las condiciones locales, las técnicas de detección, el equipo, etc. La selección de la ecuación debe realizarse cuidadosamente para una región determinada.

Finalmente para evaluar numéricamente el peligro sísmico de un lugar en términos de probabilidad asociado a períodos de retorno, se ha desarrollado el programa de cómputo RISK.

#### 4.4 PROGRAMA DE COMPUTO RISK

El programa de cómputo RISK desarrollado por Robin McGuire (1976) en el U.S. Geological Survey, evalúa la integración para cada fuente sismogénica independientemente y calcula el número de eventos esperados anuales en dicha fuente. El número total de eventos esperados anuales que causan intensidad mayor o igual que la especificada en el lugar de interés se obtiene de la sumatoria de los eventos esperados anuales de cada fuente sismogénica. Si este total es menor que 0.1, este número es aproximadamente igual al riesgo asociado con ese nivel de intensidad.

El riesgo anual es finalmente calculado asumiendo que los sismos siguen la relación de Poisson (McGuire, 1976) indicada en la siguiente ecuación:

$$RISK_{anual} = 1 - e^{-EXP_{anual}}$$

En el programa RISK, tanto el peligro sísmico anual como el número de eventos esperados anuales (valor esperado anual) son listados, correspondiendo a varias intensidades analizadas. Adicionalmente se calculan por interpolación valores de intensidad para varios niveles de peligro anual especificados (0.1, 0.02, 0.01, 0.005, etc)

## 4.5 NIVEL DE CONFIDENCIA

En el presente estudio de peligro sísmico, el nivel de excedencia ( $RISK_t$ ) y probabilidad extrema se definen como la probabilidad que, en un tiempo determinado (tiempo de vida útil) ocurra un sismo de intensidad igual o mayor a una intensidad dada.

El nivel de excedencia se expresa de la manera siguiente:

$$RISK = 1 - e^{-\frac{t}{Ry(a)}}$$

donde:

$t$  : tiempo de vida útil

$Ry(a)$  : periodo de retorno promedio en años de un sismo de intensidad  $> a$ .

El nivel de confianza se expresa como:

$$\text{Nivel de confianza} = 1 - RISK_t$$

El valor esperado asociado a una intensidad dada, se define como el número de sismos, que en promedio va a ocurrir de intensidad igual o mayor a una intensidad dada. El valor esperado o el estimado puede ser mayor que la unidad y es determinado en base a la historia sísmica

que presenta la zona de estudio. El valor esperado para un tiempo de vida útil igual a  $t$  años se expresa como:

$$EXP_t = \frac{t}{Ry(a)}$$

Si  $t = 1$  año, tenemos:

$$EXP_{anual} = \frac{1}{Ry(a)}$$

Expresando el nivel de excedencia en función del valor esperado, tenemos:

$$RISK_t = 1 - e^{-t \cdot EXP_{anual}}$$

Para  $t = 1$  año:

$$RISK_{anual} = 1 - e^{-EXP_{anual}}$$

Si expresamos la probabilidad de excedencia, para un período de vida útil de  $t$  años en función del riesgo anual tenemos:

$$RISK_t = 1 - (1 - RISK_{anual})^t$$

Los movimientos de diseño que el ingeniero debe seleccionar están asociados a un nivel de excedencia suficientemente pequeño durante la vida útil de la edificación.

En la Tabla 4.1 se muestran valores representativos de criterios empleados en la selección de movimientos sísmicos de diseño (Grases, 1989). La selección de los movimientos sísmicos depende del tipo de obra.

En el presente estudio se considera el 90% de nivel de confianza para 50 y 100 años de vida útil ( $t$ ) que corresponden a 475 y 950 años de período de retorno respectivamente, es decir el 10% de nivel de excedencia en un periodo de  $t$  años.

#### **4.6 DETERMINACION DEL PELIGRO SISMICO**

Calculados los parámetros sismológicos de las fuentes ( $M_{min}$ ,  $M_{max}$ ,  $\beta$ ,  $\mu$ ), las profundidades representativas de los hipocentros de las fuentes y seleccionadas las leyes de atenuación, se calcularon las aceleraciones horizontales mediante el programa RISK en una malla de puntos (malla de 50x50 Km aproximadamente) en todo el territorio peruano y áreas vecinas.

En las Figuras 4.1, 4.2 y en el Anexo C (Planos a escala 1:2'000,000), se presentan las curvas de isoaceleraciones para un 10% de excedencia en 50 y 100 años de vida útil.

Se observa que los valores más altos de aceleraciones máximas

están localizados a lo largo de toda la costa y van disminuyendo a medida que se avanza hacia al Este.

