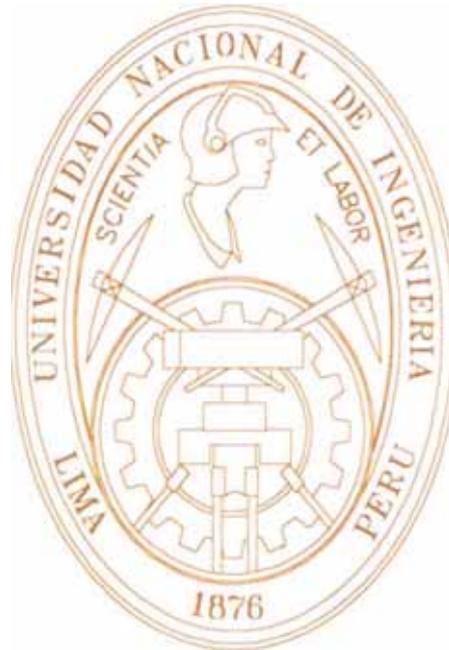


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



ESTUDIO DEL PELIGRO SÍSMICO EN LA
REGIÓN SUR - OCCIDENTAL DEL PERÚ
EL GAP SISMICO DE AREQUIPA - TACNA

TESIS

Para optar el título profesional de:

INGENIERO CIVIL

DARWIN GERALD LÓPEZ CULQUICONDOR

Lima – Perú

2001

ÍNDICE

ÍNDICE	i
Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tablas	xiv
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES.....	1
1.2. OBJETIVO.....	5
1.3. CONTENIDO DE CADA CAPITULO.....	5
2. BREVES NOCIONES SOBRE SISMICIDAD	8
2.1. ORIGEN DE LOS TERREMOTOS	8
2.1.1. Definición de un Terremoto.....	8
2.1.1.1. Tipos de Terremotos	9
2.1.2. Tectónica de Placas y Generación de Terremotos	13
2.2. FALLAS Y ONDAS SÍSMICAS	16
2.2.1. Geometría de la Falla	16
2.2.2. Ondas Sísmicas	19

2.2.2.1.	Ondas Internas o de Volumen	19
2.2.2.2.	Ondas Superficiales	22
2.3.	CAMPO CERCANO Y CAMPO LEJANO	22
2.3.1.	Campo Cercano	24
2.3.2.	Campo Lejano	24
2.4.	PARÁMETROS DE TAMAÑO DE UN SISMO	24
2.4.1.	El Momento Sísmico	25
2.4.1.1.	Momento Sísmico Escalar (M_0)	25
2.4.2.	La Intensidad	25
2.4.3.	Magnitud	26
2.4.3.1.	Escalas de Magnitud	26
2.5.	MÉTODOS PARA EVALUAR EL PELIGRO SÍSMICO	33
2.5.1.	Peligrosidad Sísmica	33
2.5.2.	Características de las Fuentes Sismogénicas	34
2.5.3.	Cuantificación del Peligro Sísmico	36
2.5.3.1.	Método Determinista	36
2.5.3.2.	Método Probabilista	37
2.6.	GAP SÍSMICO (Seismic Gap)	37
2.7.	RESUMEN	41
3.	MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN	43
3.1.	HISTORIA SÍSMICA	43
3.1.1.	Cronología de los sismos registrados en el Sur del País	43
3.2.	CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS	51
3.2.1.	Aspectos Generales	51
3.2.2.	Zonificación Morfológica	52
3.2.2.1.	La Zona Costera	54
3.2.2.2.	La Cordillera Occidental	54
3.2.2.3.	La Zona del Altiplano	54

3.2.2.4.	La Cordillera Oriental	55
3.2.2.5.	La Zona Subandina	55
3.2.3.	Zonificación Tectónica.....	57
3.2.3.1.	Fosa Oceánica Perú – Chile	57
3.2.3.2.	La Cordillera de los Andes.....	58
3.2.3.3.	Los Sistemas de Fallas.....	60
3.2.3.4.	La Cadena Volcánica	60
3.2.3.5.	Dorsal de Nazca	61
3.2.4.	Los Principales Sistemas de Fallas	61
3.2.4.1.	Fallas de La Planchada.....	63
3.2.4.2.	Fallas de Chulibaya	63
3.2.4.3.	Fallas Huambo-Cabanaconde.....	63
3.2.4.4.	Falla de Pampacolca.....	63
3.3.	INTERACCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA CON LA SUDAMERICANA	64
3.4.	GEOMETRÍA DE LA ZONA DE WADATI - BENIOFF (W - B)	68
3.5.	RESUMEN	70
4.	MÉTODOS DE ESTUDIO DE LA SISMICIDAD	72
4.1.	CONCEPTOS GENÉRICOS.....	72
4.2.	CATÁLOGO SÍSMICO	74
4.3.	ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD	77
4.3.1.	Mapas de Epicentros.....	77
4.3.2.	Perfiles de Sismicidad (Secciones Transversales).....	78
4.3.3.	Otras Representaciones de Sismicidad	79
4.3.3.1.	La distribución Magnitud – Tiempo	79
4.3.3.2.	La distribución Profundidad – Tiempo	79
4.3.3.3.	Los Histogramas.....	79
4.3.3.4.	Las Representaciones Tridimensionales.....	79
4.4.	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SISMICIDAD	80

4.4.1.	Relación Frecuencia - Magnitud	80
4.4.2.	Máxima Verosimilitud.....	83
4.4.3.	Periodo de Retorno medio	84
4.4.4.	Peligro Sísmico.....	86
4.5.	CÁLCULO DE LOS COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA UTILIZANDO EL MÉTODO DE LAS 2 ESTACIONES	88
4.5.1.	Determinación de los coeficientes de anelasticidad	88
4.5.1.1.	Método de las dos estaciones	89
4.6.	RESUMEN	92
5.	BASE DE DATOS	94
5.1.	ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD HISTÓRICA	94
5.2.	ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL	99
5.2.1.	Evaluación de las Magnitudes.....	104
5.2.1.1.	Determinación de la relación $M_0 - m_b$	104
5.2.1.2.	Determinación de la relación $M_0 - M_s$	104
5.2.1.3.	Determinación de la relación $m_b - M_s$	105
5.3.	RESUMEN	108
6.	PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA EN LA REGIÓN DE ESTUDIO.....	109
6.1.	DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD	109
6.1.1.	Distribución Espacial de la Actividad Sísmica	110
6.1.1.1.	Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km.).....	110
6.1.1.2.	Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km.).....	110
6.1.1.3.	Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km.).....	111
6.1.2.	Perfiles de Sismicidad (Secciones Transversales)	111
6.1.2.1.	Perfiles Sísmicos Paralelos a la Fosa Perú - Chile	115
6.1.2.2.	Perfiles Sísmicos Perpendiculares a la Fosa Perú - Chile ..	115

6.1.2.3.	Interpretación de las Perfiles Sísmicos	125
6.2.	DETERMINACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS	128
6.2.1.	Definición de las Fuentes Sismogénicas.....	130
6.3.	EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LA SISMICIDAD	142
6.3.1.	Características de las Fuentes Sismogénicas	143
6.3.2.	Características de toda el Área de Estudio.....	148
6.4.	RESUMEN.....	193
7.	ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	195
7.1.	ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN SÍSMICA	195
7.2.	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SISMICIDAD	196
7.2.1.	Para los Sismos Superficiales.....	201
7.2.2.	Para los Sismos Intermedios:.....	204
8.	CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS	211
8.1.	CONCLUSIONES.....	211
8.2.	RECOMENDACIONES.....	214
8.3.	LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS.....	216
	BIBLIOGRAFÍA	217
	APÉNDICE A :	
	GLOSARIO SISMOLÓGICO	224
	APÉNDICE B :	
	INFORMACIÓN SÍSMICA PARA TODA EL ÁREA DE ESTUDIO - SISMOS SUPERFICIALES.....	231

APÉNDICE C :

INFORMACIÓN SÍSMICA PARA TODA EL ÁREA DE ESTUDIO -
SISMOS INTERMEDIOS..... 241

APÉNDICE D :

CÁLCULOS REALIZADOS PARA LAS RECTAS DE AJUSTE POR LOS 3
MÉTODOS..... 258

APÉNDICE E :

PROPUESTA DEL CERESIS PARA ESTUDIAR LA REGIÓN
FRONTERIZA PERÚ - CHILE 280

Lista de Figuras

Fig. 2.1 Deformaciones de la Corteza en la Teoría del Rebote Elástico.	15
Fig. 2.2 Modelo del Rebote Elástico (Reid, 1911).....	15
Fig. 2.3 Distribución de las Placas Tectónicas en el Mundo.	17
Fig. 2.4 Parámetros que definen el movimiento de una falla.	20
Fig. 2.5 Tipos de Fallas.	21
Fig. 2.6 Tipos de Ondas Sísmicas.....	23
Fig. 2.7 Escalas de Intensidad Sísmica y su equivalencia (Reiter, 1990).	27
Fig. 2.8 Propagación de la Energía Sísmica (Bozzo, 1995).	35
Fig. 2.9 Diagrama Espacio vs. Tiempo de los grandes sismos históricos de la región Sur - Occidental del Perú (en base al catálogo sísmico del Perú - IGP, $m_b \geq 6.5$).	39
Fig. 2.10 El Gap Sísmico de la región Sur - Occidental del Perú (Sismos con $m_b \geq 6.5$).	40
Fig. 3.1 Último Sismo ocurrido en la región sur del Perú con un m_b de 6.9 y un M_w de 8.2.	49

Fig. 3.2 Mapa en donde se muestra la sismicidad en la región de estudio. Catálogo Sísmico del Perú (1471 - 1999).....	50
Fig. 3.3. Principales elementos tectónicos en Perú (Tavera y Buforn, 1998). Z.C. = Zona Costera, C. Oc. = Cordillera Occidental, Altiplano, C. Or. = Cordillera Oriental. La zona sombreada corresponde a la Cordillera Andina. Los triángulos indican la dirección de Movimiento relativo de las placas, según Minster y Jordán (1978).....	53
Fig. 3.4 Esquema de Subducción para la Región Sur del Perú, en donde se muestra las principales unidades morfológicas.	56
Fig. 3.5 Mapa con las Principales Sistemas de Fallas en la región Sur - Occidental del Perú.....	62
Fig. 3.6 Interacción de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana.	66
Fig. 3.7 Principales elementos tectónicos a lo largo de las zonas de subducción en América del Sur y en América Central, incluyendo la fosa oceánica (línea negra gruesa), volcanes activos (triángulos), profundidad de la zona de Wadatti - Benioff y las dorsales oceánicas (achurado). (Nur & Bem - Abraham, 1981, apud Berrocal, 1991).....	67
Fig. 4.1 Rectas de ajuste para dos fuentes sismogénicas, en donde la fuente 1 tiene más sismos de elevada magnitud comparado con la fuente 2.	85
Fig. 4.2 Gráfica del Periodo de Retorno para las fuentes de la Fig. 4.1. Se aprecia que los sismos de mayor magnitud tienen un largo periodo de retorno en una gráfica en donde el valor de b sea alto.....	87
Fig. 4.3 Esquema de la distribución espacial de la fuente (F) y estaciones sísmicas (E _i), para la determinación de los coeficientes de atenuación espacial mediante el método de las dos estaciones.	91
Fig. 5.1 Sismicidad en la región Sur - Occidental del Perú, entre los años 1471 - 1960 (Sismicidad Histórica).....	97

Fig. 5.2 Estadística de la Información Sísmica Histórica en la región de estudio.....	98
Fig. 5.3 Sísmicidad en la región Sur - Occidental del Perú, entre los años 1961 - 1999 (Sísmicidad Instrumental).	102
Fig. 5.4 Estadística de la Información Sísmica Instrumental en la región de estudio.	103
Fig. 5.5 Relación $M_o - m_b$ (IGP, 2001 - a).....	106
Fig. 5.6 Relación $M_o - M_s$ (IGP, 2001 - a).....	107
Fig. 6.1 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco superficial ocurridos desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $h \leq 60$ km.	112
Fig. 6.2 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco intermedio ocurridos desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $60 < h \leq 300$ km.	113
Fig. 6.3 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco profundo ocurridos desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $h > 300$ km.	114
Fig. 6.4 Región en estudio en donde se muestran los cuatro (4) perfiles de sísmicidad paralelos a la fosa oceánica Perú-Chile.	117
Fig. 6.5 Cortes verticales en dirección paralela a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.4.	118
Fig. 6.6 Cortes verticales en dirección paralela a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.4.	119
Fig. 6.7 Región de estudio en donde se muestra los ocho (8) perfiles de sísmicidad perpendiculares a la fosa oceánica Perú-Chile.	120
Fig. 6.8 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.	121

Fig. 6.9 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.	122
Fig. 6.10 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.	123
Fig. 6.11 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.	124
Fig. 6.12 Esquema en donde se muestra la forma de subducción en la región Sur - Occidental, y como esta va cambiando de Sur a Norte (ver Fig. 6.7).	127
Fig. 6.13 Esquema de la Subducción en la región Sur Occidental del Perú, y que muestra la geometría del contacto de placas (ver la Fig. 6.4 y la Fig. 6.7).	129
Fig. 6.14 Fuente Sismogénicas Superficiales del Perú (Castillo y Alva, 1993).	131
Fig. 6.15 Fuentes Sismogénicas Intermedias y Profundas del Perú (Castillo y Alva, 1993).	132
Fig. 6.16 Fuentes Sismogénicas Superficiales definidas para este estudio.	133
Fig. 6.17 Fuentes Sismogénicas Intermedias definidas para este estudio.	134
Fig. 6.18 Fuente Sismogénica N° 01 (profundidad $h \leq 60$ km.).....	135
Fig. 6.19 Fuente Sismogénica N° 02 (profundidad $h \leq 60$ km.).....	136
Fig. 6.20 Fuente Sismogénica N° 03 (profundidad $h \leq 60$ km.).....	137
Fig. 6.21 Fuente Sismogénica N° 04 (profundidad $60 < h \leq 300$ km.).	138
Fig. 6.22 Fuente Sismogénica N° 05 (profundidad $60 < h \leq 300$ km.).	139
Fig. 6.23 Área de Estudio para los sismos superficiales.....	140

Fig. 6.24 Área de Estudio para los sismos intermedios.....	141
Fig. 6.25 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 01.....	151
Fig. 6.26 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 01.....	152
Fig. 6.27 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 01.....	154
Fig. 6.28 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 01.....	155
Fig. 6.29 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 01.....	156
Fig. 6.30 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 02.....	157
Fig. 6.31 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 02.....	158
Fig. 6.32 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 02.....	160
Fig. 6.33 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 02.....	161
Fig. 6.34 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 02.....	162
Fig. 6.35 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 03.....	163
Fig. 6.36 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 03.....	164
Fig. 6.37 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 03.....	166
Fig. 6.38 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 03.....	167

Fig. 6.39 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 03.	168
Fig. 6.40 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 04.	169
Fig. 6.41 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 04.	170
Fig. 6.42 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 04.	172
Fig. 6.43 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 04.	173
Fig. 6.44 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 04.	174
Fig. 6.45 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 05.	175
Fig. 6.46 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 05.	176
Fig. 6.47 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 05.	178
Fig. 6.48 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 05.	179
Fig. 6.49 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 05.	180
Fig. 6.50 Gráfica Magnitud vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos superficiales.	181
Fig. 6.51 Gráfica Profundidad vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos superficiales.	182
Fig. 6.52 Gráfica Frecuencia - Magnitud para toda el Área de Estudio (sismos superf.).	184

Fig. 6.53 Gráfica Frecuencia Acum. - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. superf.).	185
Fig. 6.54 Gráfica Máxima Verosimilitud para toda el Área de Estudio (s. superficiales).	186
Fig. 6.55 Gráfica Magnitud vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos intermedios.	187
Fig. 6.56 Gráfica Profundidad vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos intermedios.	188
Fig. 6.57 Gráfica Frecuencia - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. intermedios).	190
Fig. 6.58 Gráfica Frecuencia Acum. - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. interm.).	191
Fig. 6.59 Gráfica Máxima Verosimilitud para toda el Área de Estudio (s. intermedios).	192
Fig. 7.1 Gráfica del Periodo de Retorno para la Fuente Sismogénica N° 04.	207
Fig. 7.2 Gráfica del Periodo de Retorno para la Fuente Sismogénica N° 05.	208
Fig. 7.3 Gráfica del Periodo de Retorno para toda el Área de Estudio (s. superficiales).	209
Fig. 7.4 Gráfica del Periodo de Retorno para toda el Área de Estudio (s. intermedios).	210

Lista de Tablas

Tabla 2.1 Efectos de los Terremotos en el Terreno (Vidal, 1994).....	10
Tabla 2.2 Tipos de Fallas existentes.....	19
Tabla 2.3 Función de calibración de la magnitud de Richter.	29
Tabla 2.4 Función de calibración de la magnitud m_b (P).	30
Tabla 2.5 Sismos producidos en la Región de Estudio, con $m_b \geq 6.5$ (los valores de m_b fueron calculados en base a la ecuación 5.3).....	39
Tabla 5.1 Distribución de la Información Sísmica Histórica en la región de estudio.	98
Tabla 5.2 Distribución de la Información Sísmica Instrumental en la región de estudio.	103
Tabla 6.1 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 01).	153
Tabla 6.2 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 02).	159
Tabla 6.3 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 03).	165

Tabla 6.4 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 04).	171
Tabla 6.5 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 05).	177
Tabla 6.6 Datos para las curvas de ajuste (Área de Estudio - sismos superficiales).	183
Tabla 6.7 Datos para las curvas de ajuste (Área de Estudio - sismos intermedios).	189
Tabla 7.1 Resumen del Análisis Estadístico para cada una de las Fuentes Sismogénicas.	206
Tabla 7.2 Resumen del Análisis Estadístico para toda el Área de Estudio, tanto para los sismos superficiales, como para los intermedios.	206

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

Esta zona de estudio, comprende la región Sur - Occidental del Perú (Arequipa - Tacna), y viene a ser una zona relativamente joven desde el punto de vista tectónico, y esta sometido a una intensa actividad tectónica provocada por la subducción de Placas. La placa de Nazca es la que esta sufriendo un proceso de subducción bajo la placa Sudamericana, constituyendo esto un ejemplo típico sobre el límite de convergencia entre una placa oceánica y una placa continental. Esta interacción origina a lo largo del tiempo, rasgos estructurales particulares en porciones continentales y oceánicas, como la cordillera de los Andes que se extiende por mas de 8000 km y la fosa Perú - Chile con aproximadamente 5000 km de extensión.

Estudios sobre Tectónica de Placas muestran que una interacción de las placas puede producir deformaciones, actividades volcánicas y metamorfismo, hasta distancias relativamente considerables de la zona de convergencia de las placas (Burchfiel, 1996). Entretanto, ese tectonismo no

es uniforme a lo largo de la línea de convergencia entre las placas como lo es el caso de la subducción de la placa bajo la placa Sudamericana, donde existen diferencias morfológicas en la zona de Wadati - Benioff (W-B).

Estudios realizados por diferentes Investigadores, entre los cuales puedo mencionar a Isacks & Molnar (1971), Sykes (1972), Stauder (1973, 1975), Isacks & Barazangi (1977), Sacks (1977), Snoke et al. (1983), Shneider & Sacks (1987) y mas recientemente Berrocal & Fernández (1997), llegaron a determinar que la zona W - B, bajo la región Andina presenta diferencias en el ángulo de buzamiento y que la topografía de la zona W - B esta correlacionada con las expresiones de la Tectónica Superficial. Por ejemplo, nosotros tenemos que los ángulos de Buzamiento de la zona W - B es casi horizontal, lo cual esta relacionado con la ausencia de la actividad volcánica actual, mientras los ángulos de buzamiento de casi 30° son correlacionados con el vulcanismo activo. Otro estructuras que aparentemente influyen en el tectonismo del área del estudio, vienen a ser los dorsales oceánicos (Berrocal & Fernández, 1997), como la dorsal de Nazca, la cual, como se verá más adelante, determinará estructuras diferentes en la Cordillera de los Andes así como en la Fosa Perú - Chile, provocando cambios en la geometría de la zona W - B.

La constante actividad tectónica en esa margen, provocada por la interacción de Placas, origina inmensas concentraciones de energía, parte de la cual es liberada en forma de actividades sísmicas. Tales liberaciones son manifestadas a través de una frecuente actividad sísmica, con magnitudes generalmente poco significativas. Pero esa misma interacción puede originar dislocamientos instantáneos significativos de la placa subducida causada por bloques que pueden permanecer relativamente inertes por un largo periodo de tiempo, antes de manifestarse de forma

súbita a través de grandes sismos o terremotos. Cuando estos grandes sismos tienen focos poco profundos, estos pueden provocar desplazamientos considerables los cuales son observados en la superficie.

El nivel de actividad sísmica existente en la región de estudio la caracteriza como una región de alto peligro sísmico, donde ocurrieron en el pasado varios terremotos que provocaron grandes destrucciones, con una secuela de innumerables muertes e inmensas pérdidas materiales. Existen registros históricos que narran los efectos de grandes sismos ocurridos en el pasado, pero por la falta de datos instrumentales no se puede determinar en forma precisa los parámetros hipocentrales y focales de esos eventos.

Los sismos severos registrados en la zona de estudio llegan a alcanzar una magnitud de hasta 8.5 grados en la escala de Richter, entre los que tenemos: El sismo de 1604, que tuvo una longitud de ruptura de 450 km y generó un tsunami de 10 a 15 m de altura; el sismo de 1687, cuya longitud de ruptura aproximada es de 150 km; el sismo de 1784, que tuvo una longitud de ruptura de 300 km y generó un tsunami local de 2 a 4 m de altura; el sismo de 1868, cuya longitud de ruptura es estimada entre 450 y 500 km, generando un tsunami local de 14 m de altura.

Estos sismos afectaron de manera muy violenta las ciudades Peruanas de Tacna, Moquegua y Arequipa. Estos terremotos fueron seguidos por Tsunamis con ondas de hasta unos 20 m. de altura que destruyeron totalmente los puertos próximos a los dos epicentros, y alcanzaron otros puertos del Océano Pacífico como California, Hawaii, Filipinas, Nueva Zelanda, entre otros.

Después de esos terremotos que han ocurrido en esta región, varios sismos de magnitudes significativas se han producido, pero ninguno de magnitud comparable como estos grandes terremotos, creándose una zona de aparente “silencio sísmico”. Por este motivo, esta región ha sido objeto de estudios de sismicidad, como el de Dorbath (1990), que prevee la ocurrencia de un terremoto de esa magnitud en esta región, en un futuro próximo, con un periodo de retorno de 100 años inclusive. Debemos resaltar que en las épocas en que ocurrieron estos sismos catastróficos, la población en la región afectada era mucho menor que la actual, de modo que si ocurriese un sismo de esa magnitud en la actualidad, los daños serían mayores en vidas humanas y en pérdidas materiales.

El peligro sísmico se ha visto incrementado por la ocurrencia de dos eventos sísmicos ocurridos en la región fronteriza de Perú - Chile. El primero se produjo el 30 de Julio de 1995 al norte de Chile, el cual fue de magnitud considerable. El último se produjo el 23 de Junio de 2001 en Arequipa, con un m_b de 6.9. Estos dos eventos sísmicos han modificado el campo de esfuerzos de la zona, y según algunos especialistas esto podría aumentar las posibilidades de que se produzca un gran terremoto en la zona de estudio.

En la actualidad, la información sísmica de la región en estudio está desactualizada y en forma aislada. Debido a que la amenaza de un sismo severo es latente, se requiere de un estudio específico e integral para la evaluación del peligro sísmico regional.

1.2. OBJETIVO

El objetivo de este proyecto de investigación es la evaluación del peligro sísmico del área comprendida entre los 15° - 19° S y los 69° - 75° W, que comprende la región sur-occidental del Perú, en donde se buscará realizar una evaluación de la distribución de la sismicidad, así como también se realizará el análisis estadístico de la misma, para poder determinar los periodos de retorno en las fuentes sismogénicas y en toda el área de estudio en general.

Los resultados que se obtengan servirán de base para evaluar el riesgo sísmico en las principales ciudades de la región, tales como Arequipa, Moquegua y Tacna.

1.3. CONTENIDO DE CADA CAPITULO

El presente trabajo fue dividido en 8 capítulos, los cuales son detallados a continuación:

En el Capítulo 1 se presenta algunas generalidades que explican a grandes rasgos los resultados de los trabajos de investigación realizados anteriormente en la zona de estudio, también se habla del objetivo de esta tesis de investigación y por último se hace un breve resumen de cada capítulo.

En el Capítulo 2 se busca mostrar todos los conceptos primarios que una persona que realiza estos tipos de investigación debe de saber, como

lo viene a ser la definición de un terremoto, la manera como se originan, las diferentes formas de cuantificarlos así como también los métodos que existen para estimar los eventos futuros. Este capítulo servirá de base para el capítulo 4.

En el capítulo 3 se muestra un poco la historia sísmica de la región de estudio, así como también se describen los principales rasgos estructurales que son producto de la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. También se explica con mayor detalle las conclusiones de los trabajos realizados anteriormente en dicha zona.

En el capítulo 4 ya se entra con mayor detalle a lo que se va a realizar en este trabajo. Es en este capítulo se detalla la manera de como realizar el análisis de la distribución de la sismicidad así como también el análisis estadístico de la misma.

En el capítulo 5 se muestra como fue trabajada la información sísmica en el catálogo, y se presenta una pequeña estadística de los sismos históricos e instrumentales en la región de estudio, en donde se busca ver que tan completo está el catálogo en ambos periodos de tiempo.

En el capítulo 6 se procesa la información sísmica de acuerdo a todo lo explicado en el capítulo 4.

En el capítulo 7 se analizan e interpretan las gráficas obtenidas en el capítulo 6.

En el capítulo 8 se presentan las conclusiones que se derivan de este estudio, algunas recomendaciones para futuros trabajos similares y las posibles líneas de investigación futuras.

Finalmente, en la sección de apéndices se incluye un glosario sismológico, la información sísmica de la zona de estudio extraído del catálogo sísmico del Perú, los cálculos realizados para obtener las rectas de ajuste, y por último se tiene un resumen de la Propuesta de Estudio de la Región Fronteriza Perú - Chile, planteada por el CERESIS.

CAPÍTULO 2

BREVES NOCIONES SOBRE SISMICIDAD

2.1. ORIGEN DE LOS TERREMOTOS

2.1.1. Definición de un Terremoto

Un Terremoto es un movimiento o vibración repentina causado por la relajación brusca y la liberación súbita de energía, acumulada por la deformación de la Litosfera. Esta energía se propaga en forma de ondas sísmicas y esta, al llegar a la superficie, provocan las sacudidas sísmicas del terreno. Es un fenómeno transitorio, normalmente de origen tectónico, que se produce debido a que la fricción en las fallas es a menudo inestable y pueden ocurrir desplazamientos muy bruscos y rápidos como una ruptura que se propaga dinámicamente en la roca sobre la superficie de la falla.

Los terremotos vienen a ser uno de los fenómenos naturales mas destructores, y cuyas consecuencias pueden ser directas: muertos, heridos, destrucción de viviendas, de instalaciones publicas e industriales, etc. e

indirectas: deslizamientos, fuegos, inundaciones, tsunamis, epidemias y ruinas económicas.

Los terremotos sacuden a la vez una gran área provocando serios daños, siendo uno de los fenómenos naturales más destructores.

Los tipos de efectos de un terremoto sobre el terreno son bien conocidos (ver Tabla 2.1), los cuales producen daños y pérdidas que pueden ser estimados y por tanto puede reducirse su nivel de daños realizando acciones preventivas tales como: reforzamiento de las construcciones existentes, construcción de edificios sismorresistentes, planificando las áreas urbanas, etc. (Vidal, 1994).

2.1.1.1. Tipos de Terremotos

Por su modo de generación de los terremotos pueden clasificarse en naturales y artificiales

Terremotos ligados a causas Naturales:

Terremotos Tectónicos: Son debidos a la ruptura súbita y violenta de las rocas por efecto de la deformación que se ha acumulado en el medio. Existe pues una etapa previa de acumulación de la deformación elástica de la corteza terrestre debido al movimiento lento de las placas. Ello provoca una acumulación de esfuerzos hasta que se supera la resistencia del material. La etapa de acumulación de esfuerzos dura generalmente muchos años, y la relajación por medio de terremotos solamente unos segundos.

TERREMOTO	FENÓMENO	EFECTO ASOCIADO
FUENTE SÍSMICA	FALLAMIENTO	<ul style="list-style-type: none"> ▪ DESPLAZAMIENTO ▪ TSUNAMIS
RADIACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS	SACUDIDAS SÍSMICAS	<ul style="list-style-type: none"> ▪ COMPACTACIÓN ▪ LICUEFACCIÓN ▪ ASENTAMIENTOS ▪ DESLIZAMIENTOS ▪ ALUDES ▪ AGRIETAMIENTOS ▪ ALTERACIÓN DE MANANTIALES ▪ EMANACIÓN DE GASES ▪ SEICHES

Tabla 2.1 Efectos de los Terremotos en el Terreno (Vidal, 1994).

Estos sismos se producen generalmente en las zonas de contacto entre placas (terremotos entre placas) y mas raramente en zonas de debilidad dentro de las placas (terremotos intra - placa).

Estos tipos de terremotos son los que han sido motivo de este estudio.

Terremotos Volcánicos: Son los producidos en las zonas deformadas por los fenómenos o la actividad volcánica. Estos terremotos pueden ser :

- a) *De tipo tectónico:* Por ruptura de rocas debido a la deformación producida por los cambios de densidad en la zona.
- b) *Explosivos:* Debido a la explosión de las zonas donde existe magma.
- c) *Temblores Largos:* No muy bien explicados aún y que duran de minutos a horas, están generalmente asociados a fenómenos eruptivos o intrusivos. Suelen tener una frecuencia dominante entre 1 y 5 Hz.
- d) *Terremotos de Frecuencia Dominante (alta, media o baja):* Están ligados a fenómenos eruptivos, intrusivos o de desgasificación.

Terremotos de Colapso: Son causados por hundimiento de zonas con un estado local de esfuerzos diferentes al entorno debido a la

existencia de cavidades o áreas de baja densidad con huecos sometidos a cargas, sobre todo verticales.

Terremotos debidos a Desplazamientos de Masas de Tierra: Son causados por movimientos bruscos de masas de tierra, como por ejemplo caída de grandes bloques o por el deslizamiento rápido de laderas. Generalmente los movimientos de laderas son el efecto de grandes terremotos, así como sucedió en el terremoto del Perú, en Mayo de 1970 provocando una ruptura en el monte Huascarán y una avalancha de rocas, nieve, hielo y suelos de unos 50 millones de metros cúbicos con una velocidad de unos 200 km/h.

Terremotos por Impacto de Meteoritos: Son muy infrecuentes pero han producido sacudidas violentas cuando el meteorito ha llegado hasta el suelo.

Terremotos ligados a causas Artificiales:

Estos terremotos son producidos a consecuencia de diversas actividades humanas:

Terremotos inducidos por Grandes Embalses: Son debidos a la sobrecarga de la masa de agua embalsada, y sobre todo en casos de cambios bruscos en esta, lo que altera las condiciones locales de esfuerzos y libera energía de deformación previamente acumulada o bien facilita la relajación brusca de esfuerzos en zonas tectónicamente activas. En muchos casos la inyección de agua en las zonas subyacentes al embalse facilita esta relajación de esfuerzos.

Terremotos por Explosiones Nucleares: Que a veces producen una liberación de energía equivalente a terremotos de magnitud similar a 5 y 6. El control de este tipo de explosiones llevó a desarrollar la red sísmica mundial (WWSSN) en los años 60. A su vez pueden servir de disparadores de sismos tectónicos.

Terremotos debidos a Explosiones de Minas y Canteras: Normalmente de baja magnitud, pero de un efecto local notable dependiendo de las cargas.

Terremotos debidos a Inyección de Fluidos: Cuando se hacen inyecciones de fluidos se producen un aumento de microterremotos y de terremotos, por la alteración local del campo de esfuerzos.

Terremotos debidos a Extracción de Petróleo: En algunos campos petrolíferos la extracción masiva de petróleo desestabiliza el estado local de esfuerzos lo que provoca microterremotos y terremotos.

2.1.2. Tectónica de Placas y Generación de Terremotos

A finales del siglo XIX ya era comúnmente aceptado que los sismos se originaban por el movimiento relativo de las dos partes de una fractura de la corteza terrestre. El primer modelo mecánico para explicar este proceso fue establecido por Reid en 1911, a partir del estudio de los movimientos de la falla de S. Andrés (California) ocurridos en especial, durante el terremoto de S. Francisco de 1906.

De acuerdo con esta teoría, conocida como “modelo del rebote elástico”, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material (ver Fig. 2.1). En este momento la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos se relajan total o parcialmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente (ver Fig. 2.2). Las rocas deformadas por el esfuerzo “rebotan” a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. El terreno próximo a la falla sufre un desplazamiento, que en el caso de la falla de San Andrés y el terremoto de 1906, alcanzó, en algunas zonas, un valor de 6 m. Parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se prolonga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno (Herraiz, 1997).

La generación de un sismo consta, por tanto, de dos etapas: una de acumulación lenta de la energía elástica y otra de relajación súbita.

Mientras que la primera puede prolongarse muchos años, la segunda dura únicamente decenas de segundos. Es importante señalar que Reid incluyó en su modelo la interrupción y el reinicio de la ruptura, marcados por la generación de vibraciones que se propagan como ondas sísmicas.

Los esfuerzos diferenciales que provocan la deformación del terreno y la acumulación de tensiones en la superficie de la Tierra, son producto de la dinámica de la litósfera terrestre y, más en concreto a la teoría de la tectónica de placas. Según ella, la litósfera está dividida en un conjunto de placas independientes que se desplazan arrastradas por las corrientes de convección de la astenósfera, con velocidades relativas de unos pocos centímetros al año.

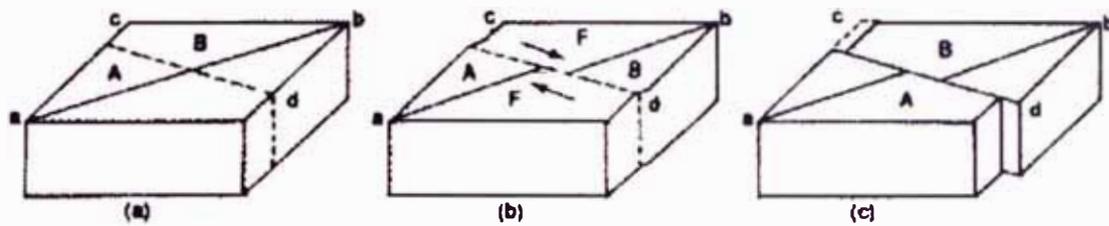


Fig. 2.1 Deformaciones de la Corteza en la Teoría del Rebote Elástico.

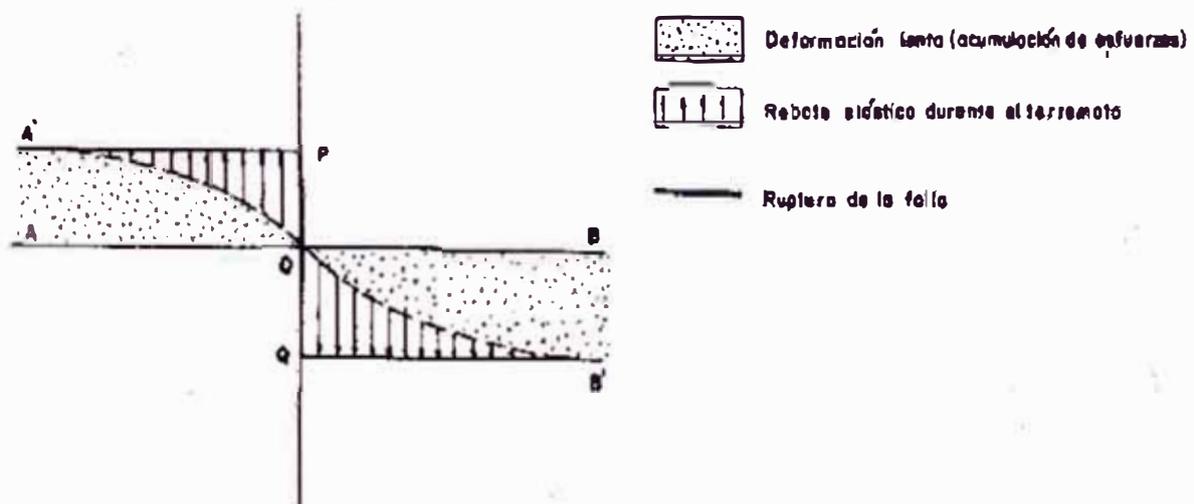


Fig. 2.2 Modelo del Rebote Elástico (Reid, 1911).

En el mundo se pueden distinguir unas 17 placas importantes de las cuales 6 se consideran principales (ver Fig. 2.3).

La subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana en la Región Sur del País esta alrededor de los 30° (Barazangi e Isacks, 1976; 1979; James y Snoke, 1994; Norabuena et al., 1994).

El encuentro entre una placa continental y otra oceánica correspondiente a una zona de subducción constituye el caso de un margen continental activo. Por el contrario, se utiliza el concepto de margen continental pasivo para los casos en los que el continente se une a una parte oceánica para formar una misma placa, así por ejemplo el encuentro del margen oriental de América con el Occidental de Eurasia y África.

Conviene mencionar que no siempre la subducción genera una actividad sísmica tan importante como la que ocurre en las zonas de Chile y Perú. Así por ejemplo, podemos mencionar que en las Islas Marianas el fenómeno tiene características diferentes: el ángulo de buzamiento es mayor y los terremotos no alcanzan magnitudes tan notables.

2.2. FALLAS Y ONDAS SÍSMICAS

2.2.1. Geometría de la Falla

Se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial de los materiales adyacentes. En Sismología e Ingeniería Sísmica el interés se centra en las fallas activas y en las fallas capaces.

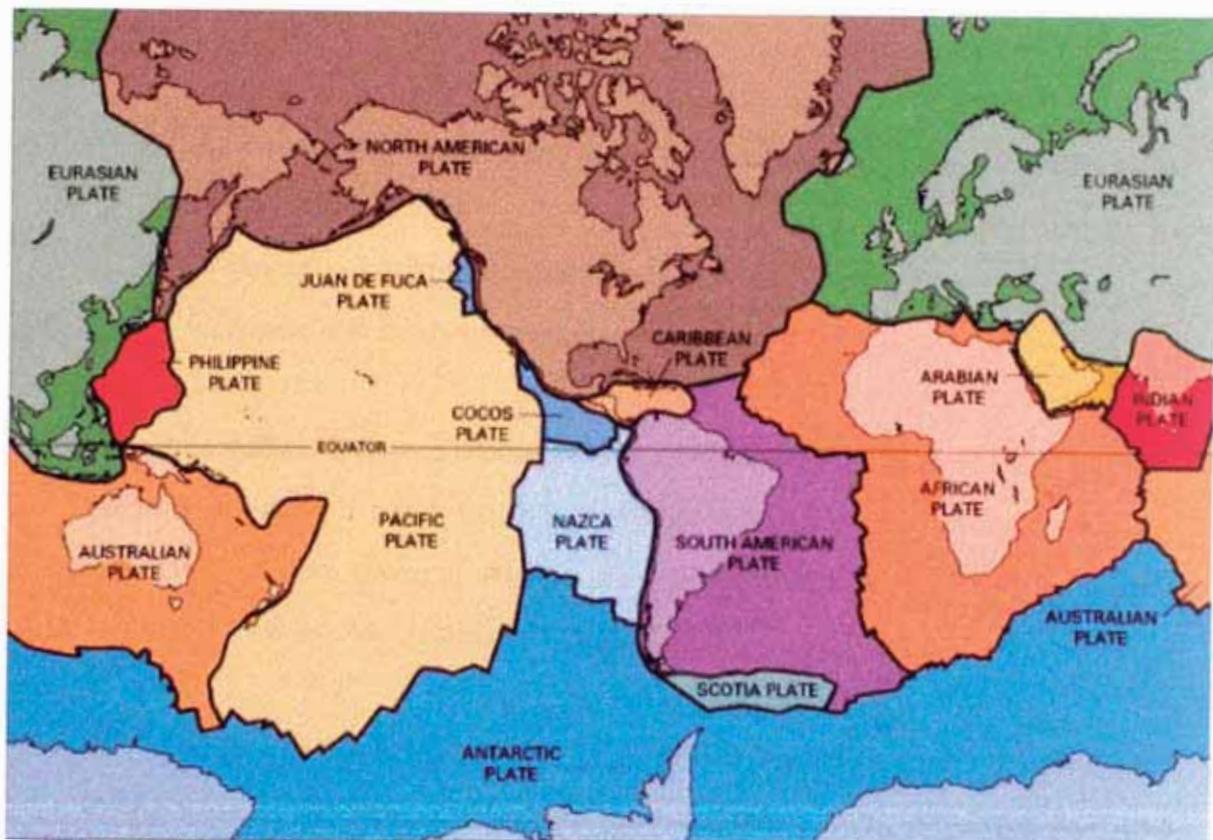


Fig. 2.3 Distribución de las Placas Tectónicas en el Mundo.

Las Fallas Activas, son aquellas en las cual hay constancia, de que en un determinado tiempo, ha sido causante de al menos un terremoto. El tiempo que se considera varia según quien define el concepto y la finalidad del estudio, pero suele considerarse hasta los 10000 o 35000 últimos años. Según la velocidad del desplazamiento medio experimentado en el cuaternario, las fallas activas se clasifican en tres tipos:

- A, cuando el desplazamiento en los últimos 1000 años ha sido superior a 1 m.
- B, cuando el desplazamiento oscila entre 10 cm. y 1 m.
- C, cuando el desplazamiento ha sido inferior a 10 cm.

Las Fallas Capaces son aquellas en donde se genera deformaciones permanentes en o cerca de la superficie. Este tipo de deformaciones es muy importante para el diseño de Instalaciones Criticas, tales como: Centrales Nucleares, Grandes Presas, etc.

Las Fallas Potencialmente Activas son aquellas que no presentan indicios de actividad en el campo de esfuerzos actual, pero que por sus características o por indicios de ruptura en una etapa de esfuerzos anterior, pueden actuar como fallas activas.

La orientación de la falla, asumiéndola esta como un plano (de manera aproximada), queda definida por 3 ángulos: ϕ , azimuth de la traza; δ , buzamiento del plano de falla y λ , ángulo de deslizamiento (Fig. 2.4). A su vez, la dimensión del plano de falla considerada como rectangular se expresa con su longitud L y su anchura W. Por ultimo el desplazamiento relativo de los bloques se denomina deslizamiento o dislocación y se

representa con $\Delta\mu$. Su dirección viene dada por el ángulo λ , que sobre el plano de falla, forman $\Delta\mu$ y la traza.

Entre los tipos de fallas que existen podemos mencionar las siguientes (ver Fig. 2.5):

δ	λ	Tipo de Falla
90°	0°	Desgarre
90°	90°	Gravedad
45°	90°	Normal
135°	90°	Inversa

Tabla 2.2 Tipos de Fallas existentes.

2.2.2. Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas, que llegan a transmitir parte de la energía que se libera en el foco al producirse el terremoto, son esencialmente de dos tipos:

2.2.2.1. Ondas Internas o de Volumen

Estas se pueden propagar por las zonas profundas de la tierra y son de dos clases: Ondas P (Primarias) y Ondas S (Secundarias), llamadas de esa manera en función de su llegada a una estación dada.

- Las ondas P son longitudinales y corresponden a modificaciones de volumen sin cambio de forma.

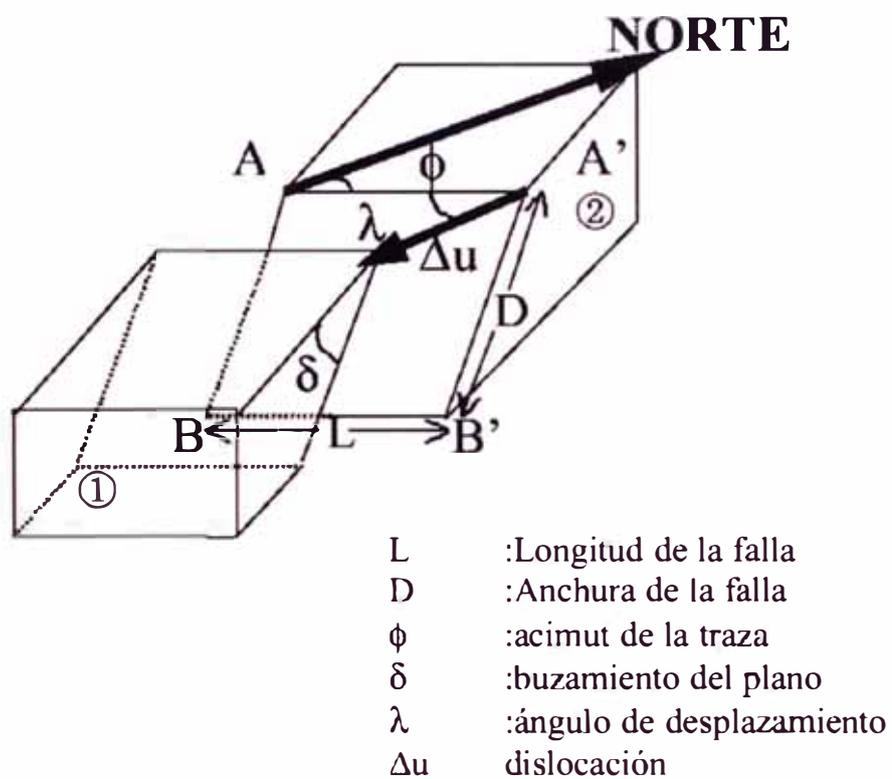


Fig. 2.4 Parámetros que definen el movimiento de una falla.

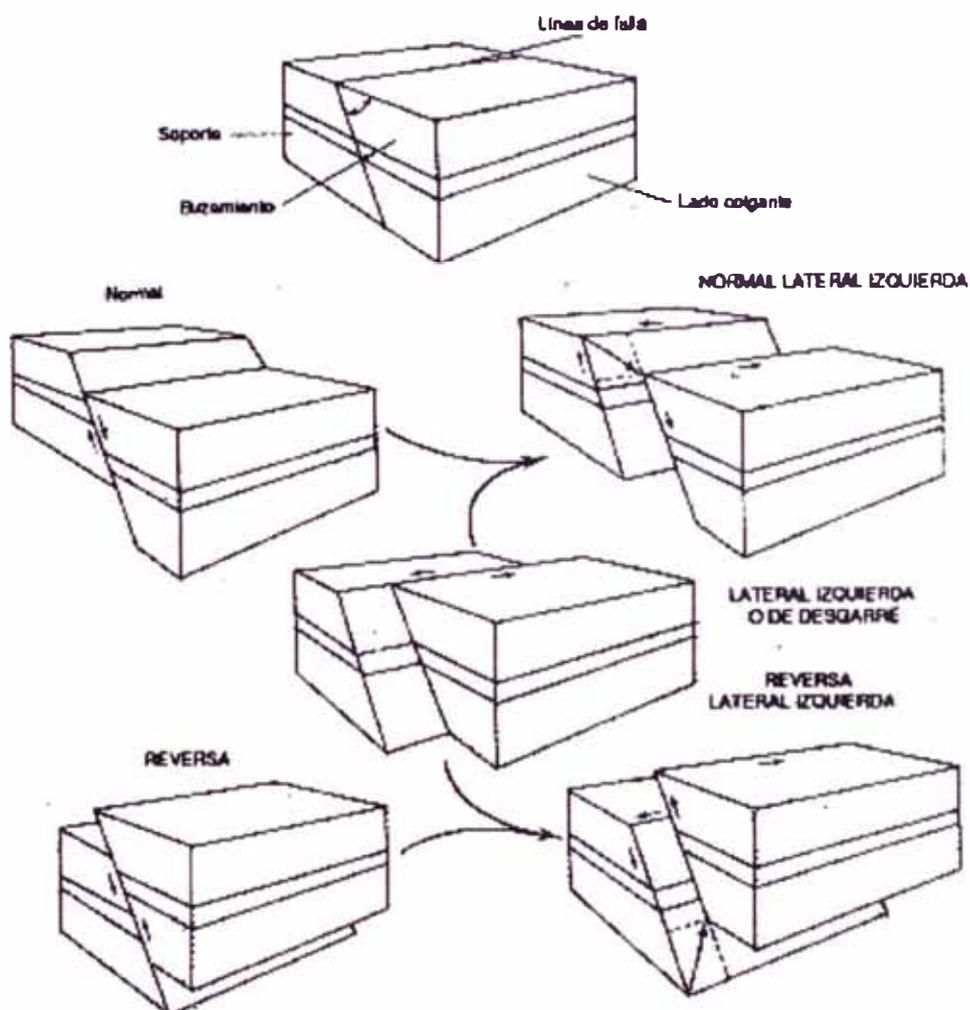


Fig. 2.5 Tipos de Fallas.

Las ondas S son transversales y se relacionan con cambios de forma sin cambios de volumen. Estas ondas no se transmiten a través de medios fluidos, como el núcleo externo de la Tierra, en donde el coeficiente de rigidez se aproxima a cero (ver Fig. 2.6).

2.2.2.2. Ondas Superficiales

Son ondas que se pueden apreciar únicamente cerca de la superficie, dentro de las cuales podemos mencionar las Ondas Rayleigh y las Ondas Love. Ambas Ondas tienen una velocidad de propagación que es menor que el de las Ondas S, y su amplitud decrece con la profundidad, y los desplazamientos que generan se encuentran en el plano de incidencia.

Para las Ondas Rayleigh las partículas se mueven en planos verticales paralelos a la dirección del movimiento, describiendo una elipse con el eje mayor vertical, muy a diferencia de las Ondas Love, las cuales son ondas polarizadas horizontalmente, y que han sido atrapadas en una capa superficial y se propagan por reflexiones totales múltiples (ver Fig. 2.6).

2.3. CAMPO CERCANO Y CAMPO LEJANO

La sacudida sísmica en un lugar dado puede ser debida a temblores cercanos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en la zona de largos periodos.

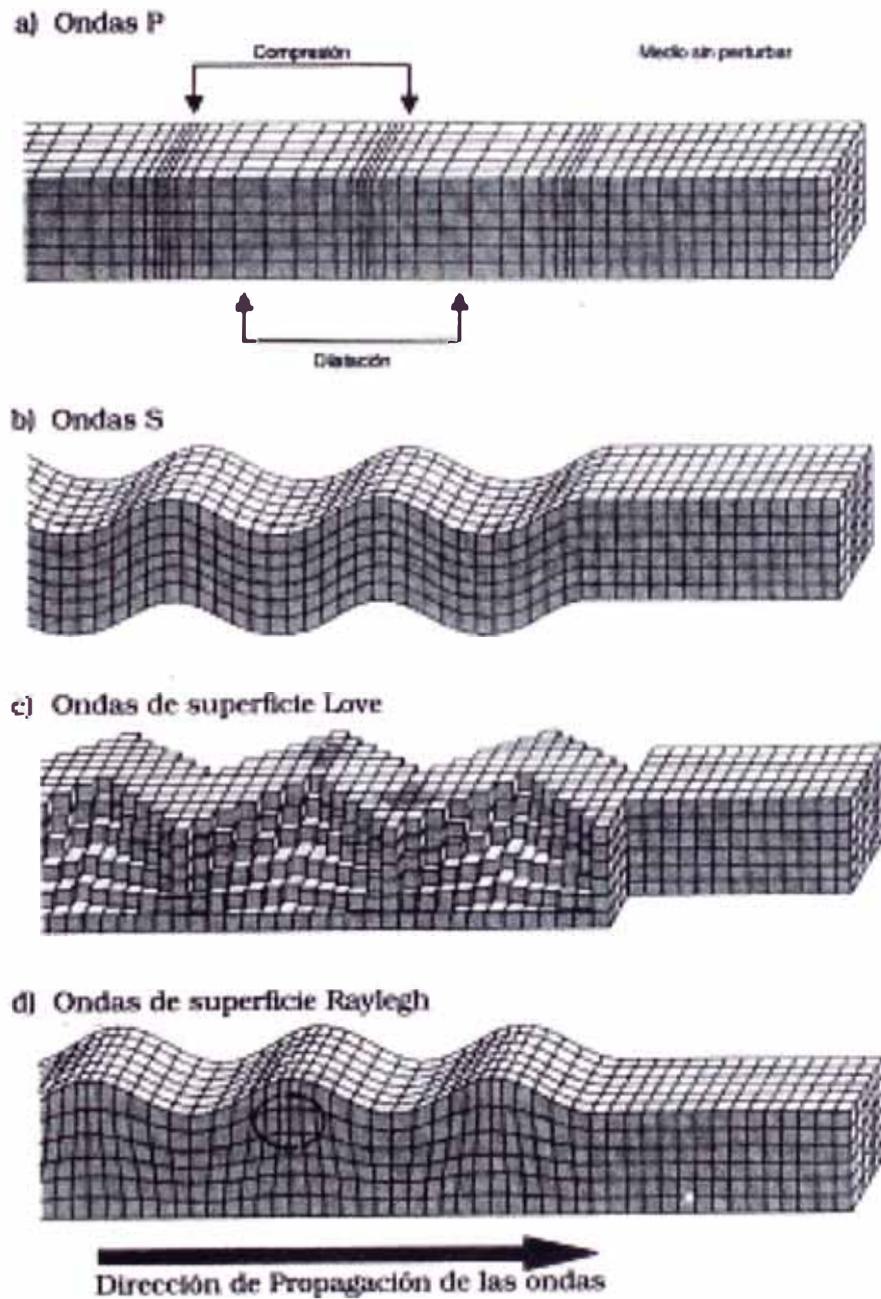


Fig. 2.6 Tipos de Ondas Sísmicas.

Es por esta razón, que se hace necesario definir cuando un sismo se considera cercano o lejano, porque esto influye de manera distinta en una estructura cualquiera, con un periodo propio característico.

2.3.1. Campo Cercano

En la Ingeniería se le ha definido como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura, parámetro que viene a tener una relación directa con el tamaño del sismo.

En el Campo Cercano, las ondas sísmicas poseen siempre una elevada frecuencia y por tanto una pequeña longitud de Onda.

2.3.2. Campo Lejano

Un emplazamiento puede considerarse situado en campo lejano cuando su distancia al origen del sismo y la longitud de onda analizada son grandes respecto a las dimensiones del foco. Desde esta zona la fuente puede considerarse como puntual y las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, las cuales pueden ser aproximadas como un frente plano y ser analizadas utilizando la teoría de rayos (Herraiz, 1997).

2.4. PARÁMETROS DE TAMAÑO DE UN SISMO

El tamaño de un terremoto se puede cuantificar fundamentalmente con tres parámetros: El momento sísmico, la intensidad y la magnitud.

2.4.1. El Momento Sísmico

El momento sísmico viene a ser una manera de medir el tamaño de un terremoto y se evalúa midiendo sobre el terreno el desplazamiento causado por el terremoto, y estimando la superficie afectada por medios geológicos o sismológicos (área de replicas). Lógicamente, este método está limitado a grandes sismos con ruptura en superficie.

2.4.1.1. Momento Sísmico Escalar (M_0)

Se define (Aki, 1966) como:

$$M_0 = m \cdot U \cdot S \quad (2.1)$$

Donde S es la superficie de fractura o área de falla, U es el desplazamiento medio durante el terremoto y m es el módulo de rigidez al Corte del material rocoso.

2.4.2. La Intensidad

La intensidad es un parámetro que describe los daños ocasionados en edificios y estructuras, sus consecuencias sobre el terreno y los efectos sobre las personas, por lo que su utilización en la evaluación de daños está muy extendida. La diferencia que existe entre magnitud e intensidad es evidente en vista que la primera es una característica propia del sismo, y la segunda depende del lugar y la forma en que se realiza su evaluación.

Actualmente, las escalas más utilizadas para medir la intensidad sísmica son la Mercalli Modificada (MM) y la MSK. También existen otras

escalas de uso local, las cuales se pueden resumir en la Fig. 2.7, en donde se pueden observar las equivalencias que existen entre ellas.

La representación sobre un mapa de las intensidades correspondientes a un sismo permite resumir todos los datos macrosísmicos y dibujar las Isosistas, que vienen a ser líneas en donde se registra una misma Intensidad Sísmica.

Estos mapas de Isosistas permiten estimar la ubicación del epicentro (dentro del área de mayor intensidad), para sismos anteriores a la época instrumental. Cabe mencionar que la forma de las Isosistas permite establecer el carácter superficial o profundo del terremoto.

2.4.3. Magnitud

La magnitud viene a ser el parámetro que evalúa el tamaño de un terremoto, puesto que viene a ser una medida instrumental que se relaciona con la energía sísmica liberada en el foco y transmitida por ondas sísmicas.

La magnitud es una constante que no depende del lugar de observación.

2.4.3.1. Escalas de Magnitud

La magnitud es un parámetro muy importante para caracterizar a los terremotos y a los daños que producen, para lo cual se definen varios tipos de magnitud, entre los cuales podemos mencionar:

MODIFIED MERCALLI	ROSSI FOREL	JMA	MERCALLI CANCAM SIEBERG	MEDVEDEV SPONHEUER KARNIK
I	I		II	I
II	II		III	II
III	III	I	IV	III
IV	IV	II	V	IV
V	V	III	VI	V
VI	VI	IV	VII	VI
VII	VII	V	VIII	VII
VIII	VIII		IX	VIII
IX	IX	VI	X	IX
X			XI	X
XI	X		XII	XI
XII		VII		XII

Fig. 2.7 Escalas de Intensidad Sísmica y su equivalencia (Reiter, 1990).

Magnitud Local (M_L)

La primera escala de magnitud fue definida por Richter (1935) para terremotos de California a partir de las medidas de amplitud de un registro Wood-Anderson (W-A) (período $T_0 = 0.85$ seg., Amplificación máxima = 2.800, y razón de amortiguamiento $\gamma = 0.8$), como:

$$M_L = \text{Log } A_L(D) + F_L(D) \quad (2.2)$$

donde $A_L(D)$ es la amplitud máxima del registro horizontal en un sismógrafo W-A situado a una distancia D del epicentro y la función de calibración $F_L(D)$ es:

$$F_L(D) = - \text{Log } A_0(D, M_L = 0) \quad (2.3)$$

siendo A_0 , la amplitud máxima, en milímetros, para un terremoto de magnitud cero registrado a la distancia D . Un terremoto de magnitud cero es uno que se registraría a una distancia de 100 km. con una amplitud máxima de la traza de 1 micrón (o lo que es equivalente a un terremoto de magnitud 3, que ha $D = 100$ km. de distancia, registra una amplitud máxima de 1 mm.).

Los valores de la función de calibración $F_L(D)$ se pueden encontrar en la Tabla 2.3.

D (km)	F _l (D)	D (km)	F _l (D)
10	- 1.5	150	- 3.3
20	- 1.7	200	- 3.5
30	- 2.1	300	- 4.0
40	- 2.4	400	- 4.5
50	- 2.6	500	- 4.7
100	- 3.0	600	- 4.9

Tabla 2.3 Función de calibración de la magnitud de Richter.

Magnitud de ondas internas (m_b)

Es una generalización de la magnitud local usando la amplitud del registro de ondas internas (P o S) y para terremotos de cualquier profundidad focal (h):

$$m_b = \text{Log} (A(D) / T) + F_b(D,h) \quad (2.4)$$

donde A(D) es la amplitud de la máxima velocidad del terreno (en micrones = 10^{-6} m.), a la distancia D (en grados) y T es el periodo correspondiente (en segundos), y $F_b(D,h)$ es la función de calibración de la escala, la cual tiene en cuenta la atenuación de la energía con la distancia (y por tanto de la amplitud) para focos de diferentes profundidades.

Los valores de la función de calibración $F_b(D,h)$ se pueden encontrar en la Tabla 2.4.

D (grados)	F _b (D,h)	D (grados)	F _b (D,h)
20	6.00	50	6.85
25	6.45	60	6.90
30	6.65	70	6.95
35	6.70	80	6.90
40	6.70	90	7.00
45	6.80	100	7.40

Tabla 2.4 Función de calibración de la magnitud m_b (P).

Magnitud de Ondas Superficiales (M_s)

Se utiliza sobre todo para calcular la magnitud de grandes terremotos superficiales a grandes distancias. Se usa la amplitud de ondas superficiales (en un periodo de unos 20 ± 3 seg.) y se define como:

$$M_s = \text{Log } A(D) + F_s(D) \quad (2.5)$$

Donde $A(D)$ es la amplitud del desplazamiento del suelo en micrones, de la onda superficial registrada en la componente horizontal. Si se quieren utilizar periodos diferentes a 20 seg. se puede utilizar la fórmula:

$$M_s = \text{Log } (A(D)/T) + F_s(D) \quad (2.6)$$

Donde:

$$F_s(D) = 1.66 \text{ Log } D \pm 3.3 \quad (2.7)$$

y D viene a ser la distancia epicentral en grados.

Magnitud Momento (M_w)

Ya que la m_b se satura hacia el valor 6.5 y la M_s hacia el 7.5, Kanamori ideó una nueva magnitud, la M_w , que depende directamente del momento sísmico M_0 :

$$M_w = (2/3) \cdot \text{Log} (M_0) - 10.7 \quad (2.8)$$

Así los terremotos que tenían M_s parecidas, pero cuya superficie de fracturación, dislocación, etc. eran diferentes, tienen diferentes M_w , p.e. el terremoto de 1960 de Chile $M_w = 9.5$, terremoto de Alaska de 1964 $M_w = 9.2$, el terremoto de San Francisco $M_w = 7.9$.

Magnitud Duración (M_t)

En el registro de terremotos locales (los cuales son tomados a distancias menores a 500 km.), sobre todo con equipos de alta amplificación, el leer el periodo de la traza en el máximo es muy difícil por lo que se ha propuesto una magnitud en función de la duración del registro como:

$$M_t = a + b \cdot \text{Log} t + c \cdot D \quad (2.9)$$

Donde t es la duración del sismograma (en seg.), D es la distancia al epicentro (en km.) y a , b y c son constantes que han de determinarse para cada región.

Relaciones entre M_s y m_b

Según Richter (1956) se tiene:

$$m_b = 0.63 M_s + 2.50 \quad (2.10)$$

$$M_s = 1.59 m_b - 3.97 \quad (2.11)$$

Según Bath (1973) se tiene algo diferente:

$$m_b = 0.56 M_s + 2.90 \quad (2.12)$$

$$M_s = 1.79 m_b - 5.18 \quad (2.13)$$

Relación entre Magnitud y Energía

La energía sísmica liberada por un terremoto es muy grande y su relación con la magnitud obtenida empíricamente por Gutenberg y Richter (1956) es:

$$\text{Log } E = 5.80 + 2.40 m_b \quad (2.14)$$

$$\text{Log } E = 11.80 + 1.50 M_s \quad (2.15)$$

En un terremoto la energía Total liberada E_T es la suma de la energía transmitida en forma de Ondas Elásticas E_s y la disipación en fenómenos no Elásticos en el foco, principalmente en forma de Calor E_d :

$$E_T = E_s + E_d \quad (2.16)$$

El coeficiente de eficiencia sísmica η representa la fracción de la energía total, que se transforma en Ondas Elásticas:

$$E_s = \eta \cdot E_T \quad (2.17)$$

El valor de este coeficiente no es bien conocido, puesto que depende de los materiales y los procesos de cada terreno (Olarte, 2000).