Así, las zonas de Tumbes, Piura, Ica, Tacna y el Norte de Chile tienen los valores más altos de aceleración, 0.50g y 0.60g para 50 y 100 años de vida útil respectivamente. Debe considerarse que en estas zonas se han producido históricamente sismos muy grandes y además son las zonas que presentan una mayor tasa de ocurrencia de sismos.

Los valores obtenidos en el Norte de Chile coinciden con los encontrados por Aiquel (1990) para los mismos periodos de vida útil.

Se observa también altas aceleraciones en las zonas peruanas de Moyobamba, norte del departamento de Amazonas y en la zona ecuatoriana de Cuenca con 0.32g y 0.38g en 50 y 100 años respectivamente.

Los valores más bajos de aceleración están localizados en la zona oriental, en el departamento de Loreto teniendo valores desde 0.06g y 0.08g. Otra región con valores bajos es la zona de Madre de Dios con valores desde 0.10g y 0.14g.

Las curvas de isoaceleraciones prácticamente se mantienen paralelas a la costa, lo que coincide con el mecanismo de subducción. En la zona NE del país se produce una separación y cambios en la orientación de las curvas asociadas a la alta sismicidad de esta zona, especialmente el nido sísmico de Rioja-Moyobamba. Se observa también

cambios en la inclinación de las curvas a la altura de la Contorsión Norte de Arequipa, zona en la cual se produce la más importante inclinación de la Placa de Nazca.

Casaverde y Vargas (1980) han presentado distribuciones de aceleraciones, aunque los valores no son comparables por haberse usado otro porcentaje de probabilidad, nuevas fuentes sismogénicas y otra metodología para determinar los parámetros sismológicos.

Los resultados que presentan las Figuras 4.1 y 4.2 tienen una buena correlación con el plano de Máximas Intensidades Observadas presentada por Alva et al (1984) en el cual se observa que las zonas de Tumbes, Piura, Lima, Arequipa, Tacna y el Norte de Chile tienen intensidades entre VIII y IX, y las intensidades más bajas en la zona oriental con valores por debajo de V.

Estos valores de aceleraciones máximas deben considerarse como valores medios esperados en suelo firme, donde no se considera la influencia de las condiciones locales del suelo, ni los efectos de la interacción suelo-estructura.

Una condición demasiado severa sería considerar que la magnitud del coeficiente sísmico a usar en el diseño sea igual a la máxima aceleración del terreno. Este valor ocurre sólo una vez y cambia de dirección repetidas veces, por lo que la deformación resultante debe ser pequeña. En el Japón se sugiere reducir el coeficiente sísmico a un 50% ó 70% de la máxima aceleración del terreno.

Por estar el país en una zona altamente sísmica, debe realizarse una evaluación del peligro sísmico más específico en los emplazamientos de las estructuras tales como grandes presas, puentes, autopistas, edificios, etc. El costo de construir cada una de estas estructuras y su importancia para el país es demasiado alto como para permitir apoyarse solamente en mapas generales de peligro sísmico.

**TABLA 4.1. VALORES REPRESENTATIVOS DE CRITERIOS EMPLEADOS EN LA SELECCION DE MOVIMIENTOS SISMICOS DE DISEÑO. (GRASES, 1989).**

TIPO DE OBRA	VIDA UTIL (t años)	PROBAB. DE EXCEDENCIA	TIEMPO DE RETORNO (años)
- Instalaciones esenciales con capacidad muy limitada para resistir deformaciones inelásticas y peligro de contaminación (contenedor de reactores nucleares)	50 a 100	0.01	>5,000
- Equipos de S/E eléctricas de alto voltaje	50	0.03	1,600
- Puentes o viaductos de arterias principales	100	0.10	950
- Tanques de almacenamiento de combustible	30	0.05	590
- Edificaciones para viviendas	50	0.10-0.20	225-500
- Construcciones temporales que no amenacen obras de importancia mayor.	15	0.30	40

## CAPITULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Considerando que el territorio peruano se halla ubicado en una de las regiones de más alto índice de actividad sísmica de la tierra, ha sido necesario evaluar apropiadamente el peligro sísmico existente, prediciendo probabilísticamente las aceleraciones máximas que podrían ocurrir en cualquier punto del país, utilizando leyes de atenuación de aceleraciones y correlacionando la sismicidad y la tectónica para determinar las fuentes sísmogénicas y sus respectivos parámetros sísmológicos.