2.5. MÉTODOS PARA EVALUAR EL PELIGRO SÍSMICO

2.5.1. Peligrosidad Sísmica

Se entiende por peligrosidad sísmica de una zona cualquier descripción de los efectos provocados por terremotos en el suelo de dicha zona. Estos efectos pueden presentarse como aceleración, velocidad o desplazamiento sísmico del terreno o por la intensidad macrosísmica de la zona. Para evaluarlos es necesario analizar los fenómenos que ocurren desde la emisión de ondas sísmicas en el foco hasta que dichas ondas alcanzan la zona mencionada.

El mecanismo de propagación de la energía de un sismo parte del epicentro hasta un punto de una estructura. Puede observarse que, al ocurrir un terremoto con ciertas características focales (profundidad, mecanismo focal, magnitud, etc.), parte de la energía disipada se convierte en ondas sísmicas. Al propagarse por la tierra, dichas ondas se reflejan, se refractan, se atenúan o se amplifican, hasta llegar al basamento rocoso que se encuentra debajo del emplazamiento de una estructura como una excitación X_1 .

Las Ondas sufren un nuevo filtrado a través de las capas de suelo que se encuentran entre el basamento y la superficie, que tienen una función de transferencia A , obteniéndose la señal X_2 . Debido al fenómeno

de interacción suelo - estructura descrito por una función de transferencia I , la señal sufrirá nuevos cambios hasta obtenerse la señal X_3 , que será la excitación en la base del edificio. La respuesta de la estructura X_4 es el resultado de la convolución de la señal X_3 a través de la función de transferencia D de la estructura.

La evaluación de las funciones de transferencia I y D es un problema de ingeniería estructural, mientras que el cálculo de la función de transferencia A y la evaluación de la excitación X_1 , deben solucionarse mediante estudios de peligrosidad sísmica. En otras palabras un estudio de peligrosidad tiene como objetivo estimar el movimiento del terreno en un lugar determinado como consecuencia de los terremotos o, como mínimo, de proporcionar una evaluación del tamaño del terremoto en el lugar en cuestión (Bozzo, 1995).

Los estudios de peligrosidad sísmica a nivel regional, también conocidos como estudios de macrozonificación, se dirigen a estimar el parámetro X_1 , mientras que los estudios de peligrosidad a nivel local (microzonificación) tienen como objetivo el de evaluar la función de transferencia A y por ende la señal X_2 (ver Fig. 2.8).

2.5.2. Características de las Fuentes Sismogénicas

Las zonas o fuentes generadoras de sismos, denominadas fuentes sismogénicas, son volúmenes litosféricos asociados a ciertas características tectónicas, donde se presume que pueden ocurrir sismos con origen tectónico similar. Una fuente sismogénica corresponde generalmente, a una o varias fallas activas, y su localización al igual que su geometría, es de suma importancia para la evaluación de la peligrosidad.

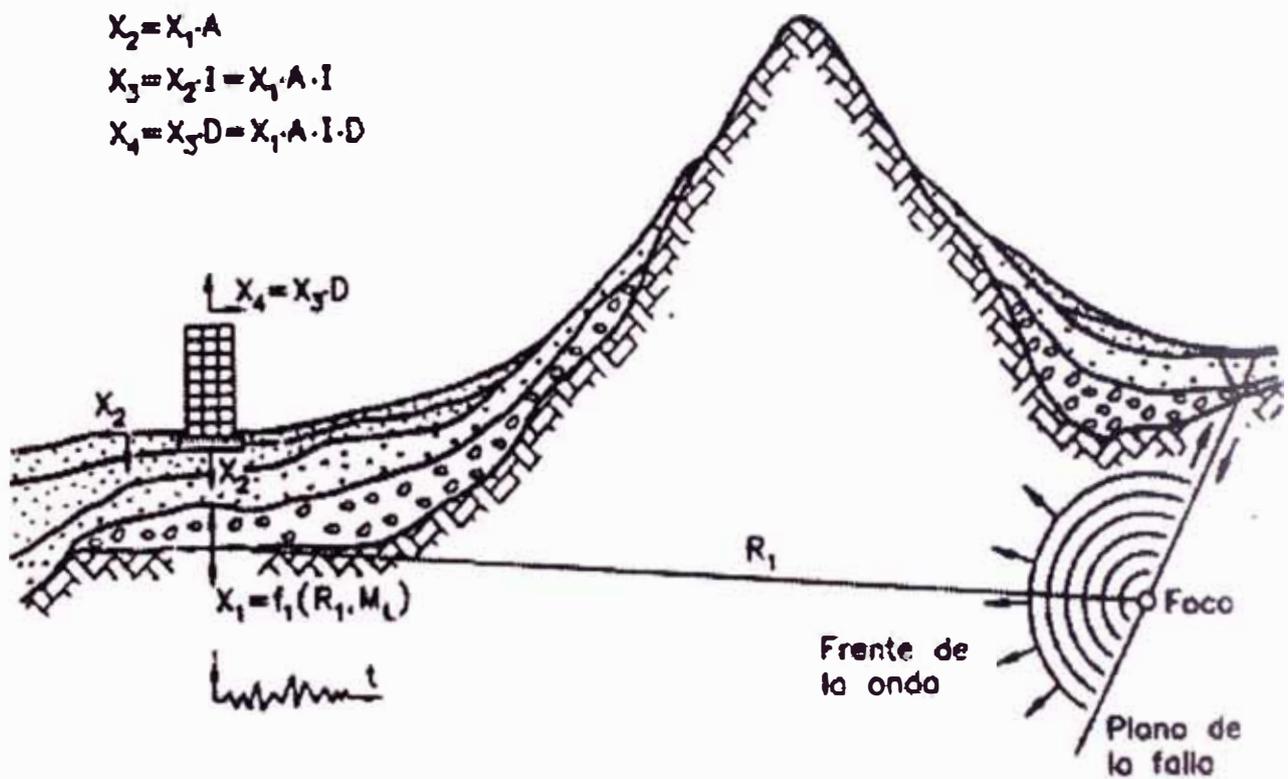


Fig. 2.8 Propagación de la Energía Sísmica (Bozzo, 1995).

Cuando las fuentes corresponden a zonas interplacas asociadas estas a grandes fallas activas, probablemente superficiales son mucho mas fácil de identificarlas.

Pero cuando se refiere a zonas intraplacas, y que no están asociados a fallas activas, la tarea de identificación puede ser muy difícil.

En cualquier caso, es obvia la necesidad de la completa identificación de las fallas.

Sin embargo existen las denominadas fallas ciegas, que solo se pueden identificar después de que hayan sido generadoras de algún sismo (Bozzo, 1995).

2.5.3. Cuantificación del Peligro Sísmico

Para poder determinar el peligro sísmico, se siguen dos procedimientos, uno determinista y otro probabilista.

2.5.3.1. Método Determinista

Se considera que la sismicidad futura de una región será idéntica a la del pasado. Por este motivo, los valores máximos de los parámetros que definen el movimiento del terreno, tales como la aceleración, la intensidad y, a veces, la magnitud, se determinan directamente a partir de los valores correspondientes obtenidos durante los terremotos ocurridos en el pasado de la región.

Se puede establecer una crítica a este método, el cual consistiría en que el máximo histórico del parámetro que define el movimiento no tiene porque ser necesariamente el máximo futuro.

2.5.3.2. Método Probabilista

Este método se fundamenta en el hecho que a partir de la sismicidad histórica, pueden establecerse leyes estadísticas que definan el comportamiento sísmico de una región. Este método requiere de los siguientes aspectos:

- Fuentes Sismogénicas.
- Máximo Terremoto esperado en cada una de las fuentes.
- Relaciones Frecuencia de Ocurrencia - Magnitud de la zona y evaluación de los periodos de retorno.

Mediante este método se llega a determinar la probabilidad de ocurrencia de los distintos tamaños de terremotos, siendo la tendencia general la de obtener intensidades macrosísmicas máximas o aceleraciones máximas, para un lugar dado y en un intervalo de tiempo determinado, lo cual viene a ser de gran utilidad para la ingeniería a la hora de definir la acción sísmica de diseño (Bozzo, 1995).

2.6. GAP SÍSMICO (Seismic Gap)

El Gap Sísmico, es un segmento del límite entre placas en el cual, no ha ocurrido un sismo fuerte desde hace tiempo, lo que ocasiona que se acumule la energía elástica suficiente para producir otro gran sismo.

Gracias a los datos estadísticos existentes se identifican zonas en donde no se ha liberado energía en varias décadas y se puede asumir que allí se encuentra energía acumulada y existe mayor probabilidad de que ocurran sismos en ese lugar que en otras zonas al liberarse dicha energía (Kuroiwa, 2001).

El término Gap Sísmico es también conocido bajo otros nombres tales como Brecha sísmica, Silencio Sísmico, Hueco Sísmico, Vacío Sísmico o Laguna Sísmica.

En la región sur – occidental del Perú, no se ha producido un sismo fuerte desde 1868. Últimamente en la región sur del Perú, se ha producido un sismo de magnitud m_b igual a 6.9.

En Fig. 2.9, se busca representar la periodicidad de los sismos de magnitud elevada, tomando como base el catálogo sísmico del Perú (IGP, 2001 - a, b), y en Fig. 2.10, se puede ver su distribución en toda el área de estudio, para poder determinar la ubicación de este gap.

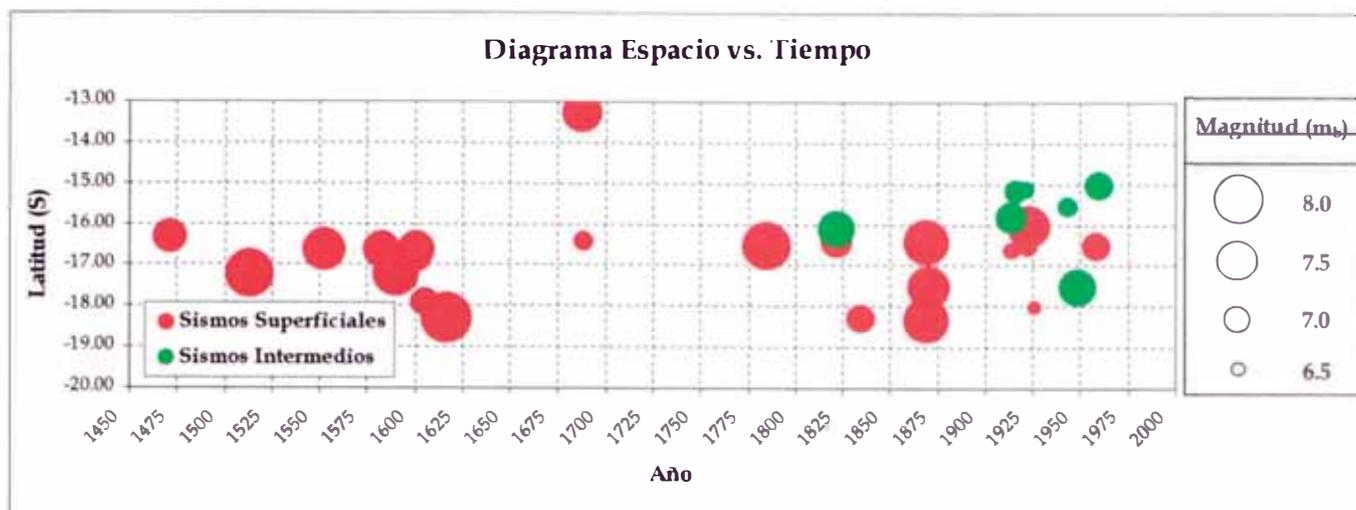


Fig. 2.9 Diagrama Espacio vs. Tiempo de los grandes sismos históricos de la región Sur - Occidental del Perú (en base al catálogo sísmico del Perú - IGP, $m_b \geq 6.5$).

Nº	FECHA	LATITUD	LONGITUD	m_b	Prof. (km)
01	1471/00/00	-16.30	-71.00	7.3	025.0
02	1513/00/00	-17.21	-72.30	7.8	030.0
03	1552/07/02	-16.60	-71.30	7.6	030.0
04	1582/01/22	-16.60	-71.60	7.4	030.0
05	1590/00/00	-17.20	-72.90	7.7	040.0
06	1600/02/19	-16.77	-70.90	7.2	020.0
07	1600/02/28	-16.60	-70.80	7.4	020.0
08	1604/11/24	-17.88	-70.94	7.0	030.0
09	1615/09/16	-18.25	-71.00	7.9	040.0
10	1687/10/20	-13.23	-76.51	7.5	030.0
11	1687/10/21	-16.40	-71.60	6.7	060.0
12	1784/05/13	-16.50	-72.00	7.8	027.0
13	1821/07/10	-16.10	-72.96	7.4	090.0
14	1821/07/10	-16.40	-71.60	7.2	
15	1833/09/18	-18.25	-71.01	7.1	060.0
16	1868/08/13	-16.40	-71.56	7.7	
17	1868/08/13	-18.29	-70.59	7.7	025.0
18	1869/08/24	-17.50	-72.00	7.6	030.0
19	1913/07/28	-16.60	-73.30	6.6	030.0
20	1913/08/06	-15.80	-73.50	7.2	080.0
21	1915/12/28	-15.15	-73.93	6.8	090.0
22	1920/10/07	-15.13	-74.17	6.6	080.0
23	1922/01/06	-16.50	-73.00	6.7	
24	1922/10/11	-16.00	-72.50	7.6	050.0
25	1925/10/25	-18.00	-73.00	6.5	
26	1942/08/24	-15.54	-74.74	6.7	070.0
27	1948/05/11	-17.50	-70.25	7.4	070.0
28	1958/01/15	-16.50	-72.00	7.0	060.0
29	1959/07/19	-15.00	-70.50	7.1	200.0
30	1960/01/15	-15.00	-75.00	6.9	070.0

Tabla 2.5 Sismos producidos en la Región de Estudio, con $m_b \geq 6.5$ (los valores de m_b fueron calculados en base a la ecuación 5.3).

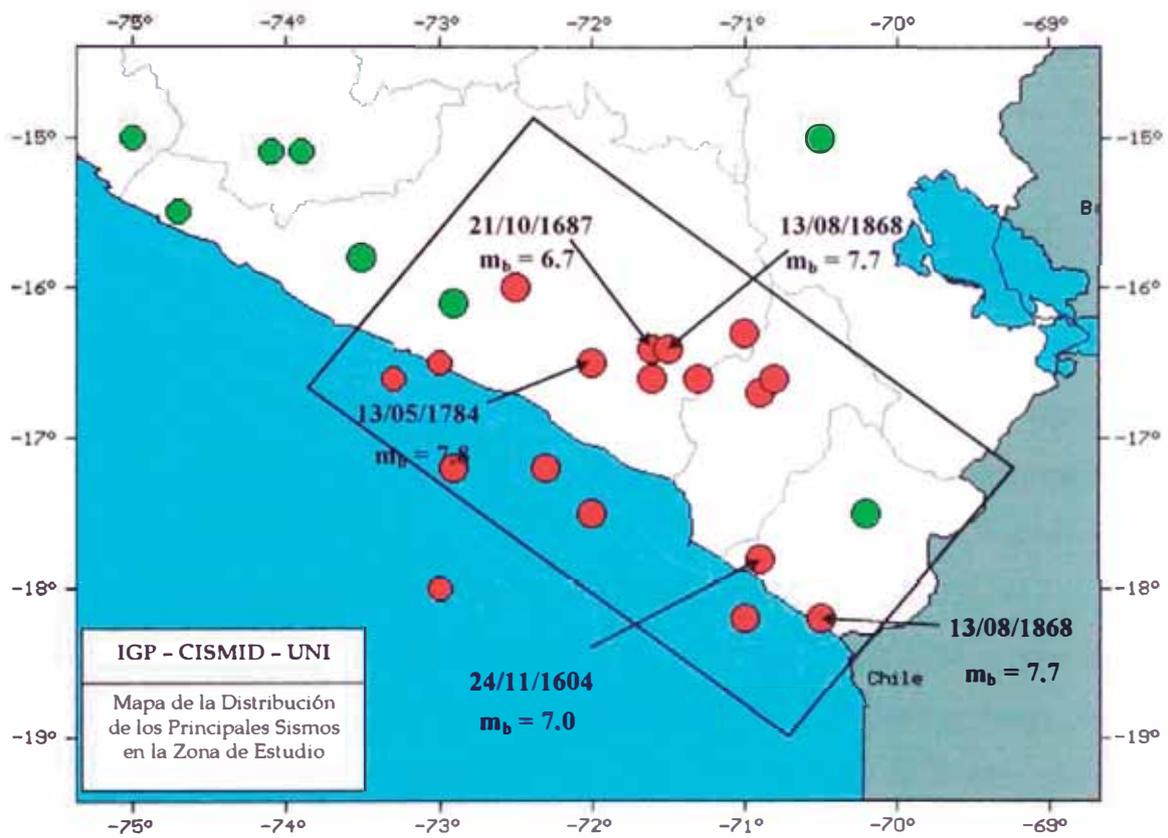


Fig. 2.10 El Gap Sísmico de la región Sur - Occidental del Perú (Sismos con $m_b \geq 6.5$).

2.7. RESUMEN

- Un terremoto es un movimiento repentino causado por la relajación súbita de energía, acumulada por deformación de la Litósfera. Esto viene a ser un fenómeno transitorio normalmente de origen tectónico.
- La generación de un sismo implica dos etapas: la primera viene a ser una acumulación lenta de la energía elástica, y la segunda sería una relajación súbita.
- Las ondas sísmicas llegan a transmitir parte de la energía liberada del foco, cuando se produce un terremoto.
- Se define como Campo Cercano a una región entorno a la fuente sísmica, es decir que se encuentra a una distancia menor que la longitud de ruptura. La propagación de las ondas sísmicas puede considerarse de manera esférica. Las ondas sísmicas tienen un periodo corto y una alta frecuencia.
- El Campo Lejano viene a ser una región cuya distancia al origen del sismo y la longitud de onda analizada son los bastante grandes, con respecto a las dimensiones del foco. Desde esta zona la fuente puede considerarse como puntual y las ondas pueden ser aproximadas a un frente plano. Las ondas sísmicas tienen un periodo largo y una baja frecuencia.
- El momento sísmico es una medida que busca averiguar que sucedió en el foco, cuantificando el área afectada y el desplazamiento debido al terremoto.
- La intensidad es una medida basada principalmente en como se percibe un evento sísmico, lo que significa, cuantificar los daños

ocasionados en las estructuras y en los edificios, y esto va a depender del lugar y de la manera de evaluarlo.

- La magnitud es una medida que evalúa el tamaño de un terremoto, cuantificando la energía liberada. La magnitud con la que se trabajó en esta tesis viene a ser la magnitud m_b .
- El peligro sísmico de una región, viene a ser la descripción de los efectos provocados por los terremotos en el suelo de dicha zona, determinándose valores de aceleración, desplazamiento, etc.
- El método determinístico considerara que la sismicidad futura, será idéntica a la del pasado.
- El método probabilístico busca establecer leyes estadísticas que definan el comportamiento sísmico de una región, para lo cual se trabaja con la información sísmica que se disponga de la zona de estudio. Este método consiste en: determinar las fuentes sismogénicas, establecer el máximo terremoto en cada fuente, y por último establecer la relación Frecuencia de Ocurrencia vs. Magnitud, lo cual permitirá determinar los periodos de retorno.
- El Gap Sísmico, viene a ser una región en donde hace mucho tiempo no se ha presentado un sismo fuerte, lo cual implica una acumulación de energía elástica en la zona, y que a futuro se liberará de manera abrupta para producir un evento sísmico de magnitud elevada.

CAPÍTULO 3

MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN

3.1. HISTORIA SÍSMICA

La región sur del Perú, viene a ser el más simple y regular modelo de Sismicidad, que pertenece al Cinturón Circum - Pacífico, el cual es una zona activa claramente identificada, y que comprende toda la parte oeste del continente americano.

3.1.1. Cronología de los sismos registrados en el Sur del País

22 de Enero de 1582 : Viene a ser el primer evento documentado, en donde se estima una longitud de ruptura de 80 km. y se presume que no hubo Tsunami, en vista que no se ha encontrado evidencias.

24 de Nov. de 1604 : Ocurre el primer gran evento en el sur del País, el cual tuvo una longitud de ruptura de 450 km. y produjo un Tsunami de 10 a 15 m.

- 21 de Octubre de 1687 : Se produce el segundo gran sismo, el cual probablemente tuvo una longitud de ruptura de 150 km.
- 23 de Agosto de 1715 : No esta muy bien documentado este sismo que afectó el actual límite entre Perú y Chile, pero se sabe que llegó a ocasionar una longitud de ruptura de 50 a 100 km.
- 13 de Mayo de 1784 : Se produce el tercer gran sismo en el sur, el cual tuvo una longitud de ruptura de 300 km. y ocasionó un tsunami local de 2 a 4 m.
- 18 de Setiembre de 1833 : Se produce este sismo en la región límite Perú - Chile, el cual tuvo una longitud de ruptura entre 50 a 100 km.
- 13 de Agosto de 1868 : Se produjo el cuarto gran sismo con una longitud de Ruptura de 450 a 500 km. El Terremoto fue de XI grados en la escala de Mercalli Modificado a las 17:30 horas, destruyó todo Arequipa, dejando más de 350 muertos y ocasionó un Tsunami Local de 14 m. de altura.
- 04 de Mayo de 1906 : Intenso Temblor en el Sur. En Tacna ocasionó derrumbe de casas y cuarteamientos de paredes, igualmente en Arica sentido fuertemente en Mollendo y en Iquique (Chile).
- 16 de Julio de 1908 : A las 12:50 horas sacudida de 2 minutos de duración, ocasionando desplome de casas, cuarteaduras de Paredes en Tacna y Arica, sentido al Sur de Iquique (Chile).

- 06 de Agosto de 1913 : Terremoto en Arequipa de Magnitud 7,75 en la escala de Richter, a las 22:14 hora de G.M.T., que destruyó Caravelí.
- 11 de Setiembre de 1914 : A las 06:48 horas se repitió en Caravelí como reedificada después de la Catástrofe en 1913, otro violento movimiento que la volvió a dejar en escombros, ocasionando derrumbes en los cerros que bordeaban esa ciudad.
- 27,28 de Dic. de 1915 : Movimientos Sísmicos sentidos en Cañete, Mollendo y Caravelí.
- 21 de Mayo de 1917 : A las 03:56 horas afectó a Caylloma, Arequipa, quedó en Ruinas por un violento terremoto que dejó 22 muertos y muchos heridos.
- 11 de Octubre de 1922 : Movimiento Sísmico de grado VII en la escala de Mercalli Modificada a las 09:50 horas, destruyó Caravelí, Arequipa, Mollendo, fue sentido en Cañete.
- 09 de Abril de 1928 : Movimiento Sísmico de grado VII, en la escala de Mercalli Modificada a las 12:30 horas, destruyó en Ayapata y Tatua Ollachea, departamento de Puno, cuyo saldo fue de 5 muertos.
- 11 de Octubre de 1939 : A las 09:51 horas, afectó a Majes, la Aldea de Chuquibambilla, Vilcabamba, Caravelí, causando serios daños en las ciudades de Moquegua y Arequipa.
- 24 de Agosto de 1942 : A las 17:51 horas, movimiento sentido en los departamentos de Ica y Arequipa, causando

- gran destrucción murieron 30 personas por desplome de casas.
- 11 de Mayo de 1948 : Movimiento Sísmico de 7,5 de magnitud en la escala de Richter, a las 03:56 horas, causó daños en Arequipa, Moquegua y Puno, deteriorando el ferrocarril a Puno.
- 20 de Julio de 1948 : A las 06:03 horas, sismo ligeramente destructor en las Poblaciones de Caravelí y Chuquibamba (Dpto. Arequipa) fue sentido en Lima e Ica.
- 04 de Marzo de 1951 : A las 06:18 horas, sismo originado en las cercanías de Chala y ligeramente destructor en Caravelí.
- 03 de Octubre de 1951 : A las 06:08 horas, fuerte temblor en el Sur, produciendo cuarteamiento en los muros en Construcciones modernas de concreto, derrumbe de casa de adobe, sentido en Moquegua grado 5 y fuertemente en la Costa Sur en la frontera con Chile.
- 26 de Febrero de 1952 : Movimiento Sísmico de Magnitud de 7.5 en la escala de Richter a las 06:31 horas afectó Coesa y Macusani en Puno.
- 21 de Julio de 1955 : Sentido en las ciudades de Caravelí, Ica y Arequipa, ocasionó algunos agrietamientos de paredes, y el derrumbe de la Iglesia del Beaterio.
- 15 de Enero de 1958 : Movimiento Sísmico de VII - VIII en la escala de Mercalli Modificada a las 14:14 horas, daños severos en las construcciones de Sillar de Arequipa, deslizamientos de la Ladera del

- Misti, agrietamiento en Camaná, murieron 28 personas.
- 13 de Enero de 1960 : Movimiento Sísmico de Magnitud 7.5 en la escala de Richter a las 10:40 horas, afectó la Ciudad de Arequipa.
- 23 de Julio de 1988 : Sucedió a la 14:30 horas, el cual fue un terremoto de 6.2 grados, en la escala de Richter. Afectó Maca, Lare y otras localidades del valle del Colca en Arequipa, ocasionando 12 muertos, 70 heridos, 800 damnificados, 323 viviendas derrumbadas y 5 locales públicos destruidos.
- 12 de Nov. de 1996 : Sucedió a las 11:59 horas. Este sismo de magnitud 6.4, en la escala de Richter, cuyo epicentro se localizó a 135 km, al Sur Oeste de Nazca, en el Mar afectando las provincias de Ica, Pisco, Nazca y Palpa, en el Departamento de Ica, Caraveli y Caylloma en el Departamento de Arequipa, Lucanas, Paríacochas, Paucar del Sara Sara en el Departamento de Ayacucho y Huaytara en el Departamento de Huancavelica. Según el Instituto Geofísico del Perú, se registraron un total de 1065 Réplicas. Dentro de otros daños causados se tienen 17 muertos, 1591 heridos, 92083 damnificados, 5009 viviendas destruidas, 12242 viviendas afectadas, 435 Centros Educativos (entre afectados y destruidos).

- 08 de Octubre de 1998 : Terremoto que afectó Arequipa, y fue registrado a las 04:52 horas, con una magnitud M_w de 6.0 y m_b de 5.9. El evento tuvo una profundidad de 137 km.
- 03 de Abril de 1999 : Terremoto que afectó Arequipa, y fue registrado a las 06:17 horas, con una magnitud M_w de 6.5 y m_b de 6.0. El evento tuvo una profundidad de 92 km.
- 23 de Junio de 2001 : Último sismo registrado en la región sur del País, que se produjo a las 20:33 horas con un m_b de 6.9 ($M_w = 8.2$, según IGP) y con una profundidad de 33 km. El epicentro fue registrado a unos 82 km. al Nor - oeste de Ocoña (ver Fig. 3.1).

Podemos observar que la región ha experimentado 4 grandes sismos en 1604, 1687, 1784 y 1868, que produjeron muchas muertes y daños materiales. Es una zona de alto "Peligro Sísmico", por ello es muy posible que ocurra un gran sismo en el futuro cercano.

En la Fig. 3.2, se buscó esquematizar la ubicación de todos los sismos registrados en el área de estudio, desde el año 1471 hasta 1999, en donde se ubican todos los sismos anteriormente descritos.



Fig. 3.1 Último Sismo ocurrido en la región sur del Perú con un m_b de 6.9 y un M_w de 8.2.

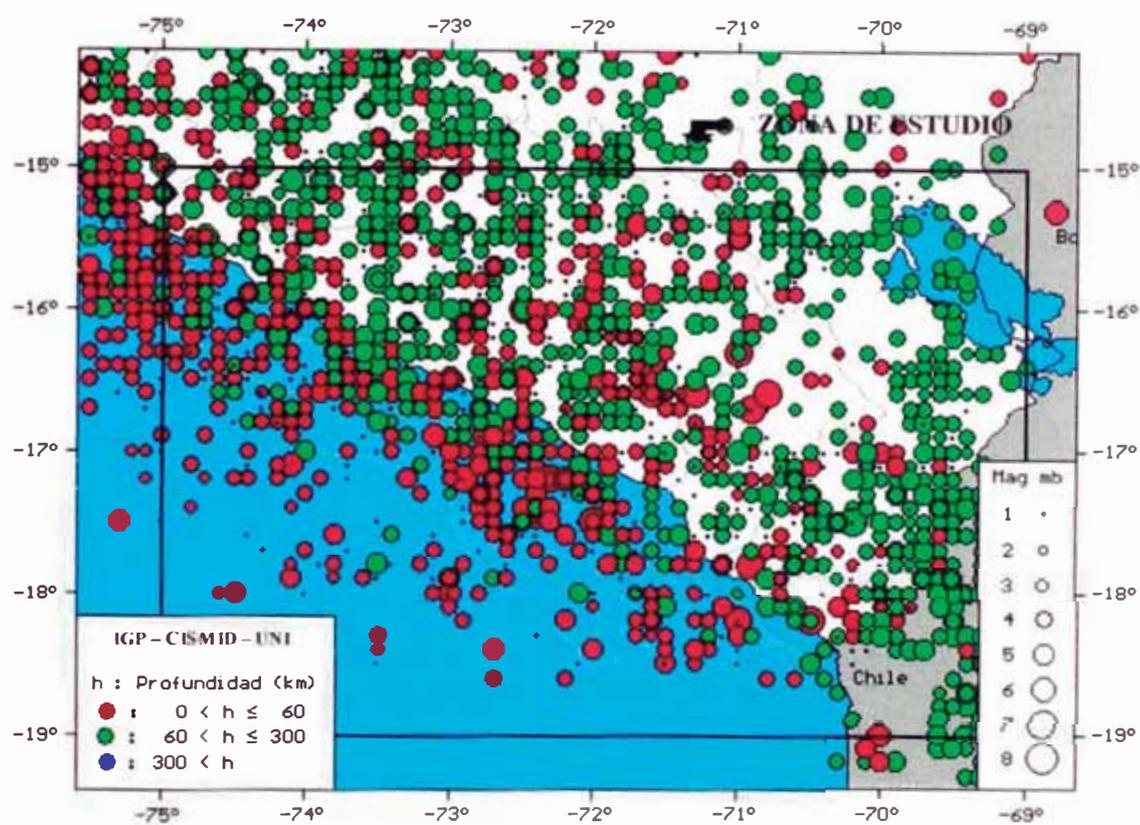


Fig. 3.2 Mapa en donde se muestra la sismicidad en la región de estudio. Catálogo Sísmico del Perú (1471 - 1999)..

3.2. CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS

3.2.1. Aspectos Generales

La zona del presente estudio, comprende la Región Sur - Occidental del Perú y esta sujeta a una dinámica activa, donde la placa oceánica de Nazca esta subducida bajo la placa continental Sudamericana. La subducción de la Litosfera oceánica es considerada un proceso estable, ya que la litosfera es mas densa que la astenósfera, de ese modo, la subducción se puede extender por un largo intervalo de tiempo hasta acabar por variaciones en el movimiento de placas o por procesos de colisión. Es evidente, a través de los estudios de tectónica de placas, que la subducción de la litosfera oceánica puede provocar diferentes manifestaciones estructurales en la placa continental (Burchfiel, 1996).

Precisamente, como una consecuencia de esta acción en la región occidental del continente Sudamericano, se forma la cadena orogénica montañosa de los Andes, que se extiende en casi toda la margen occidental del continente (Gonzales-Ferran, 1985) con aproximadamente 8000 km de longitud. Eventos sísmicos destructores, actividad volcánica y el surgimiento de la corteza terrestre, son comunes en esa región (USGS, 1997).

Algunas características morfológicas en la región Andina que comprende la frontera Perú - Chile, son esquematizados en la Fig. 3.3, tales como la zona costera, la cordillera occidental, el altiplano, la cordillera oriental y la zona subandina.

Las fases tectónicas compresivas y los pulsos asociados de magmatismo intrusivo están relacionados con episodios de altos índices de expansión o convergencia de esas placas, en cuanto que los eventos grandes están relacionados con eventos de bajo índice de convergencia de la placas (Frutos, 1981).

Además de las características ya mencionadas, las diferencias en la geometría de la zona W - B, causadas por la particularidad en la convergencia de las placas oceánica y continental, también provocan el desenvolvimiento discontinuo de volcanes a lo largo de la cadena Andina. Los rasgos tectónicos de carácter regional más importantes a lo largo de la margen occidental Sudamericana, son la fosa oceánica Perú - Chile y la cadena orogénica de los Andes.

3.2.2. Zonificación Morfológica

En el Perú, la Cordillera Andina es un claro ejemplo de cordillera formada como resultado del proceso de subducción de una placa oceánica bajo la placa continental, la misma que se extiende desde Venezuela hasta el Sur de Chile. En el Perú, la cordillera presenta un ancho que oscila entre 250 km en la región Central a 500 km en la región Sur. Desde el punto de vista estructural, la Cordillera Andina puede ser dividida en 5 zonas morfológicas paralelas a la fosa peruana-chilena (Megard and Philip, 1976; Marocco, 1978; Dalmayrac et al.,1980). De Oeste a Este, se puede identificar las siguientes unidades: la Zona Costera, la Cordillera Occidental, la Zona del Altiplano, la Cordillera Oriental y la Zona Subandina (ver Fig. 3.4). A continuación, se describe las principales características de cada una de estas unidades:

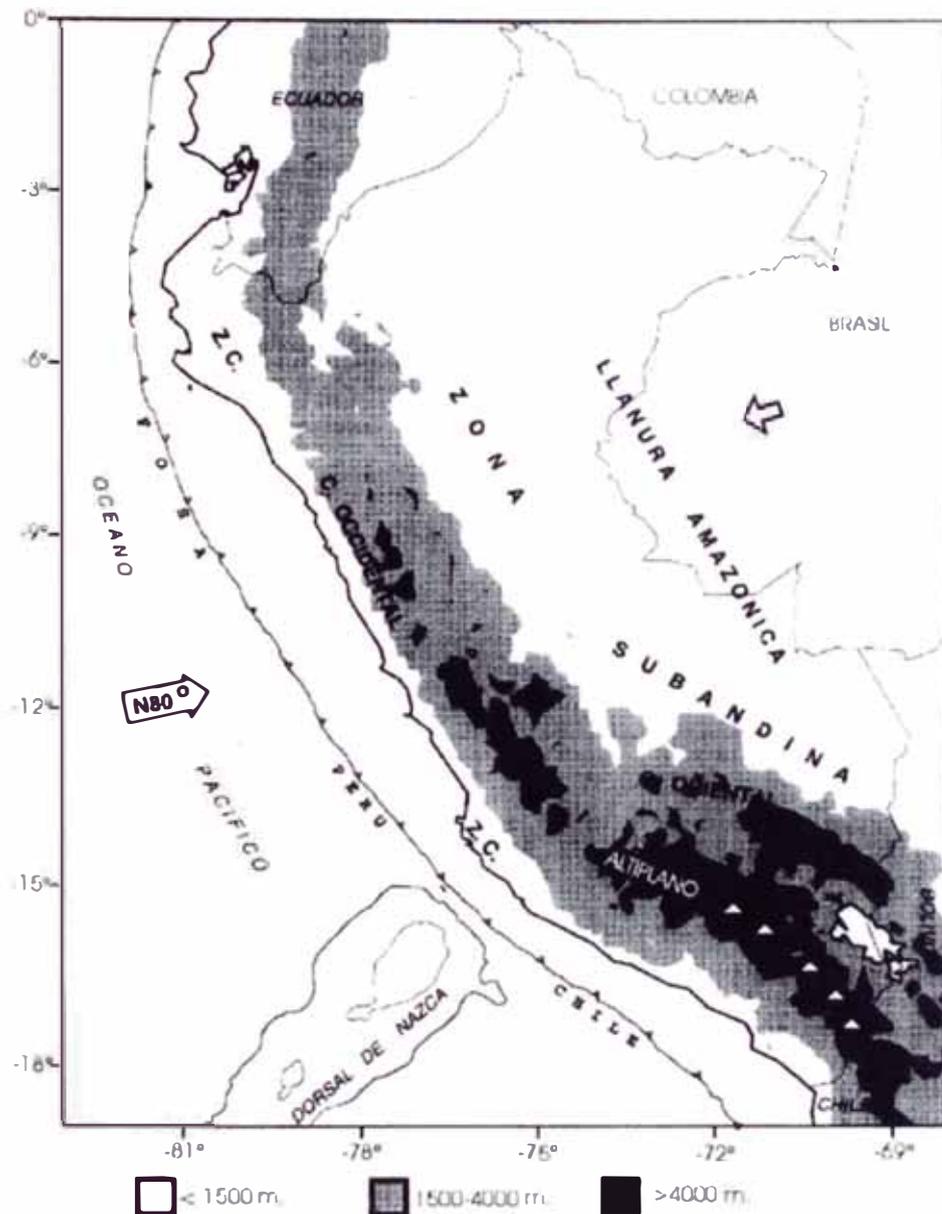


Fig. 3.3. Principales elementos tectónicos en Perú (Tavera y Buforn, 1998). Z.C. = Zona Costera, C. Oc. = Cordillera Occidental, Altiplano, C. Or. = Cordillera Oriental. La zona sombreada corresponde a la Cordillera Andina. Los triángulos indican la dirección de Movimiento relativo de las placas, según Minster y Jordán (1978).

3.2.2.1. *La Zona Costera*

Esta unidad es una zona delgada de terreno que limita por el Oeste con el litoral y por el Este con el Batolito-costanero. En la región Sur su ancho es de 40 a 50 km y básicamente está formada por basamentos fuertemente plegados.

3.2.2.2. *La Cordillera Occidental*

Corresponde la zona comprendida entre el Batolito - costanero al Oeste y la Zona del Altiplano al Este. Esta estructura se encuentra bien definida de Norte a Sur formando una línea de crestas que sobrepasan los 5000 m. de altitud, la misma que va decreciendo hacia la región Sur. Esta unidad está compuesta principalmente por rocas volcánicas y plutónicas. En la Cordillera Occidental, el volcanismo se presenta a partir de los 13°S hacia el Sur por decenas de kilómetros.

3.2.2.3. *La Zona del Altiplano*

La zona del Altiplano se sitúa entre las Cordilleras Occidental al Oeste y Oriental al Este y tiene su origen en la región central de Perú a una latitud de 9°S aproximadamente, para extenderse hacia la región Sur hasta Bolivia. En esta región, cerca al Lago Titicaca, la unidad tiene espesores de 140 a 200 km con elevaciones del orden de 3000 m. La unidad está formada por una serie de cuencas intramontañosas y altas mesetas que se prolongan hacia el Altiplano Boliviano.

3.2.2.4. *La Cordillera Oriental*

Esta unidad se localiza en la región Centro y Sur de Perú y limita al Oeste con el Altiplano y al Este con la zona Subandina. La Cordillera Oriental tiene una elevación de 3700 a 4000 m y corresponde a un extenso anticlinal. En la región Sur, la cordillera se curva en dirección E-W. El vulcanismo andino es prácticamente inexistente en esta Cordillera.

3.2.2.5. *La Zona Subandina*

Esta unidad corresponde al Pie de Monte Amazónico de los Andes, limitando al Oeste con la Cordillera Oriental y al Este con el escudo brasileño. La zona Subandina tiene una anchura variable en la región Sur de aproximadamente 5 - 7 km. Esta unidad presenta terrenos sedimentarios afectados por pliegues de gran longitud de onda.

Las unidades descritas anteriormente son producto de la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental, proceso que ha originado un progresivo engrosamiento de la corteza y plegamiento de los sedimentos. La evolución tectónica en Perú, se ha realizado acompañada de un proceso de deformación que ha generado en superficie la presencia de importantes sistemas de fallas. Estos sistemas, se distribuyen principalmente en los altos andes y en la zona Subandina de Norte a Sur.

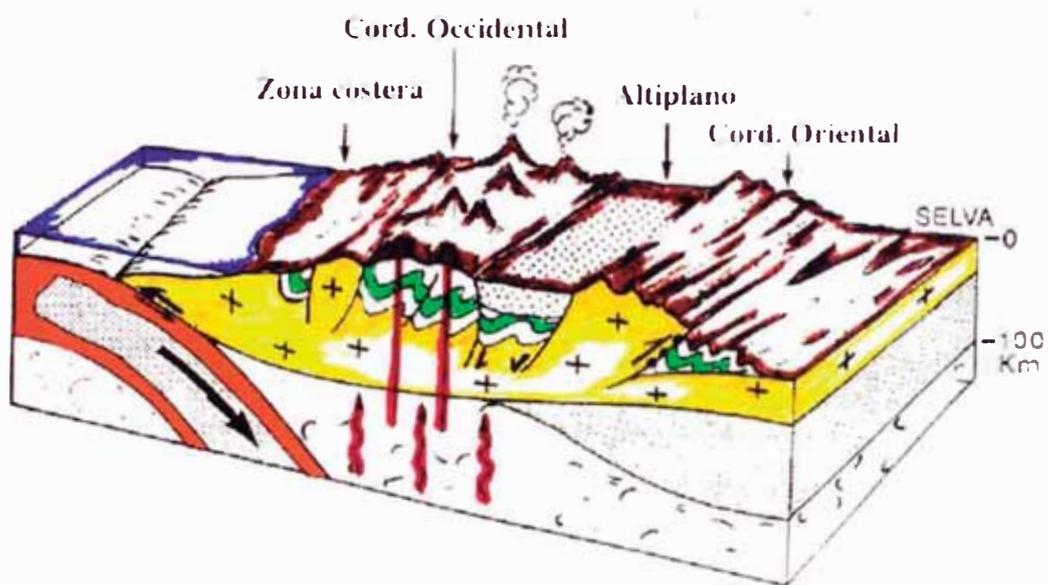


Fig. 3.4 Esquema de Subducción para la Región Sur del Perú, en donde se muestra las principales unidades morfológicas.

3.2.3. Zonificación Tectónica

Este tipo de zonificación permite identificar los diferentes relieves formados en Perú por efectos de la tectónica de placas; es decir, por la colisión de la placa oceánica de Nazca y la placa Continental o Sudamericana. Este contacto de placas, conocido como subducción, es causante de todos los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente (ver Fig. 3.3). Entre los principales elementos tectónicos se puede mencionar los siguientes:

3.2.3.1. Fosa Oceánica Perú – Chile

En general, las fosas oceánicas asociadas a la interacción de placa oceánica con placa continental, son las partes más profundas de los océanos y marcan el inicio de la zona de subducción (Condie, 1982). Son paralelas a los sistemas de arcos y varían en profundidades de 5000 hasta 10000 metros, como en el caso de la fosa Perú – Chile, que alcanza los 8000 metros de profundidad y que es la expresión superficial de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esa fosa no es de las más profundas, pero en longitud es una de las mayores existentes en la Tierra, siendo sobrepasada solamente por el sistema de fosas de la India Oriental y Kuril – Japón (Fisher, 1974).

Esta fosa está formada por sedimentos que han sido depositados sobre rocas pre – existentes.

Es posible distinguir algunas partes con características diferentes en esa fosa, desde una parte relativamente más superficial

con plataforma ancha y un flanco estratificado, sedimentado a lo largo del Perú Central, hasta una parte mas profunda casi sin sedimentos, con una plataforma menor o ausente, a lo largo del norte de Chile. La fosa tiene una aproximada orientación NW - SE en frente del Perú, pero después de los 18°S hacia el sur, varía a una orientación casi N - S.

La distribución de esfuerzos a lo largo de la fosa, en la zona de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, fue determinada por Wortel & Cloething (1985) basándose en datos de geofísica marina relacionados con las características de deformación de la corteza oceánica y de los sedimentos próximos de la fosa Perú - Chile.

O sea, en la región de estudio de este trabajo, se encuentra la región donde ocurre la variación de características y de dirección de la fosa marina, y también donde los esfuerzos a lo largo de la fosa Perú - Chile varían de compresionales hacia longitudinales.

3.2.3.2. *La Cordillera de los Andes*

La Cordillera de los Andes se ha desarrollado como resultado de esfuerzos compresionales por la interacción entre la placa sudamericana y la placa de Nazca en los últimos 100 millones de años (realizado en diferentes procesos orogénicos), dentro de un sistema de subducción donde no hay colisión de las placas (Burchfiel, 1996).

La cadena andina esta caracterizada por un alto índice de actividad volcánica, y se encuentra limitada por el oeste con la fosa Perú - Chile (donde existe una zona de convergencia de placas), y por el este con una actividad orogénica y doblamientos.

Esta cordillera esta conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie terrestre por procesos tectónicos.

Desde el Mioceno Medio, los Andes Centrales (principalmente en el Perú), vienen experimentado una intensa actividad sísmica ígnea así como orogénica (Burchfiel, 1996). Doblamientos, fallas inversas y fallas de cabalgamiento, con un movimiento relativo hacia el este, fueron desarrollados a lo largo de la margen oriental de los Andes, en la región Subandina (Audebaud et al., 1973, apud Burchfiel, 1996).

Así mismo, la actividad sísmica superficial en la región Andina esta relacionada a la tectónica compresional y esta concentrada en ambos lados de la cordillera, a lo largo del contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, como también en la zona subandina, a lo largo de la planicie amazónica. La actividad sísmica relacionada a la tectónica longitudinal esta localizada en la región más alta de los Andes (Mercier et al., 1992).

La Cordillera de los Andes se orienta en promedio, en la dirección NW - SE, aunque a la altura de la latitud de 13°S, esta se orienta en dirección E - W a lo largo de la deflexión de Abancay.

3.2.3.3. *Los Sistemas de Fallas*

Los diferentes sistemas de fallas que se distribuyen en el continente, se han formado como un efecto secundario de la interacción entre la placa oceánica y la placa continental. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre. Estos sistemas de fallas se localizan en el altiplano y en la región Subandina de Norte a Sur. Asimismo, estos sistemas se localizan en a los pies de las Cordilleras o nevados (Cordillera de Huaytapallana, Cordillera Blanca, Cordillera de Vilcabamba) (James, 1978) y entre los límites de la Cordillera Occidental y la zona costera (Falla de Marcona, Huaypira, etc.).

3.2.3.4. *La Cadena Volcánica*

La formación de la cadena volcánica según algunos autores (Udias y Mezcua, 1997), se debe a la interacción entre los márgenes de las placas Sudamericana y de Nazca; siendo el primero un margen continental y el segundo un oceánico. En el Perú, la cadena volcánica se localiza al Sur de la Cordillera Occidental con conos volcánicos activos como los de Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas, Sarasara, etc. Según Udias y Mezcua (1997), los volcanes de la región Sur de Perú deben su origen al tipo de subducción característico de esta región; es decir, una subducción de tipo normal con mayor pendiente, mediante el cual el material del manto participa en los diferentes procesos que producen el ascenso del magma. En la región Norte y Centro de Perú hay un ausentismo de volcanes debido a que el proceso de subducción en estas regiones tiende a ser casi horizontal.

3.2.3.5. Dorsal de Nazca

Esta cadena montañosa o cordillera se localiza en el océano Pacífico entre los 15°S y 19°S. La dorsal está formada por rocas volcánicas con capas de minerales en los cuales predomina el hierro, magnesio, potasio y sodios cálcicos (Marocco,1980); siendo, estos minerales más comunes en la corteza terrestre. La estructura de la Dorsal de Nazca es producto de un proceso de distensión de la corteza oceánica y se estima que su formación tiene una edad de 5 a 10 millones de años (Marocco, 1980). Estudios recientes sobre anomalías magnéticas, permite considerar la hipótesis de que la dorsal debe su origen a una antigua zona de creación de corteza.

3.2.4. Los Principales Sistemas de Fallas

Las fallas son producidas por la ruptura de una parte de la corteza, lo que ocasiona una discontinuidad en la estructura geológica. Existen tres tipos de fallas en función de su geometría: fallas normales (indican alargamiento de la corteza), fallas inversas (indican acortamiento de la corteza) y fallas de desplazamiento (indican desplazamiento paralelo al rumbo de la falla). Debido a la estrecha relación entre la actividad sísmica y la tectónica, es que se describe brevemente las características de las principales fallas presentes en la región Sur - Occidental del Perú, las cuales se pueden apreciar en la Fig. 3.5, (Marocco, 1978; Dalmayrac y Molnar, 1981; Sebrier et al.,1982).

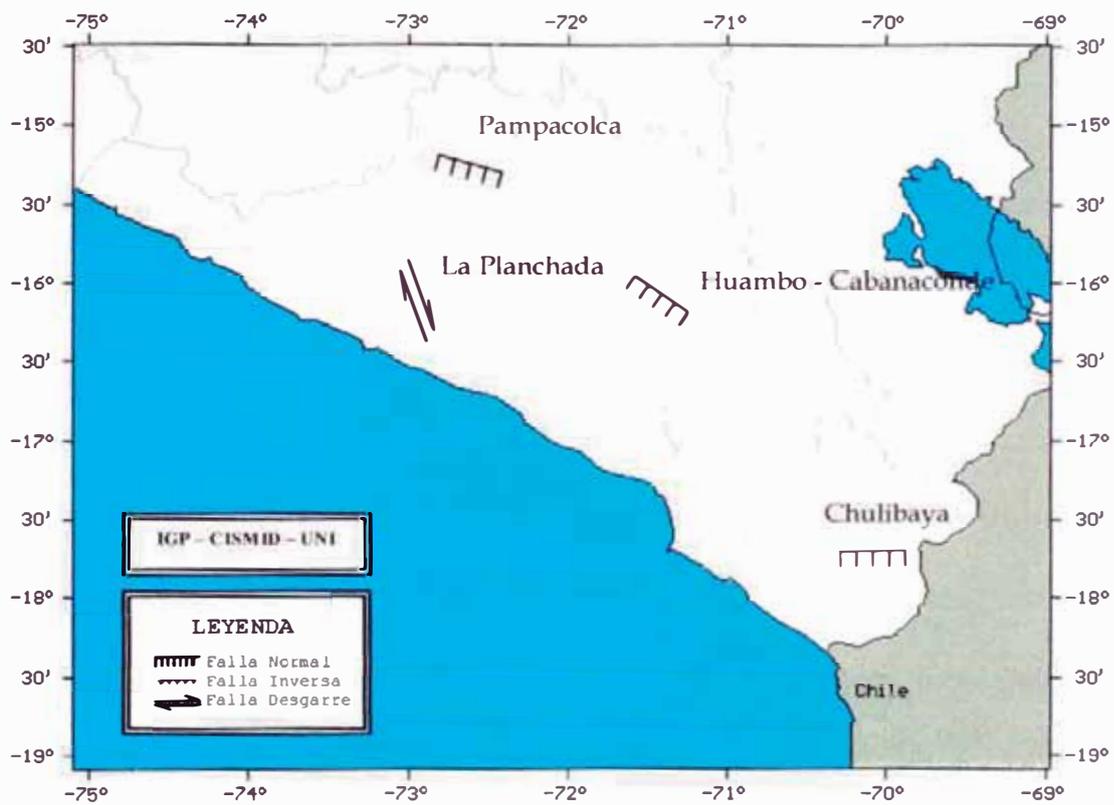


Fig. 3.5 Mapa con las Principales Sistemas de Fallas en la región Sur - Occidental del Perú

3.2.4.1. *Fallas de La Planchada*

Este sistema de fallas se localiza en la provincia de Islay, (Arequipa) y esta constituida principalmente por las fallas de Calaveritas y La Planchada Este. Ambas presentan un movimiento transcurrente.

3.2.4.2. *Fallas de Chulibaya*

Esta falla se ubica en el departamento de Tacna, entre Locumba e Ilabaya al sur del cerro Altos de Chulibaya. Su orientación es de N100°E con un ángulo de buzamiento de 70° en dirección Sur. Esta falla es de tipo normal con una longitud de 5 km de largo y salto vertical de 2m.

3.2.4.3. *Fallas Huambo-Cabanaconde*

Este sistema se compone de dos fallas (Trigal y Solarpampa) ubicadas en Huambo y Cabanaconde, al norte de los volcanes Ampato y Sabancaya en Arequipa. Estas fallas son de tipo normal con rumbo en dirección E-W y buzamiento de 65° hacia el Sur sobre una longitud de 28 km de largo.

3.2.4.4. *Falla de Pampacolca*

Esta falla se encuentra ubicada en la Cordillera Occidental al Sur del Volcán Coropuna, departamento de Arequipa. La Falla de Pampacolca es de tipo normal y se orienta en dirección N140°E con

buzamiento en dirección SE y alcanza una longitud de 20 km aproximadamente.

Estos sistemas de fallas activas presentes en la región Sur - Occidental del Perú, son parte de la expresión en superficie de los diferentes procesos de deformación que se producen a consecuencia de la subducción de la placa oceánica bajo la continental.

3.3. INTERACCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA CON LA SUDAMERICANA

La margen occidental de América del Sur esta localizada en una faja sísmica, que corresponde al límite de placas convergentes y forma parte del cinturón Circum - Pacífico. El país tiene una actividad sísmica que es producto de la interacción de las placas tectónicas y de los reajustes que se producen en la corteza terrestre como consecuencia de la misma y de la morfología alcanzada por el Aparato Andino.

La placa de Nazca se introduce bajo la placa Sudamericana con una velocidad de 8 - 10 cm/año en dirección N80° (Minster y Jordan, 1978). Esta alta velocidad de convergencia genera un fuerte acoplamiento de placas que produce sismos de diferentes magnitudes y a diversos niveles de profundidad.

La influencia del proceso de subducción es observado en la cordillera andina (ver la Fig. 3.6), que sigue la misma dirección y es paralela a la fosa Perú - Chile, con mencionar la presencia de dorsales oceánicas como la dorsal de Nazca y la de Juan Fernández, que seccionan a la fosa y que provocan en la cordillera de los Andes, zonas con ausencia de actividad

volcánica actual, intercaladas con zonas de vulcanismo activo (ver la Fig. 3.7). Los rasgos tectónicos superficiales en la Región Andina parecen ser influenciadas por el proceso de subducción. A partir de los 14°S, donde ocurre la intersección de la dorsal de Nazca con la zona de subducción, se observa en la parte norte varios sistemas de fallas longitudinales, con un nivel elevado de actividad sísmica en la corteza continental; en la parte sur de los 14°S, los sistemas de fallas se encuentran en la región subandina, apartado del litoral, y el nivel de actividad sísmica en la corteza continental no es tan significativo.

La ocurrencia de la actividad volcánica tiene una estrecha relación con el proceso de subducción. Investigaciones realizadas por Suárez et al. (1983) demuestran que en el Perú la Cordillera Occidental esta formada principalmente por rocas volcánicas y plutónicas de edades mesozoicas y cenozoicas. En la parte central del Perú la actividad volcánica comenzó a disminuir alrededor de los 11 m.a. atrás y ha cesado abruptamente hace unos 5 m.a. atrás. Este cese de vulcanismo cuaternario fue interpretado como el inicio de la disminución del ángulo de buzamiento de la placa subducida bajo la actual Región Central del Perú.

Como es observado en la Fig. 3.7 la actividad volcánica actual, en la región de estudio, esta presente entre 14° y 27°S. Barazangi & Isacks (1979) sugieren una relación entre la geometría horizontal de la placa de Nazca descendente, existente al norte y al sur de esa zona volcánica, y la ausencia de vulcanismo en la placa Sudamericana. Ellos piensan que el contacto de la placa descendente horizontal con la placa Sudamericana, no permite el ascenso del material astenosférico; esto sugiere que el vulcanismo tipo arco necesita de la existencia de material astenosférico entre las placas superior y la descendente.

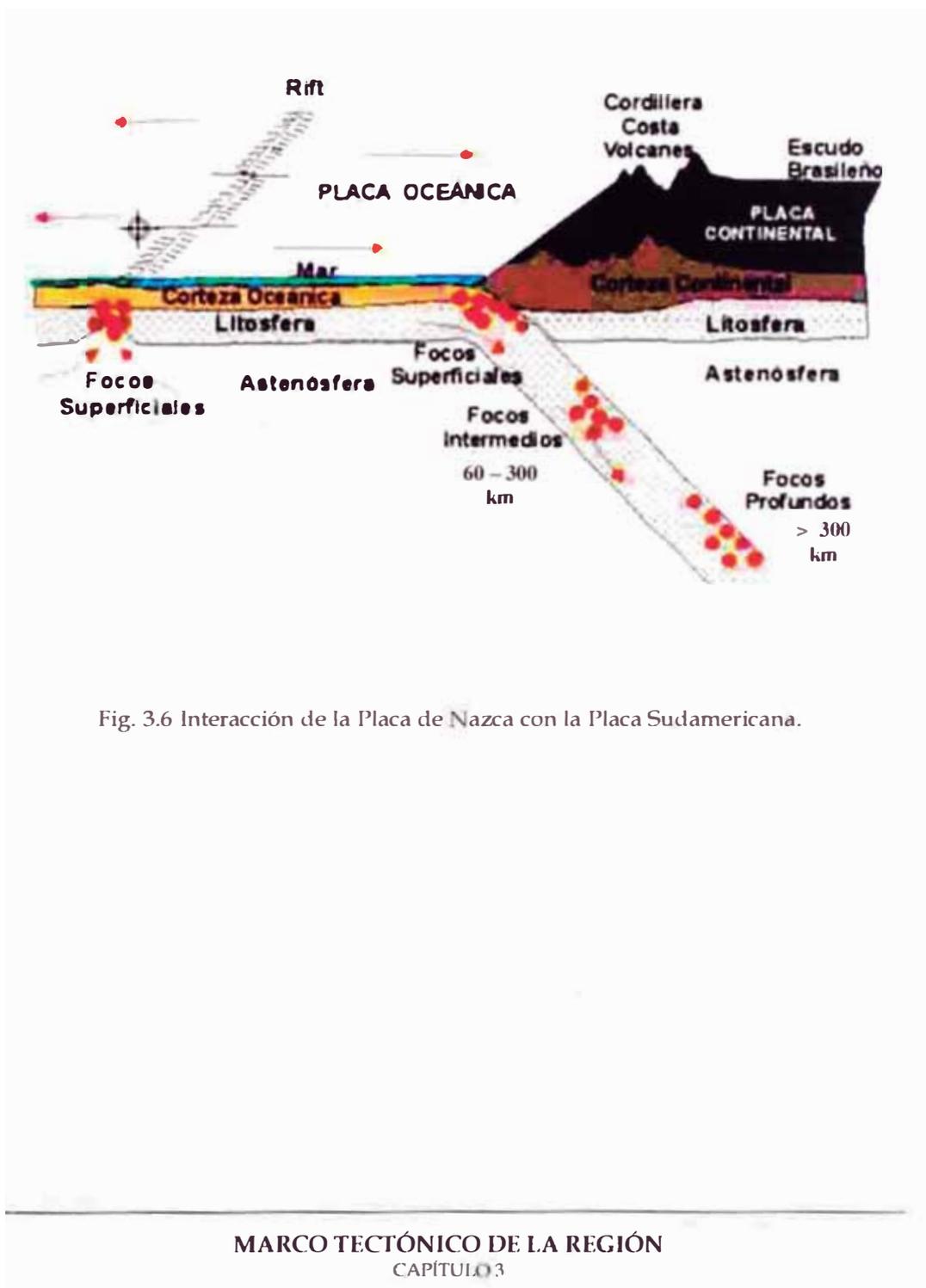


Fig. 3.6 Interacción de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana.

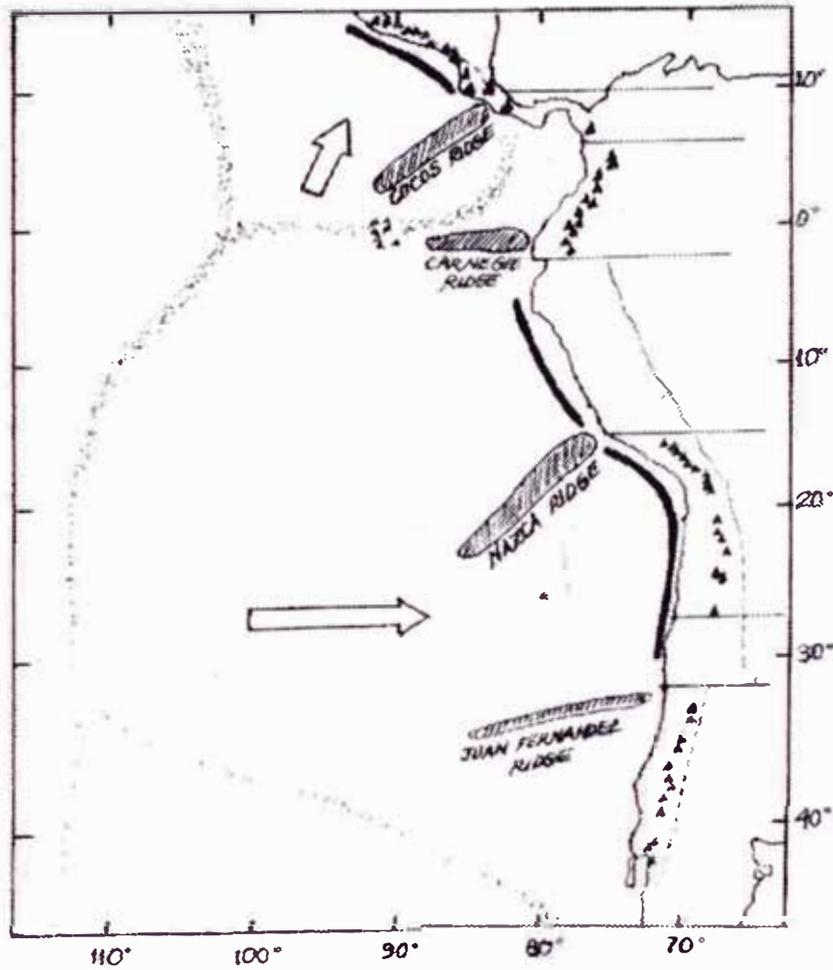


Fig. 3.7 Principales elementos tectónicos a lo largo de las zonas de subducción en América del Sur y en América Central, incluyendo la fosa oceánica (línea negra gruesa), volcanes activos (triángulos), profundidad de la zona de Wadatti - Benioff y las dorsales oceánicas (achurado). (Nur & Bem - Abraham, 1981, apud Berrocal, 1991)

3.4. GEOMETRÍA DE LA ZONA DE WADATI - BENIOFF (W - B)

La zona de Wadati - Benioff bajo la región de estudio también ha sido frecuentemente estudiada debido a las características particulares en la placa de Nazca subducida bajo la región andina.