La subducción de la placa de Nazca bajo el Continente Sudamericano y los reajustes que se producen en la corteza terrestre como consecuencia de la interacción y morfología alcanzada por el aparato andino, constituyen los principales elementos que afectan la sismicidad en el país.

La sismicidad histórica proporciona criterios cualitativos de la actividad sísmica del país a partir del siglo XVI, pero dicha actividad no es totalmente representativa pues los registros históricos de sismos no son homogéneos, ya que solo se han reportado los sismos sentidos en las ciudades **principales**.

La estadística sísmica instrumental no es homogénea e íntegra. A partir

de 1963 los datos sísmicos instrumentales son más precisos y confiables. Este periodo de registros es significativamente menor al de la sismicidad histórica.

**La actividad sísmica en el Norte y Centro del país es compleja, debido** a la irregularidad de las longitudes de ruptura. La zona Sur tiene un modelo sísmico simple y regular, ya que ha experimentado cuatro grandes sismos cuyo tiempo de recurrencia es del orden de un siglo; es una zona de alto riesgo sísmico.

La distribución espacial de la actividad sísmica está distribuida en dos fajas sísmicas longitudinales a los andes; una occidental a los andes y exclusivamente producto de la subducción; y la otra, oriental a los andes que involucra tanto a procesos de subducción, como también a procesos secundarios, tal como la acción compresiva del escudo Brasileiro contra el cinturón andino.

Existen agrupamientos importantes de sismos en algunas fallas activas, tales como las fallas de Rioja-Moyabamba y Huaytapallana; esta actividad sísmica es superficial.

El catálogo sísmico que se utilizó en el presente trabajo está formado por los sismos comprendidos entre 1963 y 1990. Se realizó un filtrado de este catálogo, eliminando réplicas y sismos premonitores quedando 3892 eventos **principales e independientes.**

La distribución espacial de la actividad sísmica y las características neotectónicas del país han permitido definir veinte fuentes sismogénicas.

Estas se agrupan en fuentes de Subducción y Fuentes Continentales asociados a la actividad sísmica producto de la interacción de las placas Sudamericana y de Nazca, y al proceso de reajuste tectónico del Aparato Andino, respectivamente.

Se presentan estas fuentes como áreas, ya que no existen suficientes datos como para modelar fallas como fuentes lineales.

Las fuentes de subducción están agrupadas en Fuentes de Subducción Superficial (0-70 kms), Intermedia (71-300 kms) y Profunda (500-700 kms) modelando adecuadamente la superficie de Benioff. Las Fuentes Continentales están relacionadas con la actividad sísmica superficial andina.

El análisis del Peligro Sísmico se realiza en función de la magnitud. Se definió la magnitud  $M = \max\{m_b, M_g\}$  para evitar el problema de saturación de ambas magnitudes.

Se determinaron los parámetros sismológicos dentro de un esquema estadístico confiable. Los parámetros de la expresión de Gutenberg y Richter se calcularon utilizando el método de la máxima verosimilitud, el cual ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la máxima magnitud observada, normalizando el aporte que hacen los sismos de diferentes magnitudes.

La magnitud mínima de homogeneidad para las Fuentes Continentales es de 4.9 y para las Fuentes de Subducción Superficial e Intermedia-Profunda son de 4.8 y 4.9 respectivamente. La magnitud máxima se consideró

como el más grande evento que ha ocurrido en la fuente en el pasado.

La tasa anual ( $\mu$ ) en las Fuentes Continentales es baja respecto a la Fuentes de Subducción, mostrando mayor actividad sísmica debido a la interacción de las placas.

El agrupamiento de Fuentes de Subducción y de Fuentes Continentales hizo posible utilizar dos leyes de atenuación. La primera es la propuesta por Casaverde y Vargas y ha sido empleada para las fuentes asociadas al mecanismo de subducción. La segunda ley de atenuación usada es la propuesta por McGuire y ha sido empleada para las fuentes asociadas a sismos continentales.

Se evaluó el peligro sísmico, basado en la teoría de Cornell, utilizando el programa de cómputo RISK, desarrollado por McGuire. Se obtuvieron mapas de isoaceleraciones a nivel nacional y áreas vecinas, para una excedencia de 10% en 50 y 100 años de vida útil.

La concentración de valores más altos de aceleración ocurre a lo largo de la costa y van disminuyendo a medida que se avanza hacia el Este. El cambio de orientación de las curvas de isoaceleraciones en la zona NE del país está asociado a la alta sismicidad de la zona de Rioja-Moyobamba.

Estos valores deben considerarse al nivel del suelo firme, donde no se considera la influencia de las condiciones locales, ni los efectos de interacción suelo-estructura.