Investigadores como Isacks & Molnar (1971), Sykes (1972), Barazangi & Isacks (1976, 1979), Sacks (1977), Snoke et al. (1977), teniendo como base la información de los catálogos internacionales y los resultados de los mecanismos focales, ellos explican la existencia de características distintas en la zona de W - B.

Utilizando la distribución hipocentral de sismos con focos superficiales e intermediarios, fueron reconocidos hasta 4 partes en la placa de Nazca (Stauder, 1973, 1975; Barazangi & Isacks, 1976, 1979, Isacks & Barazangi, 1977). Estos investigadores concluyeron que entre 2° - 15°S la zona W - B tiene un ángulo de buzamiento entre 5 y 10 grados hacia el este, o sea una zona de W - B casi horizontal donde no hay actividad volcánica, mas bien existe una deformación en el continente, en cuanto que de los 15° hasta 24°S y al sur de los 33°S el ángulo de buzamiento alcanza 30° hacia el este, y por el contrario, hay presencia de actividad volcánica (Jordan et al., 1983). Además la "Deflexión de Abancay" una importante estructura transversal andina, que comprende seis sectores de fallas discontinuas con longitudes entre 3 y 18 km, se presenta al norte de la zona de transición entre la placa subducida casi horizontal y la parte con ángulo de buzamiento de 30° (Mercier et al, 1992).

Las variaciones en la geometría de la zona de W - B bajo el sur del Perú y al norte de Chile, fueron estudiadas, posteriormente, por medio de

datos de redes sísmicas locales, en trabajos presentados por Hasegawa & Sacks (1981), Grange et al. (1984) y Boyd et al. (1984), en donde se confirmara que la zona de W - B tiene un ángulo de buzamiento menor, en la parte central del Perú, y un ángulo de casi 30° en el sur del Perú, lo cual se atribuiría a una contorsión y no a un desgarre, como se había propuesto por Barazangi & Isacks (1979). Schneider & Sacks (1987), quienes demuestran que en el sur del Perú la actividad sísmica muestra un ángulo de buzamiento mayor que el observado en el centro del Perú, proponiendo entonces que se trata de una contorsión en la placa. En la región de Chile fueron también realizados varios estudios sismológicos; Comte & Suarez (1994) y Comte et al. (1994) también publicados algunos trabajos sobre la zona de W - B en esa región. Ellos dan evidencias de una fase de transformación a lo largo de la parte subducida, con fallas normales e inversas entre los 100 y 200 km de profundidad y la existencia de una corteza oceánica subducida.

Estudios efectuados por Abe & Kanamori (1979) mencionan que los sismos profundos e intermedios abastecen importante información bajo las propiedades mecánicas y distribución de esfuerzos de la placa oceánica subducida. Estudios sobre los sismos profundos en la América del Sur, con esta finalidad, fueron efectuados por Suyehiro (1967), Khattri (1969), Mendigurem (1969), Wyss (1970), Isacks & Molnar (1971), Linde & Sacks (1972), Giardini (1984, 1986, 1988).

A partir de los 300 km de profundidad, no hay presencia de actividad sísmica en la zona W - B bajo la región andina, mas esta vuelve a aparecer a partir de los 500 km., y que conduzca especulaciones sobre la continuidad en profundidad de la zona W - B, bajo esa región (Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Berrocal, 1991).

Berrocal & Fernández (1997), proponen que una parte de la placa de Nazca que es subducida entre los 24° y 14.5°S, parece tener continuidad lateral y en profundidad hasta los 600 km. Esa parte de la placa subducida, según este trabajo, parece que esta siendo contorcida hacia el sur, cuando es correlacionada con los sismos muy profundos ocurridos en el extremo sur, sugiriendo además, que la placa que es subducida, correspondiente a los otros sismos profundos es contorcida en menor proporción que en el extremo sur. También hay que agregar que en base a un mapa de perfiles de la zona de W - B, elaborado para la región Andina por estos mismos autores, se observa el efecto provocado por las dorsales de Nazca y de Juan Fernández en la topografía de la parte subducida de la placa de Nazca, en donde la contorsión de la zona W - B parece ser originada por la subducción de esas dorsales. El efecto de la dorsal de Nazca es mas evidente y provoca una parte subducida oscilante, representada por la amplia separación de las isópacas y la contorsión cóncava y convexa de esos contornos alrededor del contacto de la dorsal con el continente. Esto también es observado en la subducción de la dorsal Juan Fernández bajo la parte central de Chile, en cuanto la dorsal Perdida aparentemente se curva hacia el norte, antes de ser subducida bajo la costa de Chile.

3.5. RESUMEN

- El peligro sísmico de la región fronteriza de Perú - Chile, se ha visto incrementada por la ocurrencia de dos eventos sísmicos importantes como lo son el del 30 de Julio de 1995 en el Norte de Chile, y el último registrado el 23 de Junio del 2001 en Arequipa.
- En el Perú pueden observarse diferentes relieves, que fueron formados como producto de la colisión de la placa de Nazca con la Sudamericana.

Entre los principales elementos tectónicos se puede mencionar los siguientes: La Fosa Oceánica Perú - Chile, La Cordillera de los Andes, Los Sistemas de Fallas, La Cadena Volcánica y La Dorsal de Nazca.

- La Fosa Oceánica Perú - Chile tiene una profundidad de 8000 m. y su orientación viene a ser paralela al litoral.
- Debido al proceso continuo de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, es que se ha formado la Cordillera de los Andes, en un proceso que se realizó en diferentes etapas orogénicas. Esta cordillera se llega a extender en casi toda la margen occidental del Continente, llegando a alcanzar una longitud aproximada de 8000 km.
- Los diferentes sistemas de fallas distribuidos en el continente, son producto de la interacción de las placas. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre.
- El cambio de pendiente en la subducción puede estar relacionado con la presencia de las dorsales de Nazca y Juan Fernández, puesto que estas dos seccionan a la fosa, y provocan en la cordillera zonas con ausencia de actividad volcánica, intercalado con zonas con vulcanismo activo, y como sabemos un buen ángulo de subducción refleja en la superficie una presencia de volcanes en dicha zona, y viceversa.
- La placa de Nazca se introduce bajo la Sudamericana con una velocidad de 8 - 10 cm./año en dirección N80°.
- La variación del ángulo de buzamiento se debe a una contorsión y no aun desgarre.
- A partir de los 300 km. de profundidad no hay presencia de actividad sísmica, en la zona de W - B bajo la región Andina, pero esta vuelve a aparecer a partir de los 500 km., lo cual conduce a especulaciones sobre la continuidad en profundidad de la zona de W - B, bajo esa región.

CAPÍTULO 4

MÉTODOS DE ESTUDIO DE LA SISMICIDAD

4.1. CONCEPTOS GENÉRICOS

Se entiende por sismicidad, a la representación organizada de la actividad sísmica, que ocurre en una determinada región, durante un determinado intervalo de tiempo y que permite evaluar el índice de esta actividad, para fines de determinar el peligro y el riesgo sísmico de la región.

Según Udiaz & Mezcua (1986) el riesgo sísmico por la ocurrencia de los terremotos puede ser estudiado bajo dos puntos de vista. El primero es la probabilidad de ocurrencia de un sismo que provoque un cierto nivel de intensidad, magnitud o vibraciones del terreno en una determinada región, a lo que se denomina peligro sísmico. El segundo es la probabilidad de que una cierta estructura sufra algún daño, por la acción de un terremoto, que se conoce como vulnerabilidad de esa estructura.

El conjunto de estos dos conceptos expresa en términos de valor económico un costo, el cual es conocido actualmente como riesgo sísmico.

De esta forma son separados los aspectos puramente sismológicos, correspondientes al peligro sísmico, de los aspectos de la Ingeniería sobre el comportamiento de la estructuras, que se conoce como Vulnerabilidad.

El peligro sísmico en una determinada región es el efecto en el terreno producido por los terremotos relativamente próximos. Este efecto puede ser representado por la aceleración, velocidad o desplazamiento, o por la intensidad sentida en esa región. Para evaluar estos efectos en la región de interés, es necesario corregir los efectos causados en la zona epicentral a través de funciones propias de atenuación con la distancia.

Para evaluar el peligro sísmico existen dos procedimientos: el determinístico y el probabilístico. De acuerdo con Udiaz & Mezcua (1986), los métodos determinísticos basados en el principio que la sismicidad futura de una región será idéntica a la del pasado, determinando así los valores máximos de los parámetros de sismicidad a partir de los sismos ocurridos en el pasado. Cuando la actividad sísmica de una región no es bien conocida, los parámetros de sismicidad para sismos de mayor magnitud son extrapolados a partir de una relación de frecuencia - magnitud incompleta. Los métodos determinísticos son mucho más sensibles a completar los catálogos sísmicos.

Los métodos probabilísticos parten de un supuesto que conociendo de forma apropiada la actividad sísmica pasada, a través de catálogos sísmicos confiables y tan completos como sea posible, se pueden establecer leyes estadísticas que gobiernan los fenómenos sísmicos en una región, teniendo como resultado final, el obtener la probabilidad de ocurrencia de los distintos niveles de Intensidad de las vibraciones sísmicas de la tierra, en un lugar de Interés, y en un determinado Periodo de Tiempo. Los

métodos probabilísticos consideran que los terremotos están agrupados en fuentes Sismogénicas, es decir que corresponden a un mismo origen tectónico, además permite obtener la distribución de las probabilidades para distintos niveles de Magnitud.

En este trabajo fue utilizado el programa PCAT (Rodriguez 2001) para procesar los datos hipocentrales recolectados para la región de estudio. Este programa sirve de mucha ayuda para elaborar mapas de sismicidad, perfiles sísmicos (o también llamados secciones transversales), lo cual permite delinear la zona de contacto entre las placas, y a la vez mostrarnos las zonas con concentraciones de sismicidad. Este programa tiene incorporado en su base de datos, la ubicación de los diferentes tipos de fallas existentes en todo el Perú. Este software esta especialmente diseñado para el Perú.

Haciendo uso de las hojas de cálculo, fue posible elaborar distribuciones temporales (Magnitud - Tiempo, Profundidad - Tiempo), graficar la relaciones de Frecuencia - Magnitud, y hacer varias proyecciones del valor de h , de acuerdo a cada tipo de ajuste, llámese mínimos cuadrados o máxima verosimilitud. También se aprovechó para graficar la relación Frecuencia Acumulada - Magnitud.

4.2. CATÁLOGO SÍSMICO

En esta Tesis se ha trabajado con el último catálogo sísmico del Perú, recientemente publicado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2001-a), el cual incluye una base de datos, que comprende del año 1471-1982 (en donde se ha recopilado toda la información existente en esos años, de anteriores catálogos sin repetición de eventos, y con parámetros

hipocentrales corregidos), complementado con la información de los últimos años (IGP, 2001-b) que comprende desde agosto de 1982 hasta diciembre de 1999 (que viene a ser muy confiable, a pesar de que falta su revisión y actualización).

Inicialmente existieron varios trabajos en donde se buscó recopilar toda la información existente en la zona, para poder elaborar un catálogo en donde se cuente con la mayor cantidad de parámetros hipocentrales posible, acerca de los sismos históricos existentes en la región de estudio, y de esa manera tener una idea exacta de que tan destructivos fueron, y a la vez sirvan para estudios de predicción sísmica.

El último catálogo sísmico del IGP, hace mención a tres catálogos que sirvieron de base para el proceso de revisión y actualización de los parámetros hipocentrales, de los sismos ubicados en el Perú. Estos catálogos fueron los siguientes:

✓ **Catálogo Sísmico República del Perú (1471 - 1982)**

Por: Leonidas Ocola

Proyecto SISAN

Publicado en 1984.

✓ **Catálogo Sísmico del Perú (1500 - 1984)**

Por: A. Espinoza, L. Casaverde, J. Michel, J. Alva, J. Vargas - Newman

Instituto Geográfico Nacional de España

US Geological Survey

Pontificia Universidad Católica del Perú

Universidad Nacional de Ingeniería

Publicado en 1985.

✓ **Catálogo Sísmico del Perú (1500 - 1982)**

Por: Daniel Huaco

Instituto Geofísico del Perú

Proyecto SISRA

Publicado en 1986.

El análisis de la información contenida en estos catálogos, permitió observar que los parámetros hipocentrales de algunos sismos eran diferentes, en cada uno de los catálogos. Por esta razón el IGP se vió en la necesidad de integrar toda esta información en un catálogo único, tomando como base el publicado por esta misma institución, en el año 1986.

En el último catálogo del IGP se tomó en cuenta que, para un mejor manejo de la información se procedió a dividir el catálogo original en dos partes:

- Sísmicidad Histórica (periodo 1471 - 1960)
- Sísmicidad Instrumental (periodo de 1961 - 1982)

Cuando llegaron a analizar el total de la información sísmica instrumental, esta permitió llevar a la conclusión que el parámetro focal mas inestable lo viene a constituir la profundidad del sismo, debido que esta depende del número y la distribución azimutal de las estaciones sísmicas, del número de fases utilizadas, de la relación distancia / profundidad (d/h) y de la magnitud del sismo (IGP, 2001-a).

En este último catálogo, no se cuenta con la información de los últimos sismos ocurridos en el Perú. Esto último viene a formar parte de un segundo proyecto del IGP, del cual, para esta Tesis se contó con la información última que se disponía en el IGP, que incluye el resto de años hasta el año 1999, lo cual viene a ser una información muy fiable (IGP, 2001-b).

4.3. ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD

La sismicidad puede ser representada en espacio y tiempo, a través de mapas, secciones transversales, histogramas, distribuciones Magnitud - Tiempo y Profundidad - Tiempo, así como también por representaciones tridimensionales.

4.3.1. Mapas de Epicentros

Estos mapas permiten tener una visión de la distribución geográfica de la actividad sísmica. En base a la distribución epicentral es posible definir las zonas sísmicamente activas e inactivas, así mismo tener una noción cualitativa del índice de sismicidad de la zona activa.

A nivel Mundial, basándose en los mapas de epicentros, se pudieron reconocer y definir las siguientes zonas activas: El Cinturón Circum - Pacífico (alrededor del Océano Pacífico), en la región del Mediterráneo - Himalaya (desde la Isla de Azores hasta el litoral del Continente Asiático), y el sistema Complejo de las Cordilleras Submarinas (En Meso - Atlántica, en el Océano Índico y en el Pacífico Oriental, en frente de la costa Occidental de América del Sur). El estudio de la distribución de la actividad sísmica de la Tierra, fue uno de los factores importantes no

establecidos en la Teoría de la Tectónica de Placas, que interpreta esta distribución de acuerdo con el modelo de Geotectónica Global. Los mayores índices de sismicidad están asociados con los bordes de placas tectónicas (ver Fig. 2.3).

En una escala mayor, a nivel regional, los mapas de sismicidad ayudan en la determinación de las zonas sismogénicas presentes en una región. Richter (1958) basándose en los mapas de epicentros, hizo un análisis de sismicidad y de su relación con los rasgos tectónicos, concluyendo que la misma es una consecuencia de la evolución tectónica a lo largo del tiempo geológico. Del mismo modo, Lomnitz & Rosenblueth (1976), destacan las dificultades y los peligros de pronosticar una actividad sísmica futura, basándose únicamente en los catálogos sísmicos, cuando el registro geológico puede ser utilizado para complementar, o aun para sustituir, el registro histórico en la evaluación de la sismicidad futura y del riesgo sísmico, a través de estudios de Paleosismología.

4.3.2. Perfiles de Sismicidad (Secciones Transversales)

Estas secciones transversales han sido elaboradas para conocer la morfología de los rasgos sismotectónicos, a través de la distribución espacial de los hipocentros, que son proyectados en planos verticales convenientemente orientados (ver más adelante en el CAPÍTULO 6). El análisis de los perfiles sísmicos permitirá determinar que los sismos producidos en las Cordilleras Oceánicas son superficiales, en cuanto que los sismos mas profundos se presentan en las márgenes activas de los continentes. En América del Sur, los sismos son superficiales en la zona de la Costa y profundos en el interior del continente, formando la

denominada Zona de W - B, debido a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana.

4.3.3. Otras Representaciones de Sismicidad

La Sismicidad puede ser analizada considerando lo siguiente:

4.3.3.1. *La distribución Magnitud - Tiempo*

Que sirve para representar las variaciones de la magnitud a lo largo del tiempo y estimar las magnitudes predominantes en la región; también permite una evaluación de la información del Catálogo (si se encuentra completa en su mayor parte) y determinar los periodos de bajo o alto índice de actividad sísmica en la región de estudio.

4.3.3.2. *La distribución Profundidad - Tiempo*

Permite representar la distribución de los hipocentros a lo largo del tiempo, lo que ayuda a la definición de las fuentes sismogénicas.

4.3.3.3. *Los Histogramas*

Vienen a ser recursos estadísticos para poder conocer la distribución del número de sismos de determinada característica (m_b o profundidad).

4.3.3.4. *Las Representaciones Tridimensionales*

Sirven para tener una mejor idea de la configuración de las zonas sismogénicas en el espacio.

4.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SISMICIDAD

4.4.1. Relación Frecuencia - Magnitud

Gutenberg & Richter (1954) desarrollaron relaciones empíricas para representar la frecuencia de ocurrencia de los sismos de diferente magnitud y propusieron la siguiente relación:

$$\text{Log } N = a - b M \quad (4.1)$$

Donde N es el número de temblores con magnitud igual a $M \pm \delta M/2$, que ocurrieron en un intervalo de tiempo en una determinada región, a y b son constantes y serán determinadas por mínimos cuadrado, δM es el incremento de la escala de magnitud que está siendo utilizada. La distribución real del $\text{Log } N$, normalmente muestra valores pequeños para las menores magnitudes, como consecuencia de contar con un Catálogo Sísmico Incompleto a partir de una determinada magnitud de Inicio (M_1). La ecuación (4.1) es ajustada solamente para valores de $M > M_1$.

N es conocido también como la frecuencia simple, singular, normal, incremental, integral, de intervalo, o no acumulativo (Bath, 1981). En este caso el parámetro a representa el logaritmo del número de temblores de magnitud cero, y según Bath (1981), es una medida de la actividad sísmica. El parámetro a depende del intervalo de observación, de la extensión del área analizada y del nivel de actividad sísmica (Mogi, 1967).

El parámetro b , representa la inclinación de la recta en la relación 4.1, correspondiendo a la proporción de sismos de determinada magnitud

(Udiaz & Mézcua, 1986). A partir de la ecuación 4.1 podemos determinar el periodo de retorno de los sismos de magnitud M , que ocurren en la región de estudio.

El parámetro b también ha sido motivo de una serie de estudios que sugieren una relación de este parámetro con las características tectónicas del área cuya sismicidad está siendo estudiada. De acuerdo con Bullen & Bolt (1987) este parámetro puede ser utilizado en predicción sísmica y para estudios sismotectónicos comparativos. Fue observado por esos autores, que en una determinada región el valor de b cambia con el tiempo y con la localización dentro de la región, en consecuencia el valor medio y la variancia de b también deben de cambiar. Esto quiere decir que el parámetro b , puede ser considerado en general, como un proceso estocástico no estacionario. Sin embargo, para intervalos de tiempo cortos y áreas menores, el parámetro b puede ser considerado como estacionario y constante.

Diversos investigadores encontraron que el valor de b oscila entre 0.3 y 1.5, dependiendo de la región estudiada, de la profundidad focal dominante y del nivel de tensión existente en la región (Lomnitz & Rosenblueth, 1976; Lee & Stewart, 1981; Udías & Mézcua, 1986). Un valor medio aproximado a nivel mundial, del valor de b , viene a ser 1. Valores menores son normalmente característicos de Fallas Continentales y de Regiones con sismos profundos, al igual que valores mayores de 1 son típicos de dorsales Meso - Oceánicas (Fowler, 1994).

Bath (1981) menciona que valores grandes de b también han sido asociados frecuentemente a estructuras tectónicas con gran heterogeneidad. Este autor menciona también que utilizando datos

obtenidos en experimentos de Rotura en Laboratorio, fue encontrado que valores elevados de tensión están acompañados de valores pequeños de b y que valores bajos de tensión resultan en valores grandes de b . Udiaz & Mézcua (1986) sugieren también que el valor de b está relacionado con las características físicas de cada región, de modo que un valor alto de b implica un predominio de sismos de pequeña magnitud, es decir, una región tiene poca resistencia para la acumulación de esfuerzos, en cuanto que un valor bajo de b indica que predominan los sismos de magnitud mayor, es decir corresponde a un medio con mayor resistencia (ver Fig. 4.1). Esto último conlleva a decir que valores de b menores de 1, normalmente indican una actividad tectónica moderada, al igual que valores de b mayores de 1 son típicos de zonas con actividad tectónica considerable (Canas & Banda, 1994).

Además, las variaciones temporales de b son utilizadas en la predicción de terremotos. Varios estudios fueron efectuados con esta finalidad, por ejemplo Lee & Stewart (1981) menciona un trabajo realizado por Suyehiro en 1964, quién utilizó premonitores y réplicas de un sismo mayor. En ese caso el valor de b para los sismos premonitores era 0.35 y para las réplicas era 0.76, en una región donde el valor normal de b es 0.8.

La Utilización de la frecuencia acumulativa $\text{Log } \Sigma N$, tiene mucha importancia especialmente para los estudios de Predicción Sísmica, así como para la evaluación del Riesgo Sísmico (Bath, 1978). La relación para ΣN , desde el punto de vista teórico, fue deducido por el propio Bath (1978), sugiriendo una sumatoria de la ecuación 4.1, considerando una progresión geométrica finita, para lo cual inicia con un valor definido de M y termina con $M_{m\acute{a}x}$ (para $N=1$ o $M_{m\acute{a}x} = a/b$). Este valor de $M_{m\acute{a}x}$

corresponde al máximo valor de los datos utilizados en la ecuación 4.1 y no al máximo absoluto.

La ecuación resultante para la frecuencia acumulativa definida por Bath (1978), es:

$$\text{Log } \Sigma N = a - bM + \text{Log} \frac{1 - 10^{-b \cdot \Delta M} \cdot 10^{-(a-b \cdot M)}}{1 - 10^{-b \cdot \Delta M}} \quad (4.2)$$

Este autor resalta que la relación lineal del $\text{Log } N - M$, lleva a una relación no lineal de $\text{Log } \Sigma N - M$, donde la inclinación de b es asintóticamente aproximada para valores pequeños de M .

En los casos de la estadística de predicción sísmica, varios métodos son usados para expresar la probabilidad de ocurrencia de los sismos, los cuales son iguales o mayores a una magnitud dada.

En esa situación una relación lineal entre $\text{Log } \Sigma N - M$, constituye la más simple y precisa representación (Bath, 1979).

4.4.2. Máxima Verosimilitud

De acuerdo con la formula de Utsu (1966) la estimación de la máxima verosimilitud del parámetro b puede ser obtenida de la siguiente relación:

$$b = \frac{\text{Loge}}{M - M_1} \quad (4.3)$$

Donde M es la magnitud media, de las magnitudes mayores que el inicial M_1 (que es determinada para el cálculo de la ecuación 4.1), correspondiente a:

$$M = \frac{\sum(NM)_i}{\sum N_i} \quad (4.4)$$

Los valores de i varían desde 1 hasta n , siendo 1 el primer valor mayor que el inicial M_1 . La desviación estándar de b en este caso está dado por $\sigma = b / \sqrt{n}$. Donde n es el número de observaciones con $M > M_1$.

Bath (1981) presenta la siguiente relación mencionada anteriormente, para el cálculo del parámetro a :

$$a = \text{Log} \sum N_i - \text{Log}(\sum 10^{-b \cdot M_i}) \quad (4.5)$$

Donde N_i es el número de sismos con magnitud M_i , b es el valor calculado con la ecuación 4.3, y M_i vienen a ser todas las magnitudes con valores mayores que M_1 .

Con los valores de a y b calculados a través de las ecuaciones 4.5 y 4.3, es posible describir una ecuación semejante a la ecuación 4.1, a partir de la cual podemos calcular también el periodo de retorno para los sismos de una determinada magnitud (M).

4.4.3. Periodo de Retorno medio

Si N es el número de sismos esperado por año, entonces definimos al Periodo de retorno medio T (en años) como la inversa de N . Por ejemplo el periodo medio de retorno de un sismo de magnitud mayor que m será:

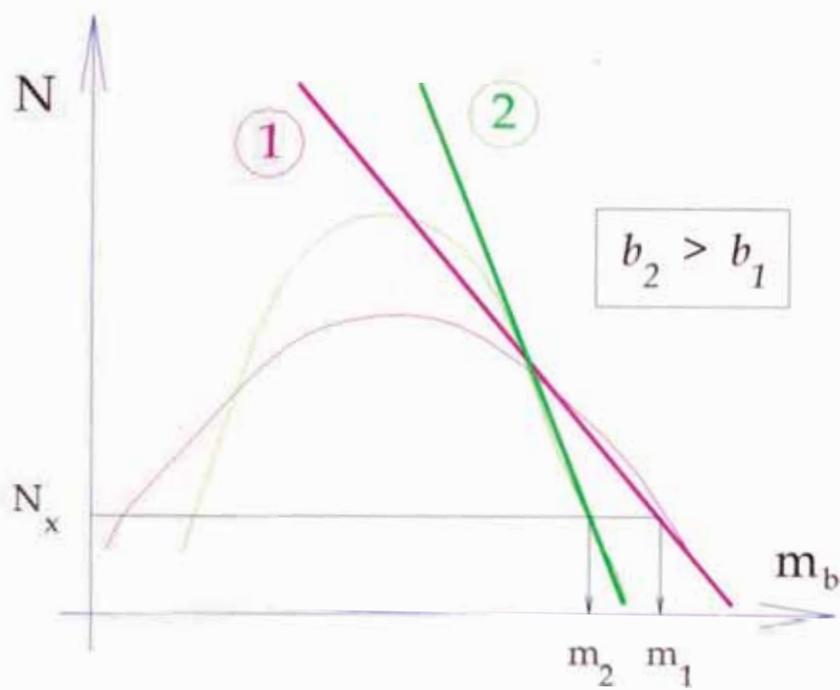


Fig. 4.1 Rectas de ajuste para dos fuentes sismogénicas, en donde la fuente 1 tiene más sismos de elevada magnitud comparado con la fuente 2.

$$T_m = 1 / N_{(m)} \quad (4.6)$$

El periodo de retorno en una gráfica será mayor, si la pendiente es mayor (ver Fig. 4.2).

4.4.4. Peligro Sísmico

La predicción estadística de los sismos que es expresada por el valor del Peligro Sísmico, es de gran importancia en la Ingeniería para la prevención de catástrofes, que pueden ser provocadas por los terremotos. Además en la sismología ese parámetro sirve como un índice representativo de sismicidad, que puede ser utilizado en un mapeo sismológico, conjuntamente con otros parámetros sismológicos (Bath, 1979).

Bath en 1979, define al peligro sísmico utilizando la frecuencia acumulativa, y lo expresa de la siguiente manera:

$$R = 1 - \exp(-\tau_r / T_r) \quad (4.7)$$

En donde τ_r es el periodo de referencia (tiempo de vida útil), T_r es el periodo de retorno en años.

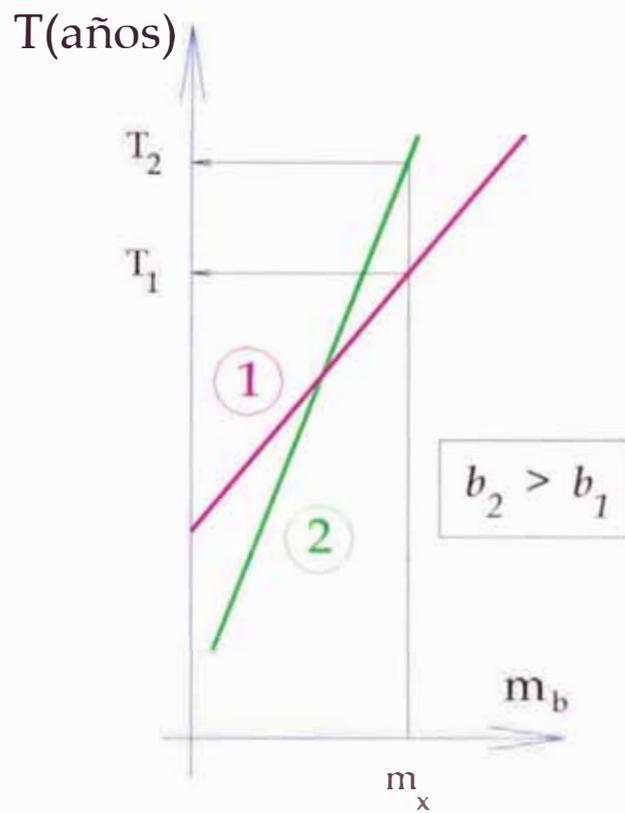


Fig. 4.2 Gráfica del Periodo de Retorno para las fuentes de la Fig. 4.1. Se aprecia que los sismos de mayor magnitud tienen un largo periodo de retorno en una gráfica en donde el valor de b sea alto.

4.5. CÁLCULO DE LOS COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA UTILIZANDO EL MÉTODO DE LAS 2 ESTACIONES

La atenuación no solo depende de la distribución geométrica de la energía radiada desde el foco sino que también es consecuencia de fenómenos de absorción y dispersión de ondas.

4.5.1. Determinación de los coeficientes de anelasticidad

El cálculo de los coeficientes de atenuación anelásticos $\gamma(\omega)$ depende solo de las amplitudes de las ondas corregidas de expansión geométrica, atenuación y respuesta instrumental, no siendo necesaria información sobre las fases de la onda.

Para ondas Rayleigh, la amplitud registrada en una estación a una distancia r de la fuente se expresa como:

$$A(\omega, r) = A_0(\omega, r) (\sin \Delta)^{-1/2} e^{-\gamma(\omega)r} I(\omega) \quad (4.8)$$

Puesto que: $G(r) = (\sin \Delta)^{-1/2}$ y $L(\omega, r) = e^{-\gamma(\omega)r}$

en donde:

Δ es la distancia epicentral en grados.

$A(\omega, r)$ es la amplitud espectral en la estación.

$A_0(\omega, r)$ es la amplitud espectral en el foco.

$G(r)$ es el factor debido a la expansión geométrica y representa la disminución de la energía por unidad de

volumen con la distancia al foco debido al ensanchamiento del frente de ondas.

$L(\omega, r)$ es el factor de atenuación debido al comportamiento anelástico del medio de propagación.

$I(\omega)$ representa la respuesta instrumental.

Esta ecuación viene a ser la base para cálculos posteriores.

4.5.1.1. *Método de las dos estaciones*

Este método consiste en comparar los registros de un mismo terremoto obtenidos en dos observatorios, en donde la amplitud de la onda en el observatorio mas alejado ha decrecido respecto al primero por el efecto de dispersión geométrica de la energía y por la propia anelasticidad (Olarte, 1998).

Se debe determinar los coeficientes $\gamma(\omega)$ a partir del cociente de los espectros de amplitudes registrados en dos estaciones alineadas con la fuente.

Este método presenta dos ventajas:

- a. No es necesario el conocimiento del espectro de amplitud en la fuente.
- b. Permite obtener los coeficientes de atenuación promedio del medio comprendido entre las dos estaciones.

Basándose en la Fig. 4.3 se llega a plantear la siguiente ecuación:

donde:

$$\gamma_2(\omega)r_2 = \gamma_1(\omega)r_1 + \gamma_E(\omega)r_E \quad (4.9)$$

en donde $\gamma_E(\omega)$ es el coeficiente de atenuación entre las estaciones y r_E es la distancia entre ellas.

De acuerdo a las ecuaciones 4.8 y 4.9 se llega a determinar:

$$\gamma_E(\omega) = \frac{\text{Ln} \left(\frac{A_1(\omega, r_1)(\sin \Delta_1)^{1/2} I_2(\omega)}{A_2(\omega, r_2)(\sin \Delta_2)^{1/2} I_1(\omega)} \right)}{r_E} \quad (4.10)$$

La aplicación de este método exige que el epicentro este situado en el círculo máximo determinado por el par de estaciones, con lo que se evitan los errores debido a la dependencia azimutal del modelo radiativo; de otro modo se estarían computando como debido a la atenuación aquellas diferencias debidas simplemente a la radiación en la fuente (Posadas, 1996).

Para distancias cortas (atenuación local) es necesario que los coeficientes de atenuación esperados sean altos, con lo que la diferencia en amplitud de las dos estaciones es grande.

Los fenómenos de atenuación están directamente relacionados con la Tectónica y la geología de la zona afectada, así como con las características de sus materiales (propiedades Físico - Químicas de las rocas constituyentes).

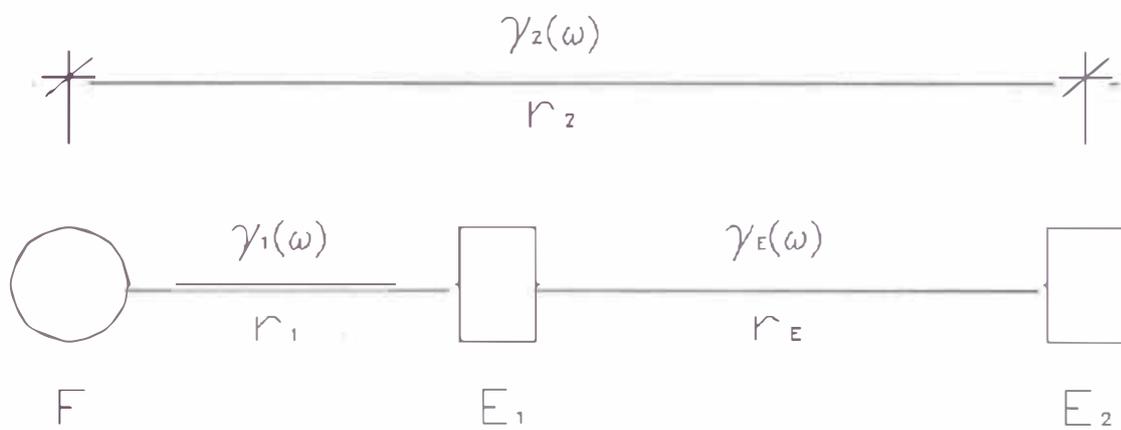


Fig. 4.3 Esquema de la distribución espacial de la fuente (F) y estaciones sísmicas (E_i), para la determinación de los coeficientes de atenuación espacial mediante el método de las dos estaciones.

4.6. RESUMEN

- El peligro sísmico de una región es el efecto en el terreno, producido por los terremotos relativamente próximos.
- La vulnerabilidad sísmica viene a ser la probabilidad de que una cierta estructura sufra algún daño por la acción de un terremoto.
- El riesgo sísmico viene a ser la combinación del peligro sísmico más la vulnerabilidad sísmica, en donde se cuantifica los daños y pérdidas.
- El análisis de la distribución de la sismicidad se puede realizar mediante la realización de: mapas de epicentros, perfiles sísmicos, distribuciones de Magnitud vs. Tiempo o Profundidad vs. Tiempo, etc.
- Los mapas de epicentros, ayudan a tener una visión de la distribución geográfica de la actividad sísmica.
- Los perfiles sísmicos permitieron delinear la geometría de la zona de W - B.
- La distribución de la Magnitud vs. Tiempo, nos permite estimar las magnitudes predominantes en la región.
- La distribución Profundidad vs. Tiempo, nos permite ver la distribución de los hipocentros, así como también permite definir las fuentes sismogénicas, en vista que permite ver las concentraciones de sismicidad, y a que profundidad se dan.
- Para realizar el análisis estadístico de la sismicidad, se recurre a la ecuación de Gutenberg & Richter en donde para poder determinar los valores de a y b , se procede a realizar por medio de dos ajustes: el de mínimos cuadrados y el de máxima verosimilitud. Bath propuso el análisis de la curva de frecuencia acumulada vs. magnitud, para estudios de predicción sísmica, en donde la información es ajustada por mínimos cuadrados.

- El valor de b sirve para realizar estudios de predicción sísmica, así como también, permite realizar estudios sismotectónicos comparativos. Este valor cambia con el tiempo y con la localización dentro de la región.
- Cuando el valor de b es menor que 1, el terreno podría tener una elevada tensión, lo cual implica que estamos hablando de una zona tectónicamente antigua, con un valor bajo de atenuación, y que da como resultado un “Peligro Sísmico menor”. Cuando b es mayor que 1 se podría producir todo lo contrario.
- Las ondas sísmicas se atenúan por el efecto de su propagación en el medio.
- El decaimiento de la amplitud de las ondas por el efecto de la atenuación, nos permite definir las características del medio.
- El método de las dos estaciones permitirá determinar el coeficiente de atenuación entre ambas, lo cual servirá para calcular el parámetro Q (factor de calidad), que ayudará a definir algunas características del terreno (Litósfera). Este método no pudo ser aplicado en esta investigación en vista se necesitaba registros sísmicos de dos estaciones que se encuentren relativamente alineadas con la fuente generadora del evento sísmico.

CAPÍTULO 5

BASE DE DATOS

5.1. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD HISTÓRICA

La Sismicidad Histórica de la región en estudio fue recopilada por el Catálogo Sísmico del Perú (IGP 2001-a), en donde el IGP buscó unificar en un catálogo, los ya existentes. En este último catálogo, figuran todos los sismos considerados como históricos (anteriores a la etapa de sismicidad instrumental en el Perú), que vienen a ser del año 1471 - 1960 (ver Fig. 5.1).

En el Catálogo se menciona que se realizó un trabajo que comprendió varias partes (IGP 2001-a), entre las cuales podemos mencionar:

- *Elaboración de Mapas y Secciones Verticales*, los cuales se realizaron para poder ver la distribución de los focos en superficie y profundidad para las regiones Norte, Centro y Sur del Perú. Con esto mismo se pudo realizar comparaciones con los otros catálogos.

- *Revisión Bibliográfica*, en donde se buscó revisar toda la información disponible a cerca de estos sismos, como también se procedió a corregir o modificar algunos parámetros hipocentrales, tales como la profundidad y la magnitud del evento, o agregar otro que no se haya considerado (momento sísmico, magnitud – energía).
- *Asignación del Código S*, que viene a ser la asignación de una profundidad de 100 km., a focos cuya profundidad es considerada de tipo intermedio. En todo el Perú fueron 16 sismos, que se corrigieron con esta profundidad.
- *Regionalización de Flinn*, en donde todos los sismos fueron revisados y codificados, utilizando la nueva versión del código “Flinn – Engdahl” (Young et al, 1996).
- *Resultados*, en donde se muestra el resumen de todo el trabajo, el cual es:

15 sismos modificados en su tiempo origen (T.O.).

94 sismos modificados en coord. epicentrales (Lat. y Long.).

99 sismos modificados en profundidad (h).

839 sismos modificados en su magnitud m_b .

3 sismos modificados en su magnitud M_s .

58 sismos a los que se les añadió la magnitud M_s .

11 sismos a los que se les añadió la magnitud M_w .

13 sismos a los que se les añadió el Momento Sísmico.

Anterior a la etapa de la sismicidad instrumental en el Perú, no existían sismógrafos que permitan dar una idea sobre la magnitud del evento, por lo que el único registro con que se cuenta viene a ser, los testimonios de las personas. Por esta razón, no se sabe exactamente la magnitud de los eventos históricos, y se desconocen muchos que no han sido percibidos por la población.

En vista de eso, en el análisis estadístico no se consideró los sismos históricos, pero si se tomo en cuenta en el Diagrama Espacio - Tiempo y en algunos Mapas de Sismicidad, para tener una idea de como están distribuidos, en el tiempo y en el espacio.

Cabe mencionar que en nuestra zona de estudio, se cuenta con tan sólo 1435 eventos sísmicos, de los cuales, la gran mayoría no tiene información sobre la Magnitud y la Profundidad de los mismos (ver la Fig. 5.2 y la Tabla 5.1).

Entre los eventos más importantes que se pueden destacar, podemos mencionar:

24.11.1604 (30 km.)	7.0 m_b , 9.4 M_s
20.10.1687 (30 km.)	8.2 M_s , 8.6 M_w (fuera del área de estudio)
21.10.1687 (60 km.)	7.2 M_s , 8.0 M_w
13.05.1784 (27 km.)	7.8 m_b , 8.0 M_s , 8.4 M_w
13.08.1868 (sin prof.)	8.8 M_w (Latitud -16.40)
13.08.1868 (25 km.)	8.6 M_s (Latitud -18.29)

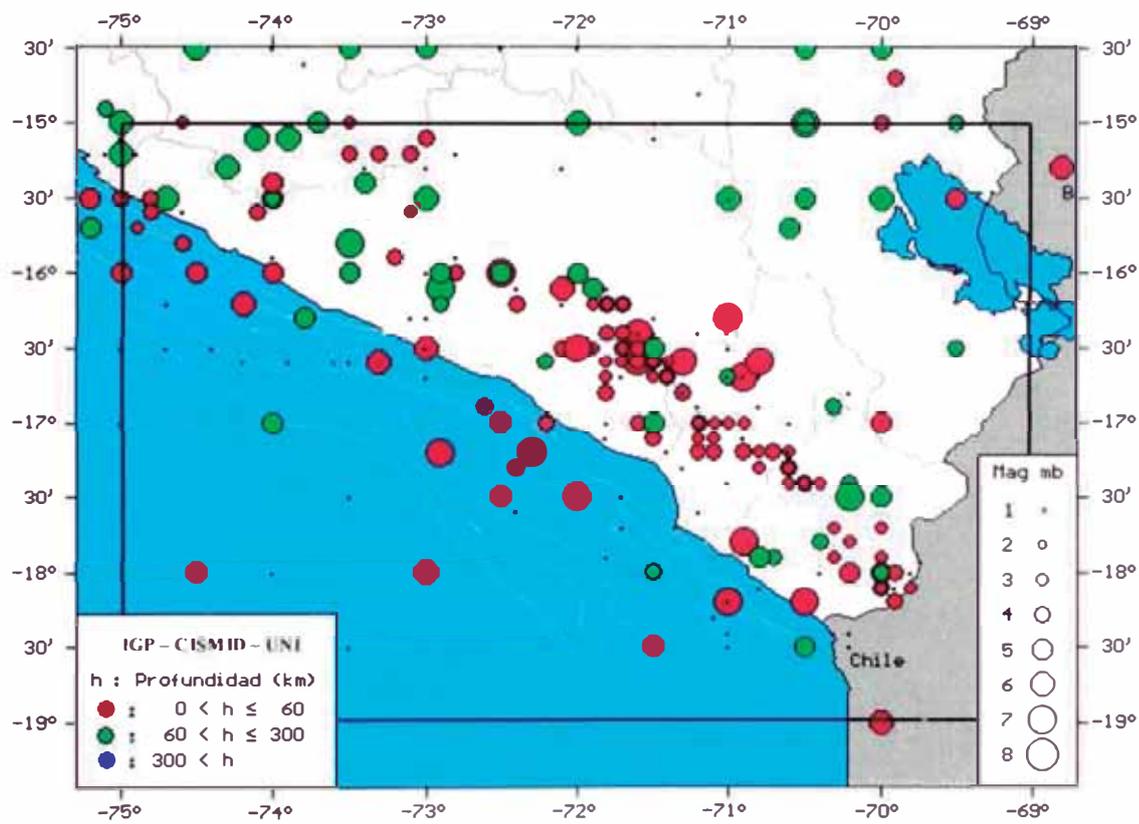


Fig. 5.1 Sismicidad en la región Sur - Occidental del Perú, entre los años 1471 - 1960
(Sismicidad Histórica).

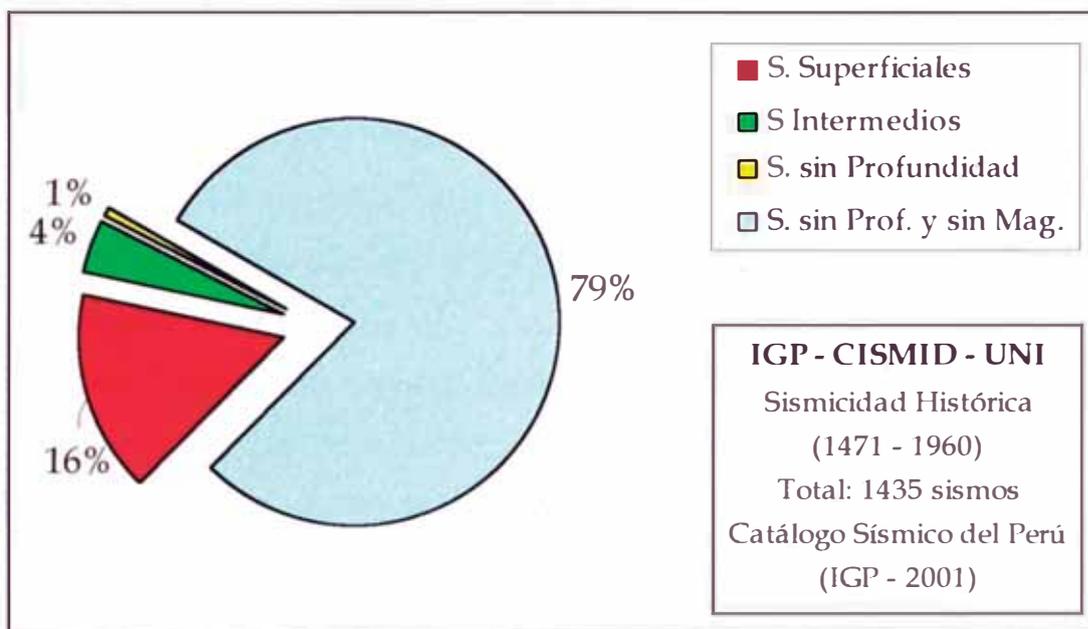


Fig. 5.2 Estadística de la Información Sísmica Histórica en la región de estudio.

Sismos Superficiales	Sismos Intermedios	Sismos sin Profundidad	Sismos sin Prof. y sin Magnitud	TOTAL
232	58	11	1134	1435
16.17%	4.04%	0.77%	79.02%	100.00%

Tabla 5.1 Distribución de la Información Sísmica Histórica en la región de estudio.

5.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La Sismicidad Instrumental de la región en estudio fue recopilada por el Catálogo Sísmico del Perú (IGP 2001-a), en donde se incluyen los sismos del año 1961 - 1982.

Los años de 1961 - 1982, están incluidos en el catálogo último del IGP en donde también se realizó un trabajo que comprendió varias partes, entre las cuales podemos mencionar:

- *Elaboración de Mapas y Secciones Verticales*, los cuales se realizaron para poder ver la distribución espacial de los focos en superficie y profundidad para las regiones Norte, Centro y Sur del Perú. Con esto mismo se pudo realizar comparaciones con los otros catálogos.
- *Catálogo de Engdahl*, en donde se buscó revisar y analizar el catálogo de Engdahl et al (1998), con el objeto de añadir sismos no considerados en el catálogo base, o corregir algunos parámetros hipocentrales.
- *Catálogo de CERESIS*, que sirvió para poder agregar al catálogo base un total de 131 sismos.
- *Corrección de la Profundidad*, se realizó una corrección de varios sismos contenidos en el catálogo original, para lo cual se ayudaron de las publicaciones realizadas en los boletines del ISS, USGS NEIC, PDR con el objetivo de buscar lecturas de fases reflejadas en

la superficie libre (pP y sP), y poder corregir la profundidad del foco.

- *Asignación del Código S*, que viene a ser la asignación de una profundidad de 100 km., a focos cuya profundidad es considerada de tipo intermedio. En todo el Perú fueron 78 sismos, que se corrigieron con esta profundidad.
- *Regionalización de Flinn*, en donde todos los sismos fueron revisados y codificados, utilizando la nueva versión del código “Flinn - Engdahl” (Young et al, 1996). Se llegó a asignar el código Flinn a 480 sismos.
- *Cálculo del Momento Sísmico (M_0) y la Magnitud - Energía (M_w)*, se buscó encontrar una relación lineal entre M_0 vs. m_b y M_0 vs. M_s , basándose en los sismos, en donde se contaba con estos datos.
- *Resultados*, en donde se muestra el resumen de todo el trabajo, el cual es:

420 sismos modificados en su tiempo origen (T.O.).

988 sismos modificados en coord. epicentrales (Lat. y Long.).

1056 sismos modificados en profundidad (h).

637 sismos modificados en su magnitud m_b .

16 sismos a los que se les añadió la magnitud M_s .

1299 sismos a los que se les añadió la magnitud M_w .

1545 sismos a los que se les añadió el Momento Sísmico.

A partir de Agosto de 1982 se trabajó con el catálogo que disponía el IGP, el cual esta en proceso de revisión, y solo estaba disponible hasta el año de 1999 (IGP 2001-b).

Es por esta última razón, que se pudo trabajar con una información sísmica, que comprende los años 1961 – 1999 (ver Fig. 5.3).

Cabe mencionar que en nuestra zona de estudio, se cuenta con tan sólo 1551 eventos sísmicos, de los cuales, la gran mayoría de sismos son de profundidad intermedia y la cantidad de sismos de profundidad superficial es casi igual a la cantidad de sismos en donde no se dispone la información suficiente sobre la Magnitud y Profundidad de los mismos (ver la Fig. 5.4 y la Tabla 5.2).

Entre los eventos más importantes que se pueden destacar, podemos mencionar ($m_b \geq 6.0$):

26.01.1964 (116.2 km.)	6.1 m_b , 6.5 M_w
31.12.1977 (51 km.)	6.0 m_b , 6.1 M_w
16.02.1979 (52.6 km.)	6.2 m_b , 6.9 M_s
12.04.1988 (33 km.)	6.1 m_b
29.11.1989 (30 km.)	6.1 m_b
24.05.1991 (159 km.)	6.3 m_b
10.05.1994 (43 km.)	6.1 m_b
03.04.1999 (93 km.)	6.0 m_b

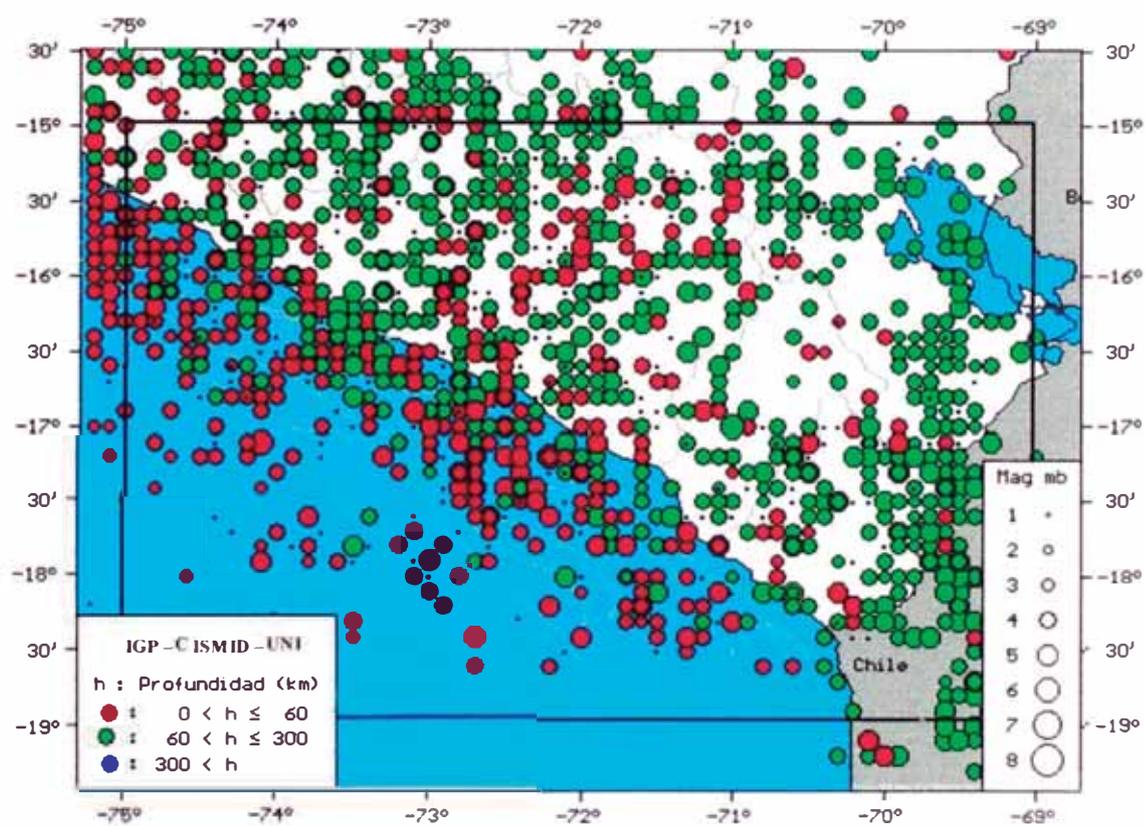


Fig. 5.3 Sismicidad en la región Sur - Occidental del Perú, entre los años 1961 - 1999 (Sismicidad Instrumental).

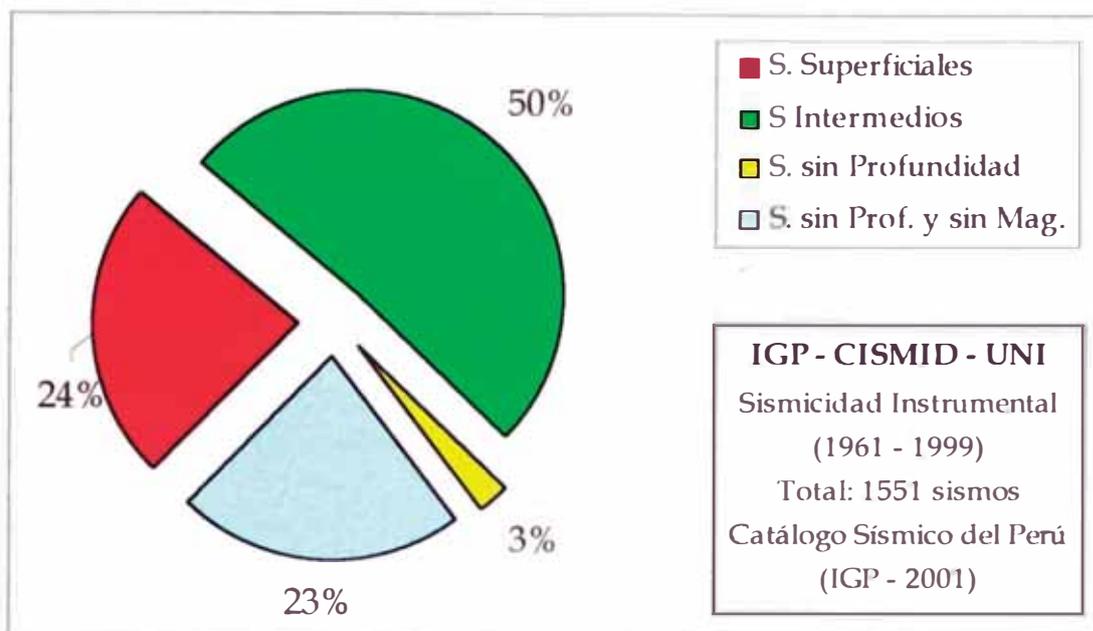


Fig. 5.4 Estadística de la Información Sísmica Instrumental en la región de estudio.

Sismos Superficiales	Sismos Intermedios	Sismos sin Profundidad	Sismos sin Prof. y sin Magnitud	TOTAL.
369	793	39	350	1551
23.79%	51.13%	2.51%	22.57%	100.00%

Tabla 5.2 Distribución de la Información Sísmica Instrumental en la región de estudio.

5.2.1. Evaluación de las Magnitudes

5.2.1.1. Determinación de la relación $M_o - m_b$

Este trabajo se realizó buscando una relación lineal entre las dos magnitudes, la cual se pudo establecer, considerando todos aquellos sismos para los cuales se conocía los valores de $M_o - m_b$.

De acuerdo al último catálogo del IGP, se llegó a determinar la siguiente relación:

$$\text{Log}(M_o) = 1.66 m_b + 15.64 \quad (\text{IGP, 2001-a}) \quad (5.1)$$

en donde M_o resulta expresado en dina - cm.

La gráfica de esta relación se muestra en la Fig. 5.5, en donde cabe mencionar, que esta relación se estableció para sismos ocurridos en el periodo de 1961 - 1982, en todo el Perú.

5.2.1.2. Determinación de la relación $M_o - M_s$

Este trabajo se realizó buscando una relación lineal entre las dos magnitudes, la cual se pudo establecer, considerando todos aquellos sismos para los cuales se conocía los valores de $M_o - M_s$.

De acuerdo al último catálogo del IGP, se llegó a determinar la siguiente relación:

$$\text{Log}(M_o) = 1.22 M_s + 18.06 \quad (\text{IGP, 2001-a}) \quad (5.2)$$

en donde M_0 resulta expresado en dina - cm.

La gráfica de esta relación se muestra en la Fig. 5.6, en donde cabe mencionar, que esta relación se estableció para sismos ocurridos en el periodo de 1961 - 1982, en todo el Perú.

5.2.1.3. Determinación de la relación $m_b - M_s$

Esta última relación se determinó en base a las dos últimas, para poder realizar algunos cálculos de manera directa, y viene a ser:

$$m_b = 0.73 M_s + 1.46 \quad (5.3)$$

$$M_s = 1.36 m_b - 1.98 \quad (5.4)$$

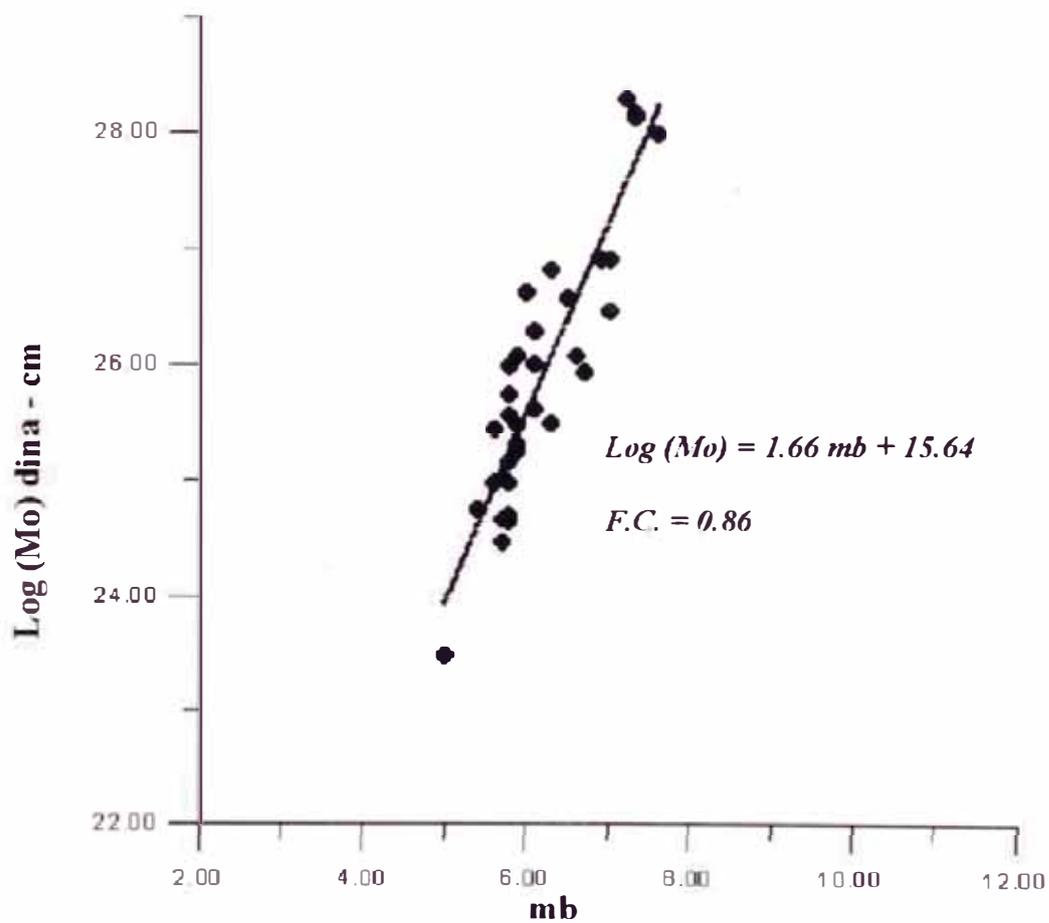


Fig. 5.5 Relación $M_o - m_b$ (IGP, 2001 - a).

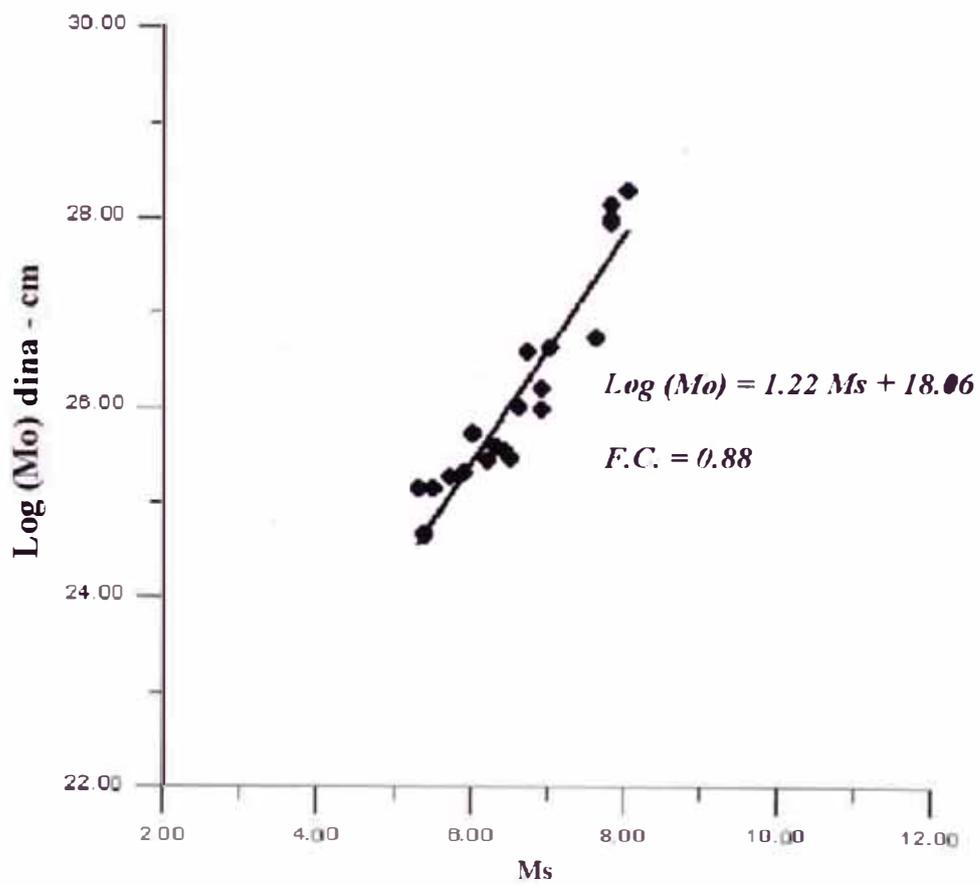


Fig. 5.6 Relación $M_o - M_s$ (IGP, 2001 - a).