Los valores de aceleración obtenidos en la evaluación del peligro sísmico dependen fundamentalmente de las leyes de atenuación utilizadas, las que dependen de los registros de aceleración disponibles. Sería recomendable completar la red nacional de acelerógrafos y proponer leyes de atenuación con la información disponible y la que se obtenga de futuros sismos

Los resultados obtenidos en el presente estudio pueden ser utilizados para fines de regionalización sísmica y otros estudios tales como, análisis de vulnerabilidad, riesgo sísmico, efectos de amplificación y obtención del espectro corregido de diseño, etc. Este estudio no es un trabajo final, pues existen parámetros que cambiarán a medida que avancen las investigaciones, produciendo mejores estimaciones del peligro sísmico en el Perú.

## REFERENCIAS

- Aiquel A. (1990), "Hacia una Nueva Regionalización y Cálculo del Peligro Sísmico en Chile", Tesis de Grado, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
  
- Alva J., Meneses J. y Guzman V. (1984), "Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú", V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
  
- Alva J. y Aguilar Z. (1992), "Peligro Sísmico del Estudio de Factibilidad de la Central Termoeléctrica a Gas Natural y Edificio de ELECTROPERU S.A.", CISMID Laboratorio Geotécnico, Lima, Perú.
  
- Arévalo E., (1984), "Riesgo Sísmico del Departamento de Ancash", Tesis de Grado, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
  
- Bender B. y Campbell K. (1989), "A Note on the Selection of Minimum Magnitude for use in Seismic Hazard Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 79, N°1, págs 199-204.
  
- Berrocal J.,(1974), "South American Seismotectonics from SAAS data", Thesis submitted for the Degree of Doctor of Philosophy at 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.
- Bolt B. (1981), "Terremotos", University of California, Berkeley.
- Bonilla F. y Ruiz M. (1992), "Evaluación del Peligro Sísmico en el Ecuador", Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Casaverde L. y Vargas J. (1980), "Zonificación Sísmica del Perú", II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, Organización de Estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú.
- Cornell A. (1968), "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America", Vol 58, N°5 págs. 1538-1606.
- 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. y Carbonell C. (1978), "Regionalización Sismotectónica Preliminar del Perú", IV Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
- Deza E. (1990), "Identificación de una Posible Estructura en Bloques

en el Sur del Perú", Seminarios CISMID-UNI, Lima, Perú.

- Dorbath L., Cisternas A. y Dorbath C. (1990), "Assessment of the Size of Large and Great Historical Earthquakes in Peru", Bulletin of the Seismological Society of America", Vol 80, N°3 págs. 551-576.
- Grases J., (1989), "Peligro Sismico con fines de Ingeniería", Revista Geofísica 31, págs 261-279.
- Idriss I.M., (1985), "Evaluating Seismic Risk in Engineering Practice", Proceedings of the 11<sup>th</sup> ICSMFE, Vol. 1, San Francisco, USA.
- Isacks B., Oliver J. y Sykes L.R. , (1968), "Seismology and Global Tectonics", Journal of Geophysical Research, Vol 73, N°18, págs. 5855-5899.
- Katayama T., (1990), "Análisis de Peligro Sismico - Algunos problemas relacionados a la Microzonificación 1990". Agencia de Cooperación Internacional del Japón, Seminarios CISMID-UNI, Lima, Perú.
- Kelleher J.,(1972), "Rupture Zones of Large South America Earthquake and Some Predictions", Journal of Geophysical Research, Vol 77, N°11.
- Macharé J., Leureyro J. y Sebrier M. (1991), "Actualización del Mapa Neotectónico del Perú a escala 1:2000000", VII Congreso Peruano de

Geología, Lima, Perú.

- McGuire R. (1974), "Seismic Structural Response Risk Analysis Incorporating Peak Response Regressions on Earthquake Magnitude and Distance", Massachusetts Inst. Tecnology, Dept. Civil Eng. Research Rept, R74-51, 391p.
- McGuire R. (1976), "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis", Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
- Ocola L. (1989), "Patrones de Sismicidad en el Perú y Areas Vecinas", Seminarios CISMID-UNI, Lima, Perú.
- Pacheco J. and Sykes L. (1992), "Seismic Moment Catalog of large Shallow Earthquakes, 1900 to 1989", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 82, N°3, págs 1306-1349.
- 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.
- 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.
- SISRA (1985) " Catálogo de Terremotos para América del Sur", Boletín 7a, 7b, 7c. Proyecto SISRA - CERESIS, Lima, Perú.