5.3. RESUMEN

- La sismicidad histórica, viene a ser toda la información sísmica anterior a la etapa Instrumental, en donde no se disponía de sismógrafos para poder registrar los eventos sísmicos. En el Perú, la sismicidad histórica comprende desde el año 1471 hasta el año 1960.
- En el último catálogo sísmico del Perú, se buscó recopilar toda la información que se disponía, y unificarla. Este proceso incluyó elaborar mapas y secciones transversales, revisar bibliográfica (incluye anteriores catálogos), corrección de parámetros hipocentrales y añadir información que no se contemplaba anteriormente.
- La información que se dispone sobre la sismicidad histórica es muy pobre, para poder realizar un estudio de predicción sísmica. En la zona de estudio se cuenta con un 80% de información incompleta.
- La sismicidad instrumental comprende a partir del año 1961 hacia delante. El porcentaje de información incompleta es mucho menor comparado con la sismicidad histórica.
- El parámetro focal más inestable, para la información sísmica instrumental lo viene a constituir la profundidad del sismo, debido a que depende de varios aspectos tales como: el número y la distribución azimutal de las estaciones sísmicas, el número de fases utilizadas, la relación distancia / profundidad (d/h) y la magnitud del sismo.

CAPÍTULO 6

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA EN LA REGIÓN DE ESTUDIO

6.1. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD

Mediante los estudios de sismicidad se busca, de alguna manera, delinear el contacto de las placas en función de la profundidad de los focos de los sismos, la misma que parece ser diferente a las regiones Norte y Centro (Stauder, 1975; James, 1971; Barazangi y Isacks, 1979; Hasegawa y Isacks, 1981; Grange, 1984; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998).

El cambio en la forma de esta geometría podría ser explicado con la posible existencia de una “zona de transición” situada entre 13° y 15°S (Deza, 1969).

En este estudio se analiza las principales características de la sismicidad en la región sur del Perú, usando como fuente de información el último catálogo sísmico del Perú, recientemente publicado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2001-a), el cual incluye una base de datos, que comprende del año 1471-1982 (en donde se ha recopilado toda

la información existente en esos años, de anteriores catálogos sin repetición de eventos, y con parámetros hipocentrales corregidos), complementado con la información de los últimos años (IGP, 2001-b) que comprende desde agosto de 1982 hasta diciembre de 1999 (que viene a ser muy confiable, a pesar de que falta su revisión y actualización).

6.1.1. Distribución Espacial de la Actividad Sísmica

Para poder realizar un análisis detallado de la distribución espacial de los sismos del Perú, se procedió a clasificarlos en función de su profundidad de sus focos, para lo cual tenemos lo siguiente:

6.1.1.1. Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km.)

Estos sismos con Foco Superficial se distribuyen principalmente entre la fosa y la línea de la costa, asociados probablemente al proceso de subducción a profundidades menores a 60 km. La sismicidad superficial también se localiza en el interior del continente y ellos pueden ser relacionados con la deformación tectónica superficial (ver Fig. 6.1).

6.1.1.2. Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km.)

Estos sismos se distribuyen en la parte continental, de la siguiente manera:

Existe una mayor concentración de sismos, en el departamento de Tacna, en la parte SE del departamento de Puno, en la parte sur del

departamento de Ayacucho, en la parte NW de Puno y en su totalidad en los departamentos de Arequipa y Apurímac.

Una menor concentración de la actividad sísmica, en el departamento de Moquegua, en la parte central de Puno, en los departamentos de Ica, Huancavelica y en parte del norte de Ayacucho (ver Fig. 6.2).

6.1.1.3. *Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km.)*

Para sismos con foco profundo, se pudo observar que la sismicidad se distribuye mayormente en la parte oriental del Perú, concentrada en la frontera Perú-Brasil siguiendo un alineamiento N-S y en la frontera Perú-Bolivia (entre 13° y 15°S) de manera dispersa (ver Fig. 6.3).

6.1.2. **Perfiles de Sismicidad (Secciones Transversales)**

Esta distribución puede ser analizada mediante la elaboración de perfiles sísmicos paralelos y perpendiculares a la línea de la fosa Perú-Chile.

Mediante este análisis, se permitió definir la zona de contacto entre las placas y configurar la geometría de subducción para la región sur del Perú.

Según este estudio, se muestra que un grupo importante de sismos se localizan en el interior del continente, los mismos que probablemente estarían asociados a los sistemas de fallas del cuaternario, distribuidas en la zona subandina y en los altos de la cordillera andina.

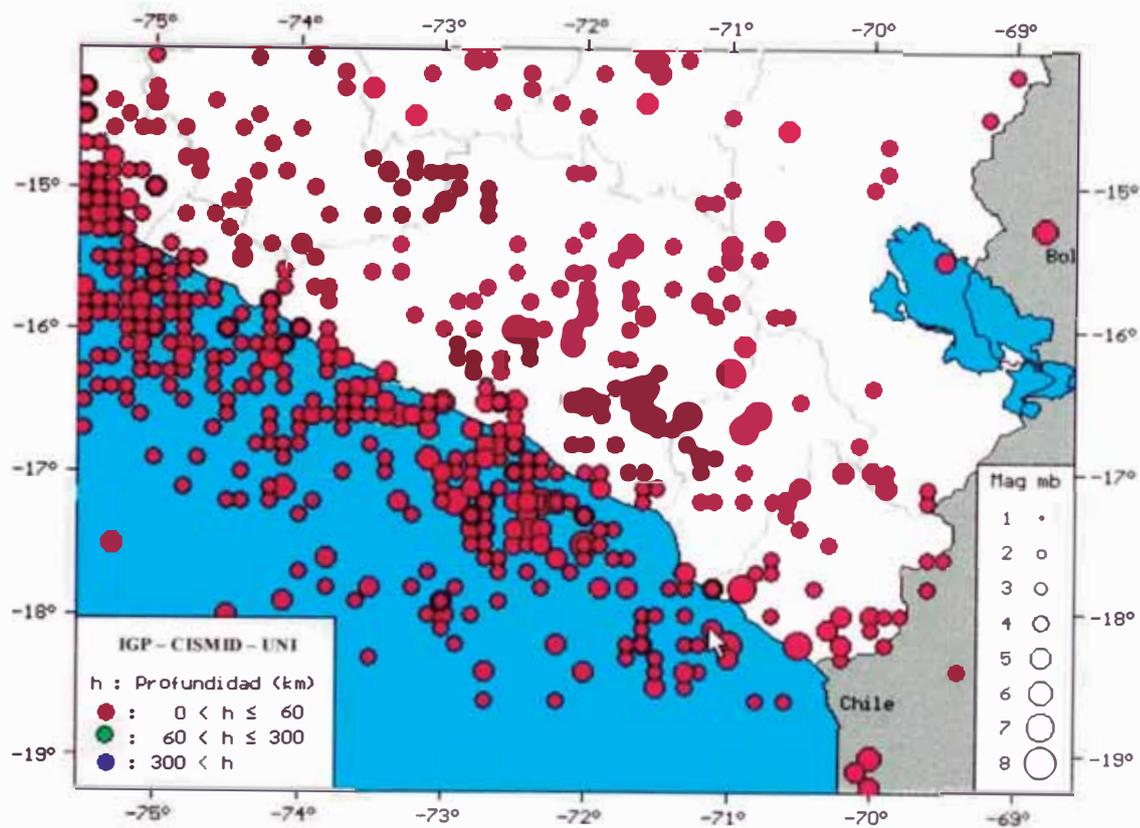


Fig. 6.1 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco superficial ocurridos desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $h \leq 60$ km.

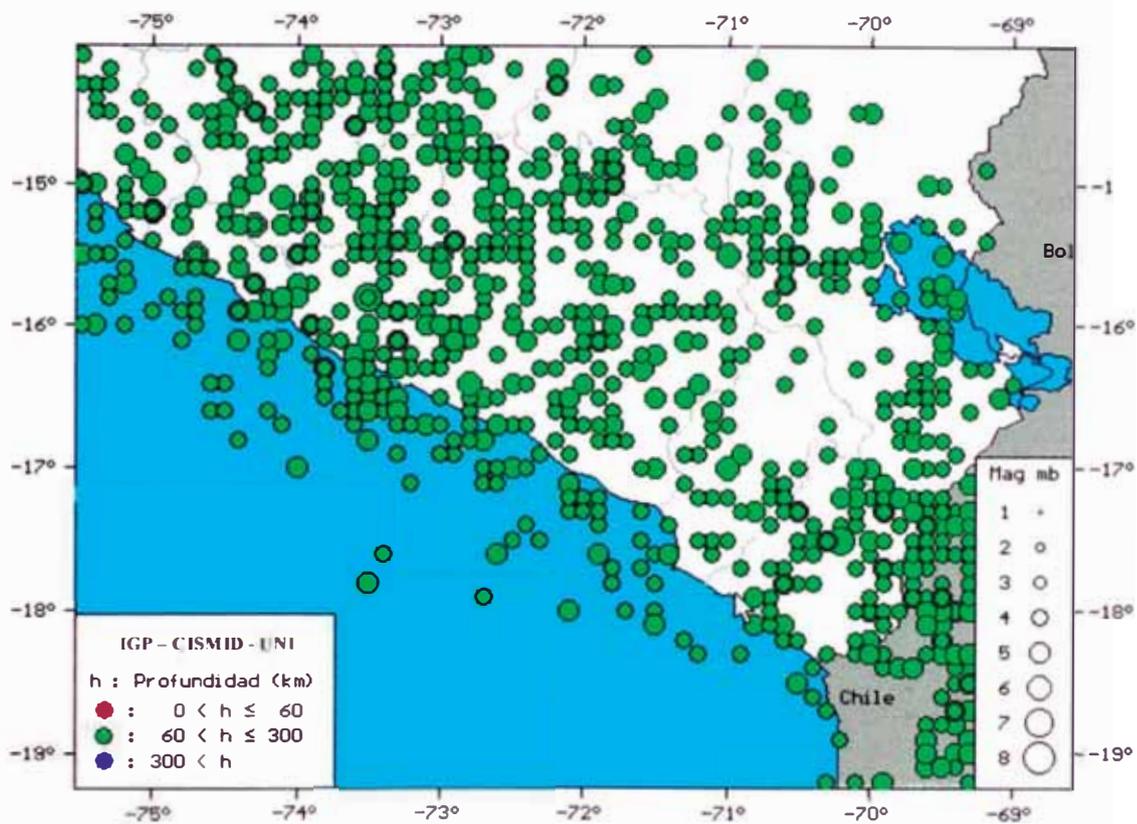


Fig. 6.2 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco intermedio ocurridos desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $60 < h \leq 300$ km.

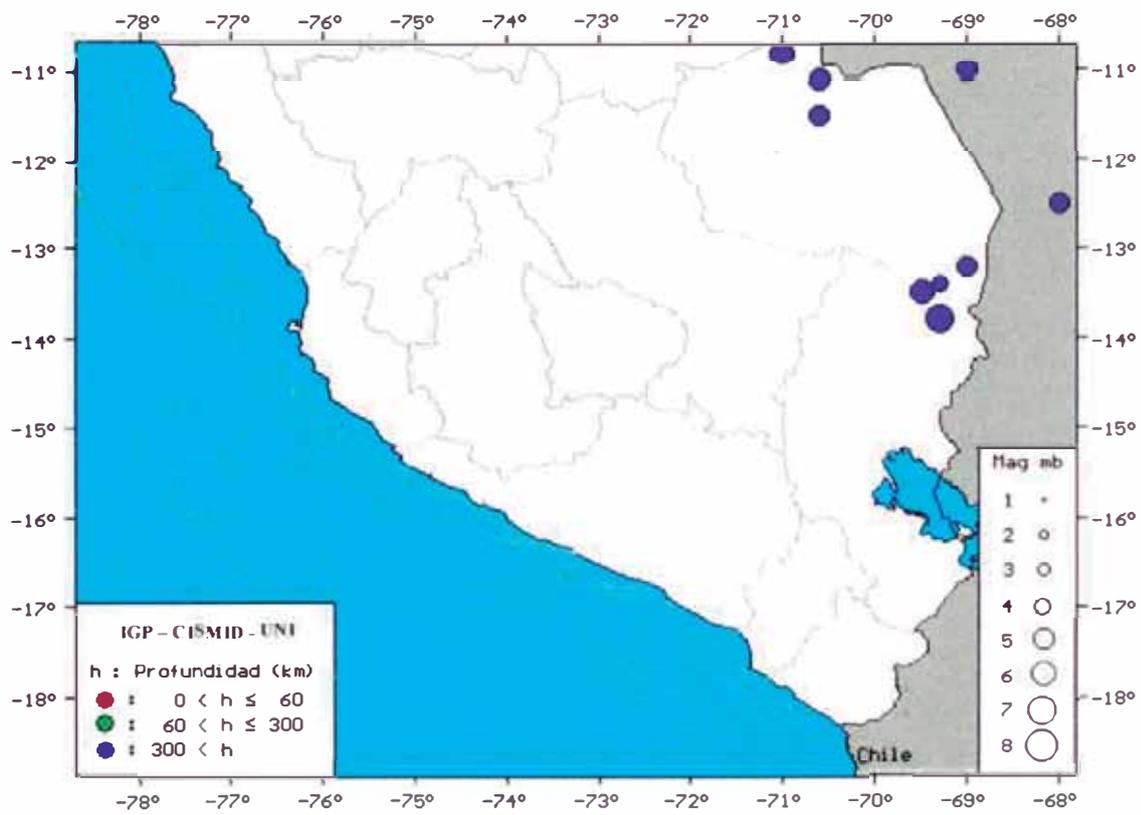


Fig. 6.3 Región de estudio en donde se muestra los sismos con foco profundo ocurrido desde el año 1471 hasta 1999, con $m_b \geq 4.0$ y una profundidad de $h > 300$ km.

6.1.2.1. *Perfiles Sísmicos Paralelos a la Fosa Perú – Chile*

Se han elaborado, de Oeste a Este, cuatro (4) perfiles de sismicidad paralelos a la línea de la fosa con una área de $110 \times 700 \text{ km}^2$ (ver Fig. 6.4).

En la Fig. 6.5 y en la Fig. 6.6, se pueden apreciar los perfiles sísmicos paralelos a la fosa, donde fueron tomados con una orientación N-S (de izquierda a derecha).

En el perfil 01, se puede apreciar una distribución de la sismicidad predominantemente horizontal con una profundidad que oscila entre los 120 – 140 km. En el perfil 02 se puede observar que la profundidad de los sismos va en aumento, llegando a alcanzar profundidades de hasta 140 – 180 km., pero a partir de los 450 km. (a partir de la línea de referencia), se empieza a notar una especie de contorsión (ver Fig. 6.5).

En el perfil 03, se puede observar una geometría ligeramente inclinada hasta los 350 km. (a partir de la línea de referencia), y a partir de ahí empieza a notarse la contorsión de la placa (en donde se llega a apreciar sismos con profundidad por encima de los 200 km.). En el perfil 04 se aprecia la contorsión de la placa, que comienza a partir de los 100 km. de la línea de referencia (ver Fig. 6.6).

6.1.2.2. *Perfiles Sísmicos Perpendiculares a la Fosa Perú – Chile*

Asimismo, se elaboraron ocho (8) perfiles perpendiculares a la línea de la fosa de Sur a Norte con un área de $110 \times 500 \text{ km}^2$ (ver Fig. 6.7). En las Fig. 6.8, Fig. 6.9, Fig. 6.10 y en la Fig. 6.11, se pueden apreciar los perfiles sísmicos perpendiculares a la fosa, donde se aprecia como se va dando el

proceso de subducción de la placa de Nazca. Los perfiles se muestran con una orientación de O-E (de izquierda a derecha).

En los perfiles 01 y 02 se puede observar la forma de la subducción de la placa de Nazca, observándose un ángulo de inclinación de 32° - 31° , con una profundidad máxima que oscila entre los 270 - 280 km., sobre la base de los sismos registrados (ver Fig. 6.8).

En el perfil 03 se puede ver que la placa subducida tiene un ángulo de 29° , en donde los sismos registrados llegan a alcanzar la profundidad máxima de 250 km., y en el perfil 04 se observa una inclinación de 31° , pero a partir de los 380 km. (con respecto a la línea de referencia), se puede apreciar una tendencia casi horizontal de los sismos registrados, y con una profundidad de 200 km. (ver Fig. 6.9).

En los perfiles 05 y 06 el ángulo de inclinación disminuye muy poco, variando de 31° - 28° , y se vuelve horizontal a partir de los 300 km. de la línea de referencia (alcanzando una profundidad de 180 km.). Estos dos perfiles junto con el perfil 04 esquematizan muy bien la zona de transición. (ver Fig. 6.10).

En los perfil 07 y 08, la inclinación de la placa subducida llega a disminuir variando entre 26° - 23° , y volviéndose horizontal a partir de los 300 km. de la línea de referencia, y con una profundidad que varía entre 140 - 130 km (ver Fig. 6.11).

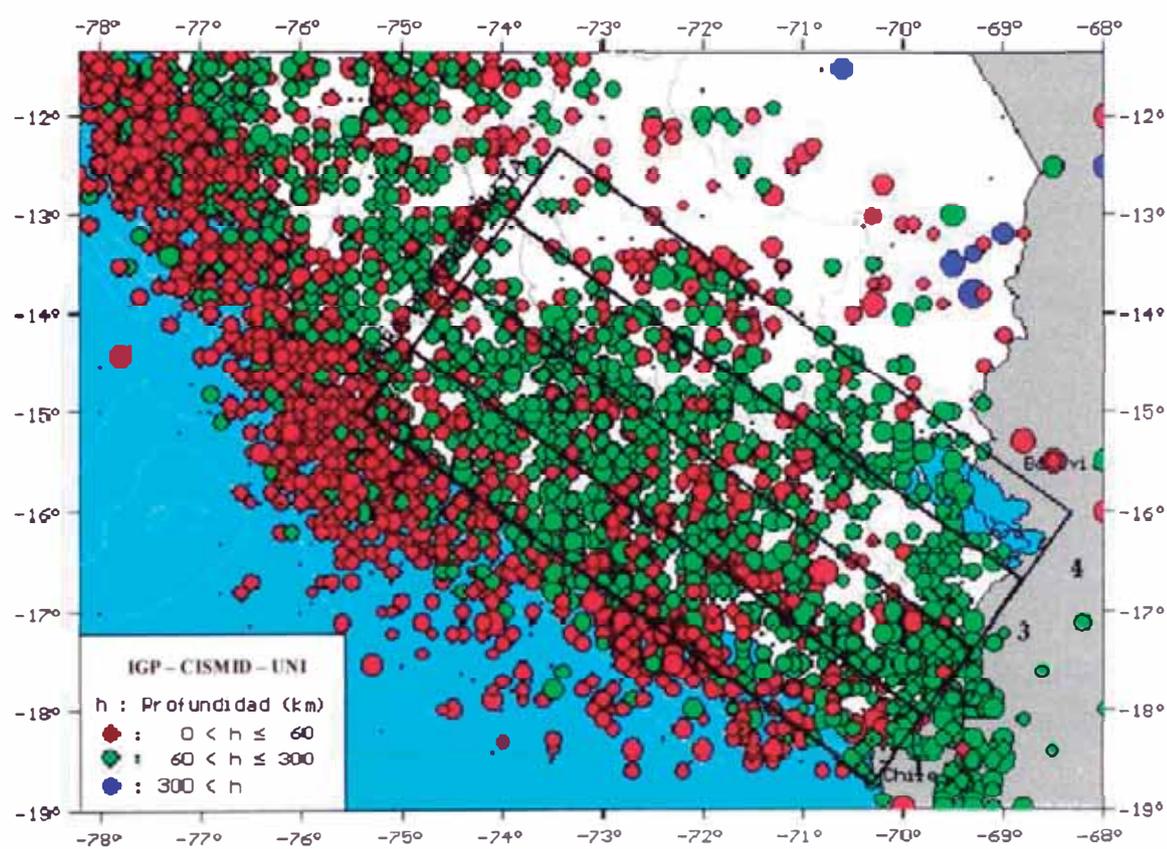
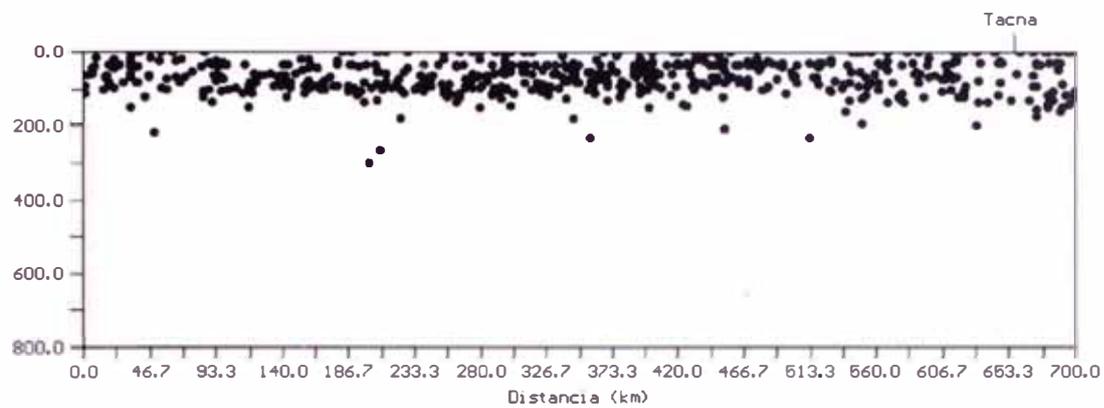


Fig. 6.4 Región en estudio en donde se muestran los cuatro (4) perfiles de sismicidad paralelos a la fosa oceánica Perú-Chile.

a. PERFIL N° 01

L.R.



b. PERFIL N° 02

L.R.

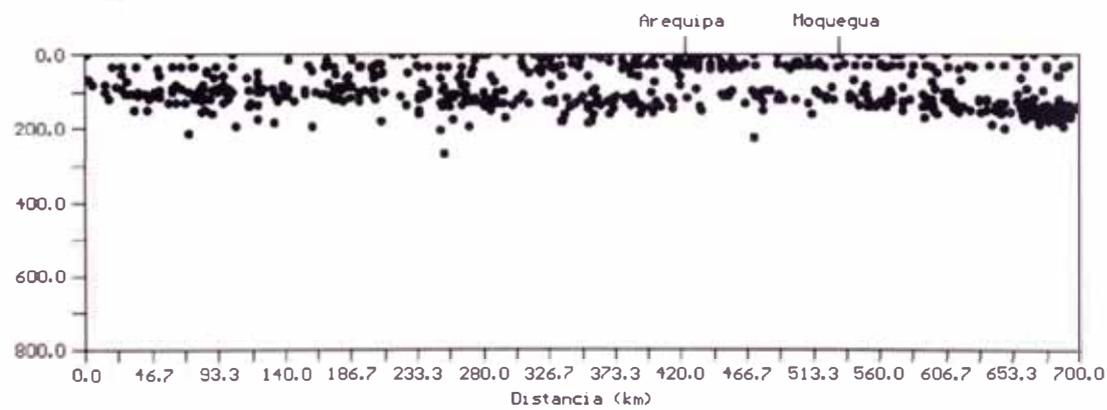
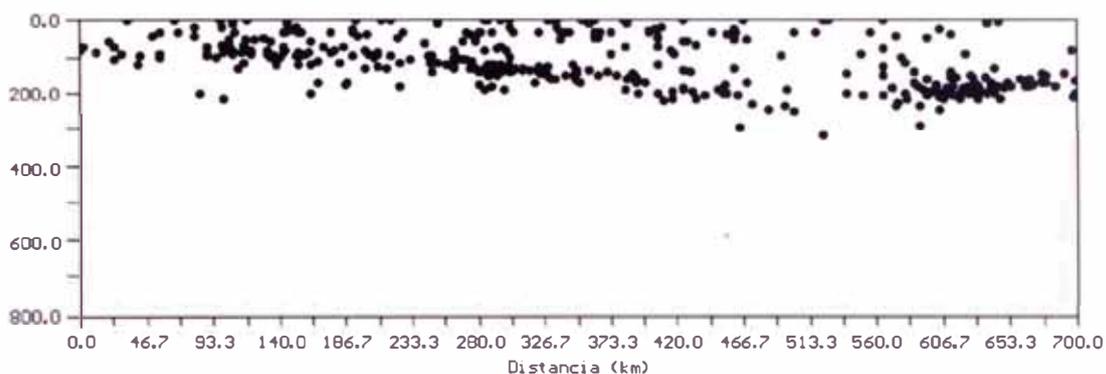


Fig. 6.5 Cortes verticales en dirección paralela a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile.

Para localizar cada sección, ver Fig. 6.4.

c. *PERFIL N° 03*

L.R.

d. *PERFIL N° 04*

L.R.

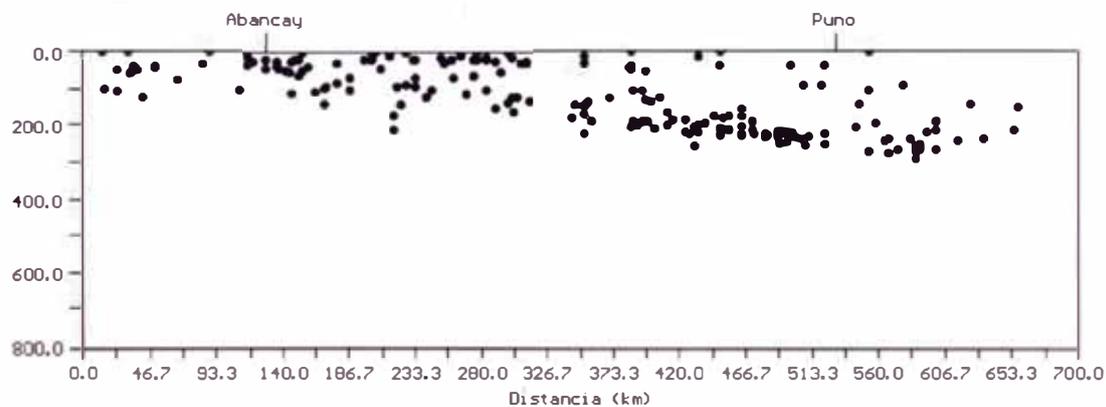


Fig. 6.6 Cortes verticales en dirección paralela a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile.
Para localizar cada sección, ver Fig. 6.4.

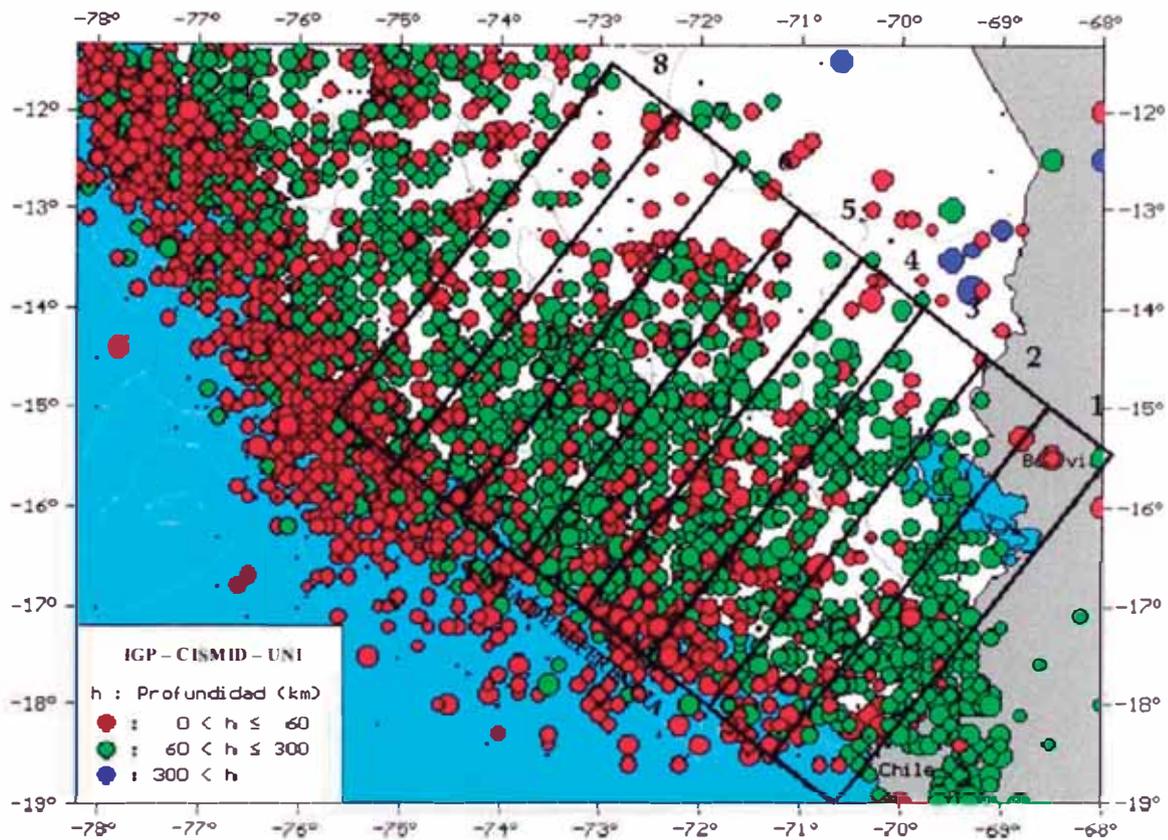
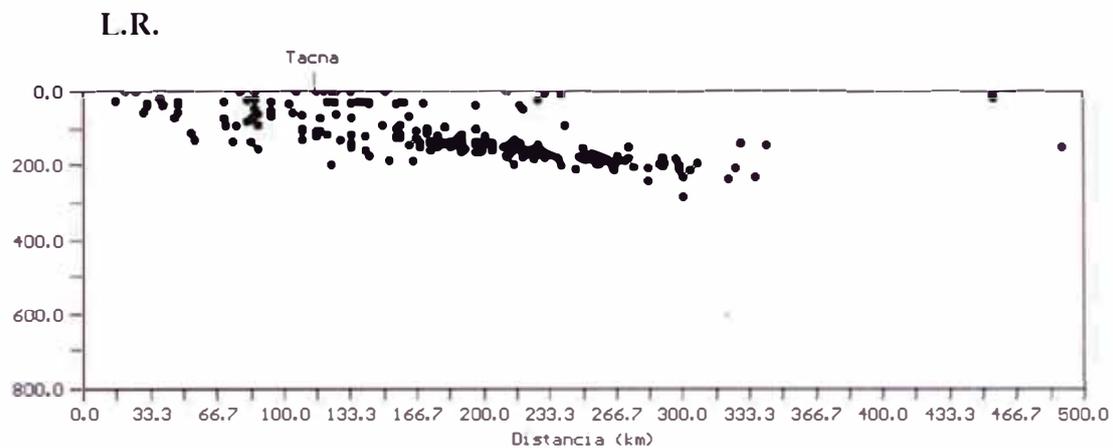


Fig. 6.7 Región de estudio en donde se muestra los ocho (8) perfiles de sismicidad perpendiculares a la fosa oceánica Perú-Chile.

a. PERFIL N° 01



b. PERFIL N° 02

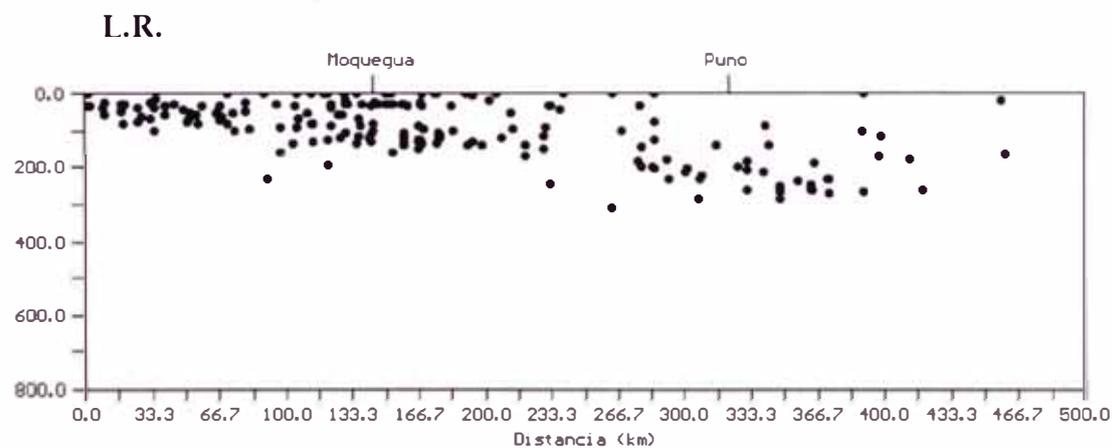


Fig. 6.8 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.

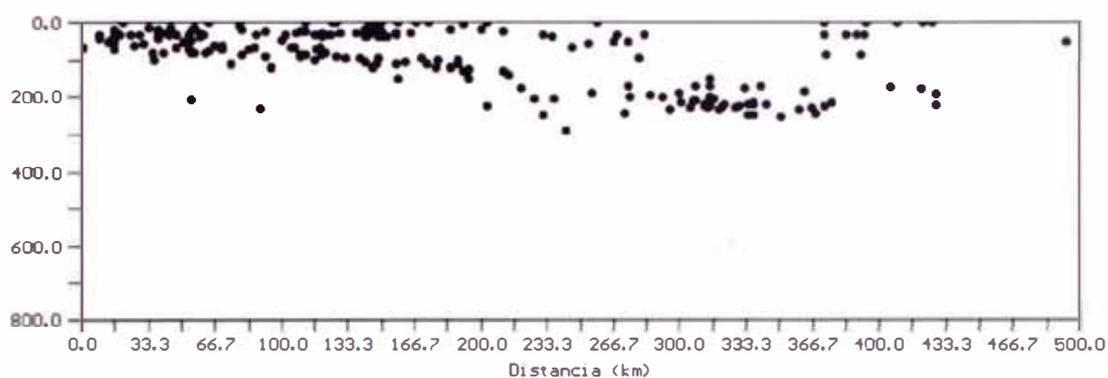
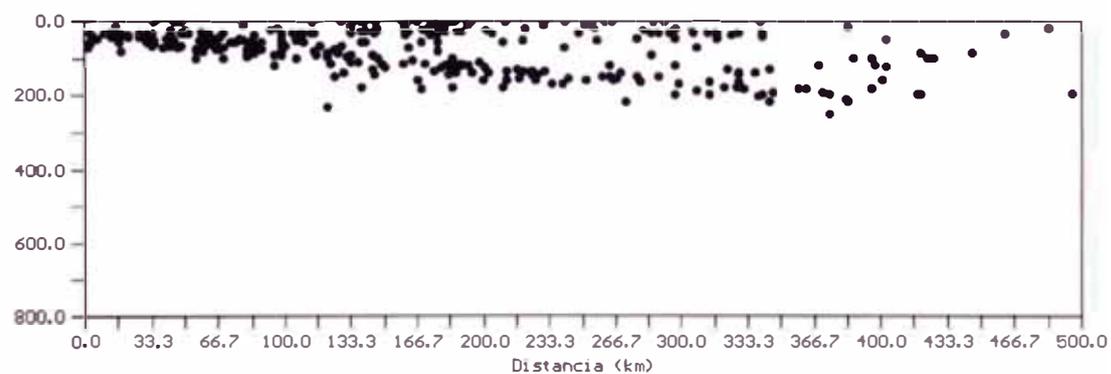
*c. PERFIL N° 03***L.R.***d. PERFIL N° 04***L.R.**

Fig. 6.9 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.

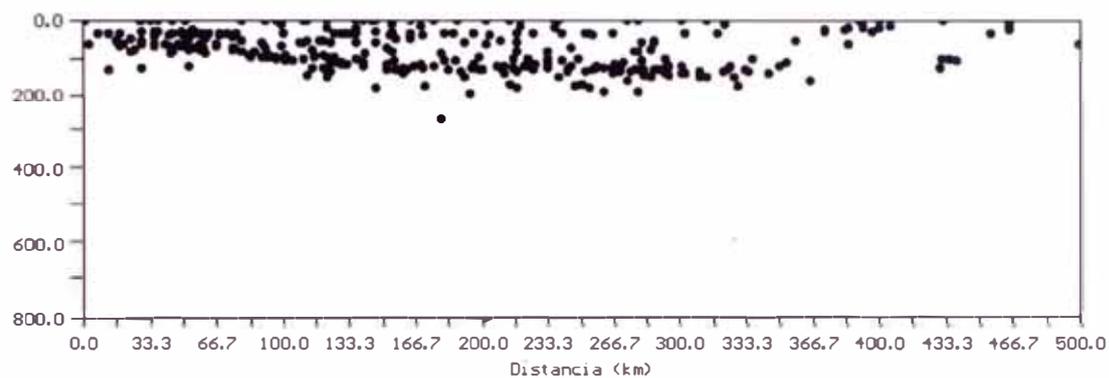
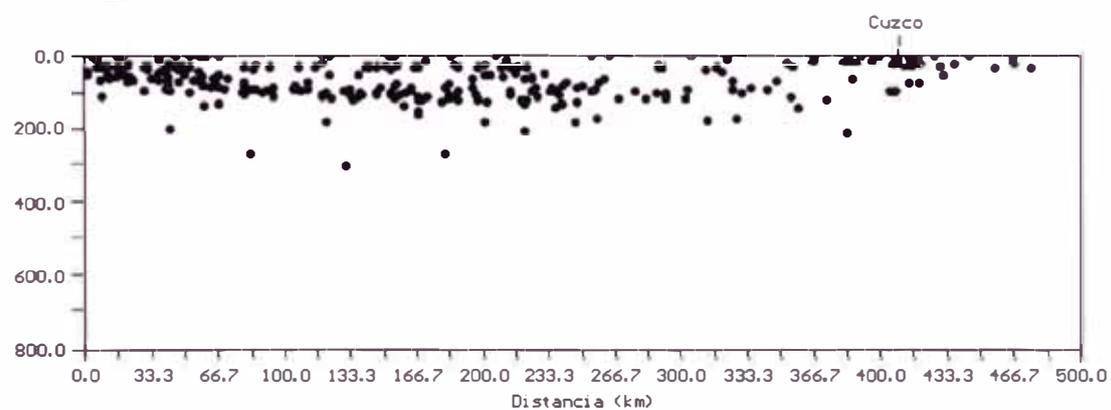
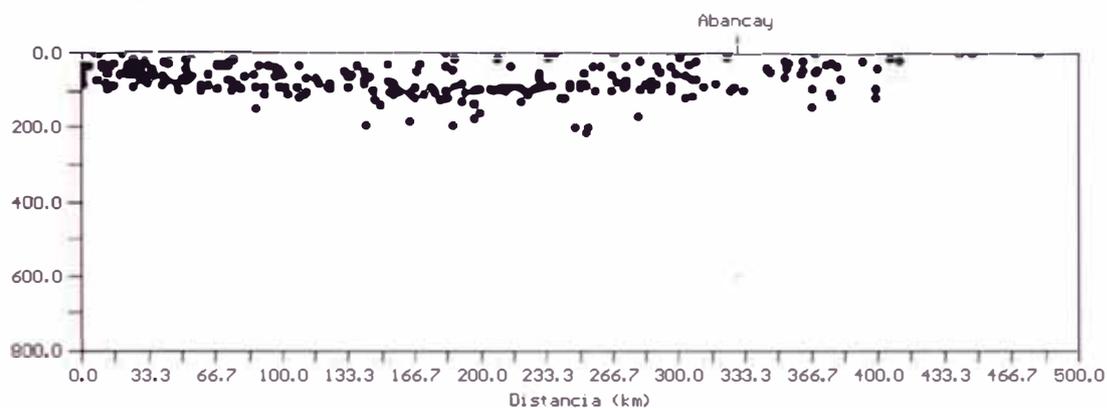
*e. PERFIL N° 05***L.R.***f. PERFIL N° 06***L.R.**

Fig. 6.10 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.

g. *PERFIL N° 07*

L.R.

h. *PERFIL N° 08*

L.R.

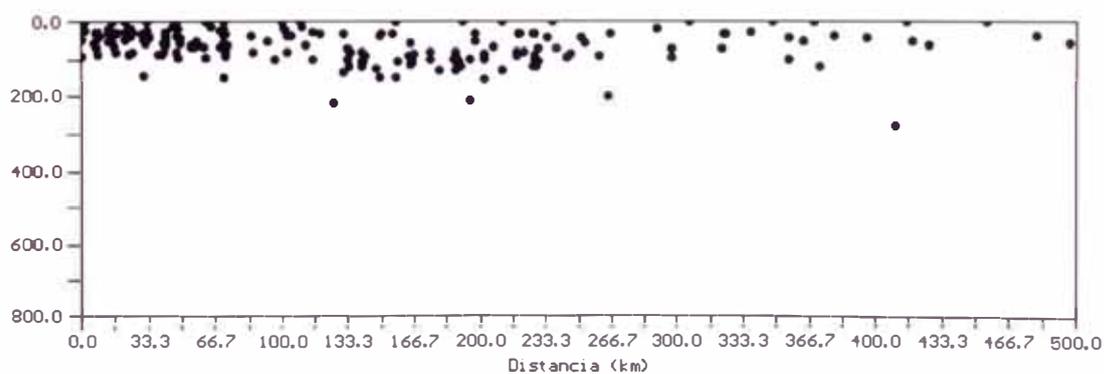


Fig. 6.11 Cortes verticales en dirección perpendicular a la línea de la fosa oceánica Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver Fig. 6.7.

6.1.2.3. Interpretación de los Perfiles Sísmicos

En estos Perfiles Sísmicos se puede apreciar como es la distribución de la sismicidad en la región de estudio, lo cual permite definir la zona de contacto de las placas en la región de estudio.

La distribución de los focos sísmicos en los perfiles paralelos a la línea de la Fosa, muestran que la sismicidad aumenta su profundidad hacia el interior de continente, y de acuerdo a la profundidad de la actividad sísmica, podemos sacar algunas observaciones:

- La actividad sísmica superficial ($h \leq 60$ km.) se distribuye entre la fosa y la línea de la costa, asociada al proceso de subducción a niveles superficiales.
- La actividad sísmica intermedia ($60 < h \leq 300$ km.), estaría asociada al contacto de las placas oceánica y continental, permitiendo configurar la geometría del proceso de subducción hasta una profundidad de 300 km.
- La actividad sísmica profunda ($h > 300$ km.) se distribuye principalmente en la parte Oriental del Perú, lo cual probablemente indique la continuidad de la placa oceánica a niveles más profundos.

La distribución de los focos sísmicos en los perfiles perpendiculares a la línea de la Fosa, muestran que el proceso de subducción se puede dividir en dos zonas:

- La primera localizada en el extremo NW del área de estudio, en donde la profundidad de los focos sísmicos no supera los 150 km., y la placa subducida tiene un ángulo que varía entre los 23° - 26°, para luego volverse horizontal a partir de los 300 km. (con respecto a la línea de referencia de los perfiles perpendiculares).
- La segunda se localiza en el extremo SE, en donde la subducción es de tipo normal y presenta un ángulo de 30° de inclinación, el cual se mantiene constante hasta una profundidad del orden de 300 km. (Barazangi e Isacks 1976; Stauder 1975; Grange et al. 1984; Rodríguez y Tavera 1991; Tavera y Buforn 1998).

El cambio en la distribución de la sismicidad y por ende de la geometría de la placa, se localiza en la zona denominada “Zona de Transición”, en donde la variación en el ángulo de la subducción coincide con el cambio en la topografía de la Cordillera Andina. El cambio en la forma de la geometría de subducción se localiza entre las latitudes 13° - 15° S (Deza, 1969).

En la Fig. 6.12 se puede apreciar como es la geometría del contacto de placas, y como esta cambia de manera clara de Sur a Norte. Como se puede apreciar en esta figura, la “Zona de Transición” se localiza en los perfiles 4, 5 y 6 (perpendiculares a la Fosa) mostrando como la placa Oceánica se contorsiona sobre un área de aproximadamente 200 km. de ancho, tal como lo señala Cahill e Isacks (1992); Tavera y Buforn (1998); Tavera (1998) y no a una ruptura de la placa como sugirió Barazangi e Izacks (1976). Esta denominada “Zona de Transición”, se encuentra situada en superficie, entre las ciudades de Cuzco al este y Andahuaylas.

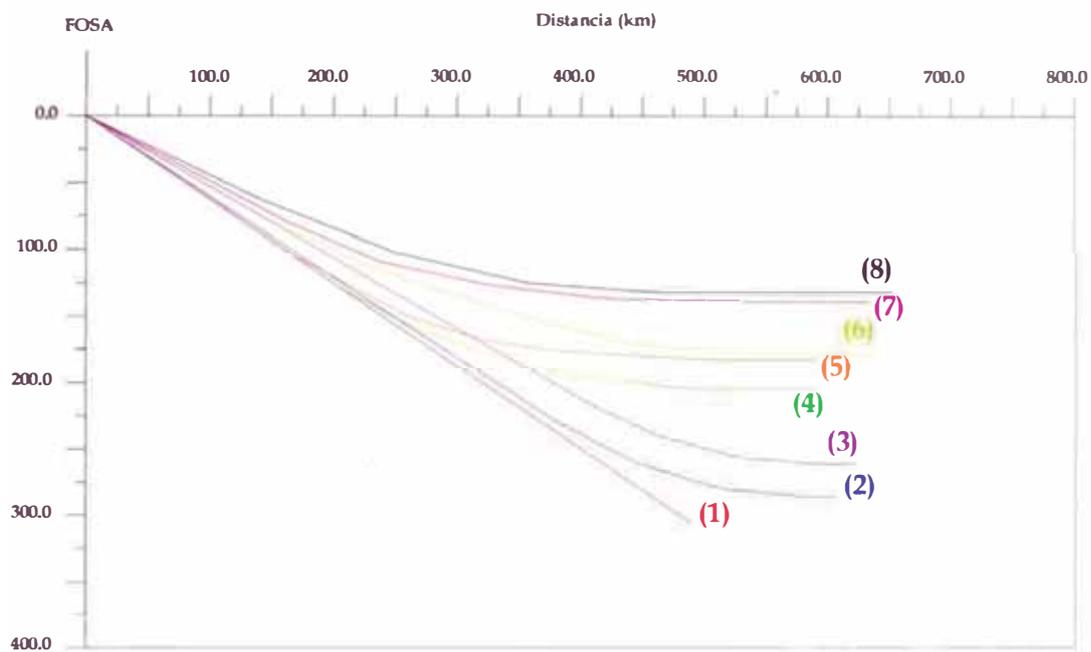


Fig. 6.12 Esquema en donde se muestra la forma de subducción en la región Sur - Occidental, y como esta va cambiando de Sur a Norte (ver Fig. 6.7).

La contorsión de la placa podría ser debido a la llegada de la Dorsal de Nazca a la zona de subducción, cuya colisión con la placa Sudamericana, habría producido un proceso orogénico muy complejo que dió origen a la Cordillera de los Andes, acompañada de importante actividad sísmica y volcánica en la región Sur del Perú.

A partir de las tendencias medias de la sismicidad observada en los perfiles paralelos y perpendiculares a la Fosa se ha elaborado el esquema de la Fig. 6.13, en donde se muestra la forma de la geometría del contacto de placas.

6.2. DETERMINACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS

Para efectuar una evaluación del peligro sísmico existente en una región de estudio, será necesario determinar la Fuentes Sismogénicas presentes, puesto que es usual acumular la contribución de las Fuentes Sismogénicas Activas y Potencialmente Activas, para estos tipos de evaluaciones. Esas fuentes serán consideradas hasta profundidades máximas de 300 km. en vista que los sismos que se producen en profundidades mayores, no producen estragos en la superficie. Esto último quiere decir que nuestras Fuentes Sismogénicas solo consideraran los sismos de profundidad Superficial e Intermedia.

Las Fuentes Sismogénicas se representan como áreas, ya que no existen suficientes datos como para modelar las fallas como fuentes lineales.

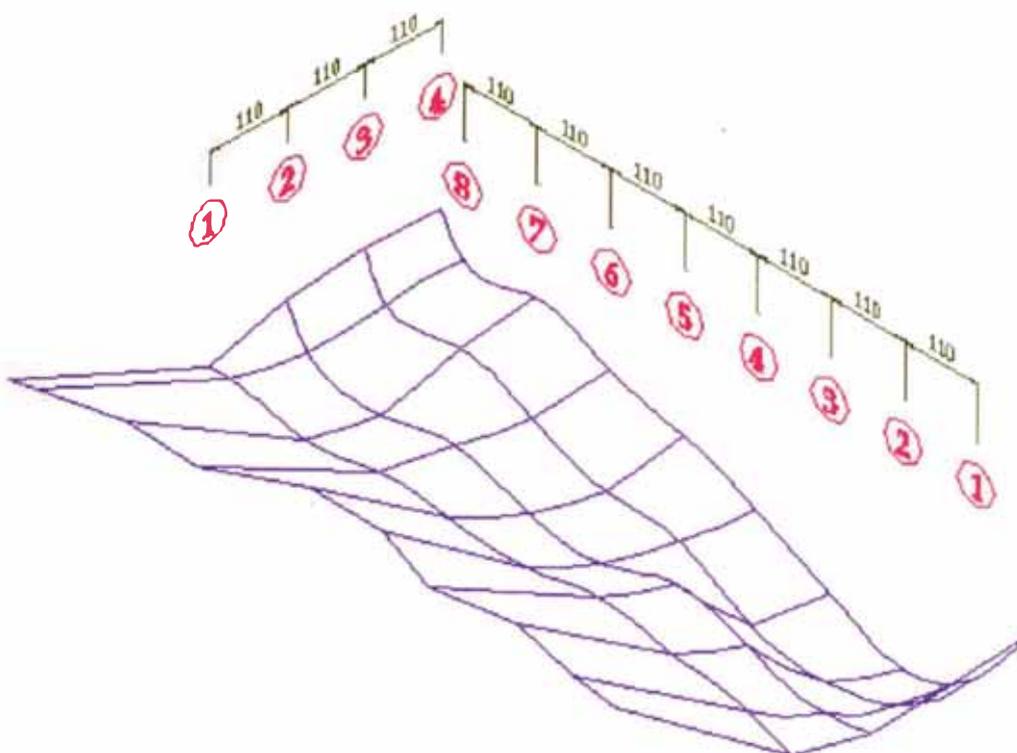


Fig. 6.13 Esquema de la Subducción en la región Sur Occidental del Perú, y que muestra la geometría del contacto de placas (ver la Fig. 6.4 y la Fig. 6.7).

En 1980, Casaverde y Vargas llegaron a determinar las Fuentes Sismogénicas del Perú, pero de ahí fueron revisadas y mejoradas en 1993, por el CISMID, en un trabajo realizado por Castillo y Alva (ver la Fig. 6.14 y la Fig. 6.15).

6.2.1. Definición de las Fuentes Sismogénicas

En base a la distribución espacial de los Sismos ocurridos en la región de estudio en el Intervalo 1961 - 1999, mostrada en el mapa de epicentros de la Fig. 5.3 y las secciones transversales de la Fig. 6.5, Fig. 6.6, Fig. 6.8, Fig. 6.9, Fig. 6.10 y la Fig. 6.11, fue posible determinar algunos agrupamientos de la actividad sísmica, los cuales conjuntamente con los mapas de Castillo y Alva (1993) en donde se muestran las Fuentes Sismogénicas del Perú, fue posible definir las Fuentes Sismogénicas para el área de estudio de este proyecto (ver la Fig. 6.16 y la Fig. 6.17).

Así se llegó a determinar las siguientes Fuentes Sismogénicas:

- *Fuente 1 (F1):* Sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km.). Comprende la parte SW de la región de estudio (ver la Fig. 6.18).
- *Fuente 2 (F2):* Sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km.). Comprende la parte NW de la región de estudio (ver la Fig. 6.19).
- *Fuente 3 (F3):* Sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km.). Comprende la parte E de la región de estudio (ver la Fig. 6.20).
- *Fuente 4 (F4):* Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km.). Comprende la parte NW de la región de estudio (ver la Fig. 6.21).
- *Fuente 5 (F5):* Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km.). Comprende la parte SE de la región de estudio (ver la Fig. 6.22).

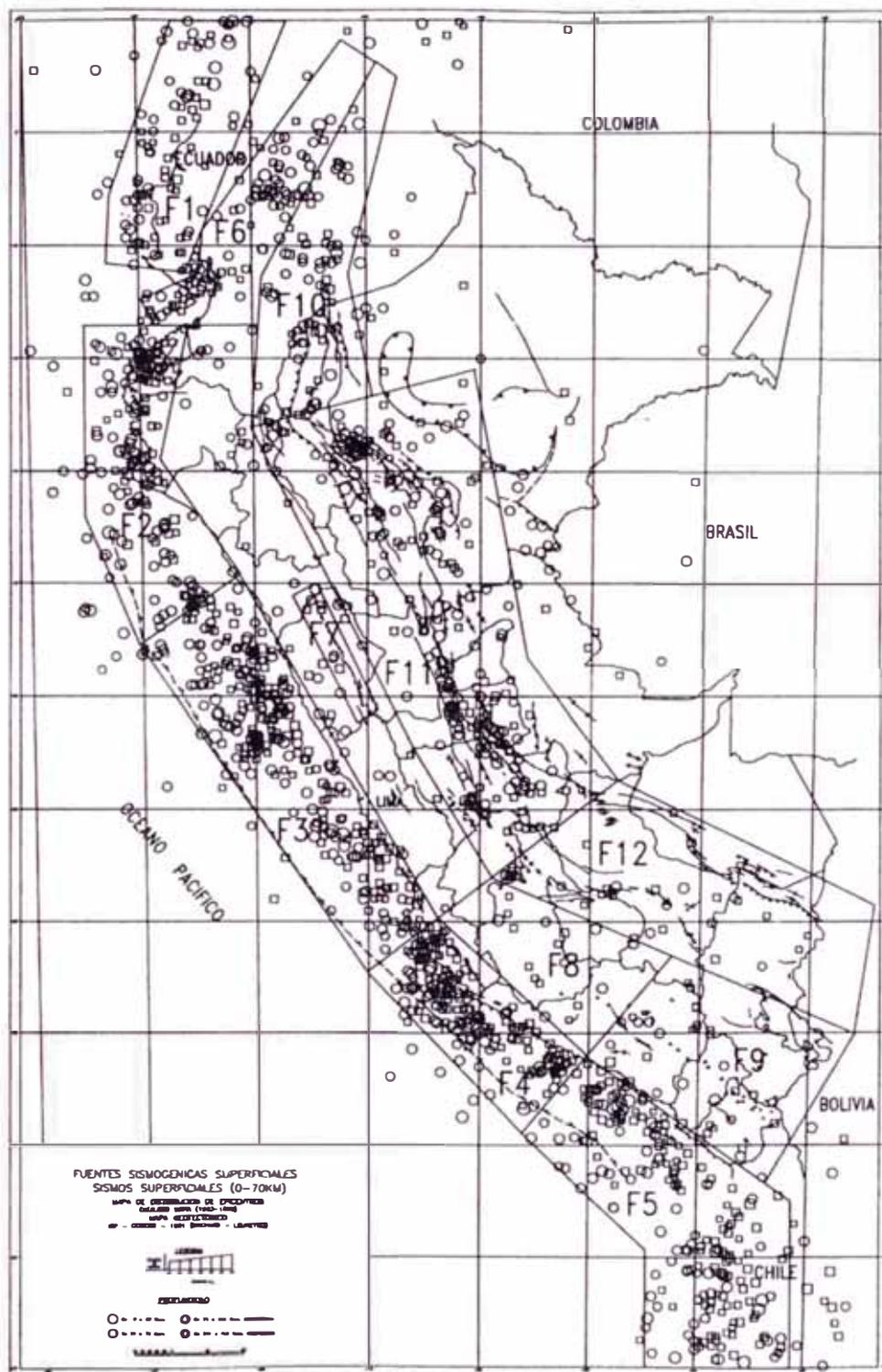


Fig. 6.14 Fuente Sismogénicas Superficiales del Perú (Castillo y Alva, 1993).

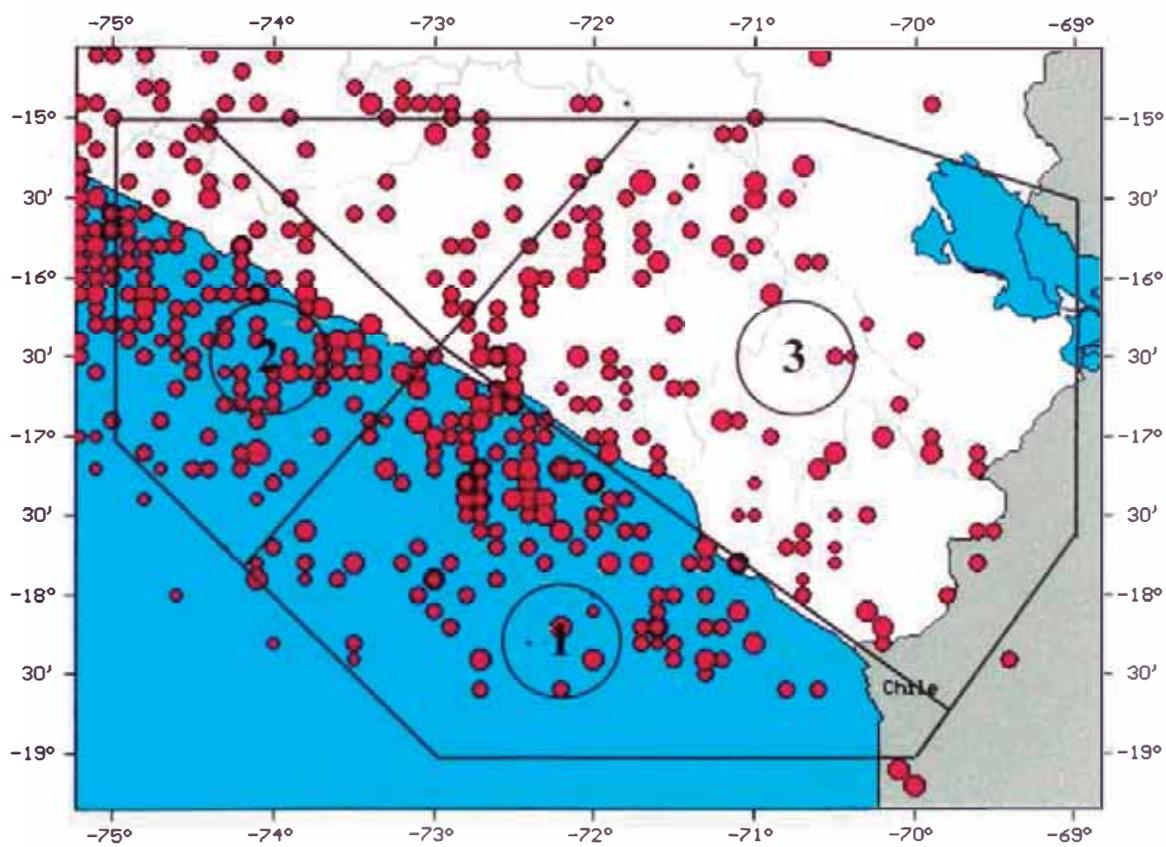


Fig. 6.16 Fuentes Sismogénicas Superficiales definidas para este estudio ($h \leq 60$ km).

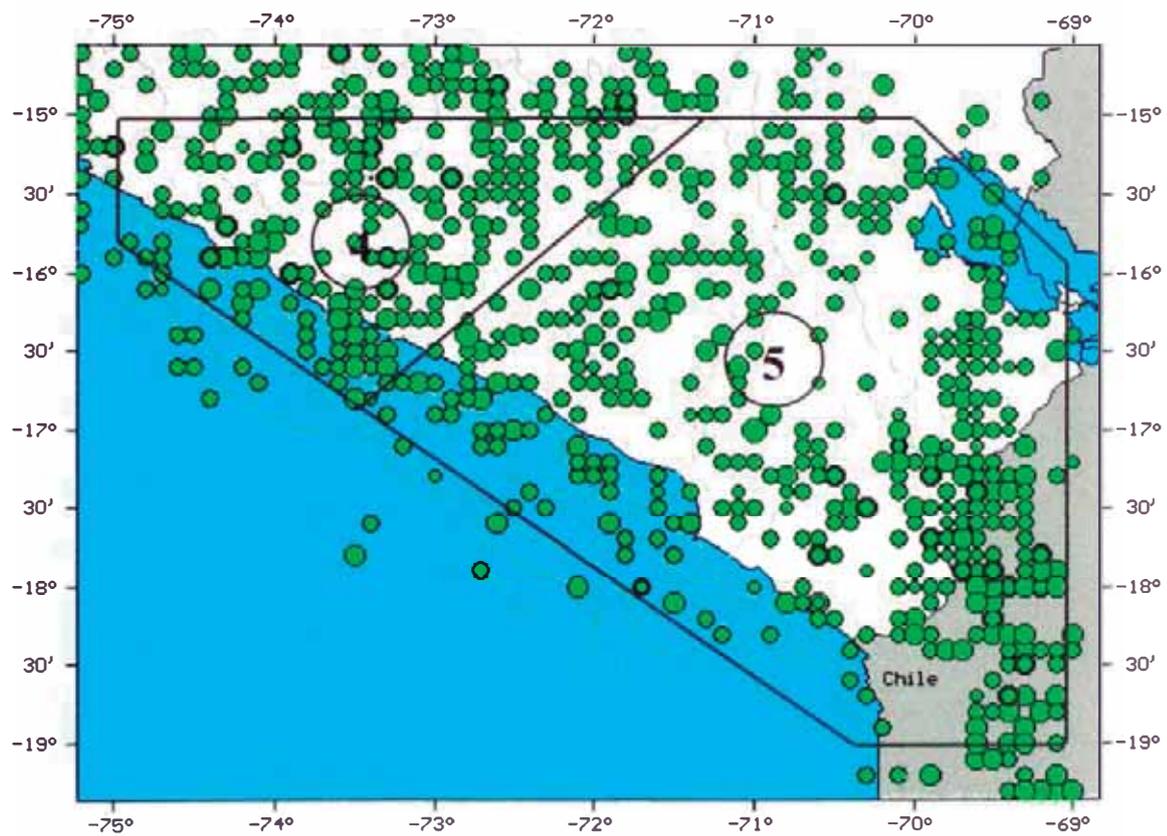


Fig. 6.17 Fuentes Sismogénicas Intermedias definidas para este estudio ($60 < h \leq 300 \text{ km}$).

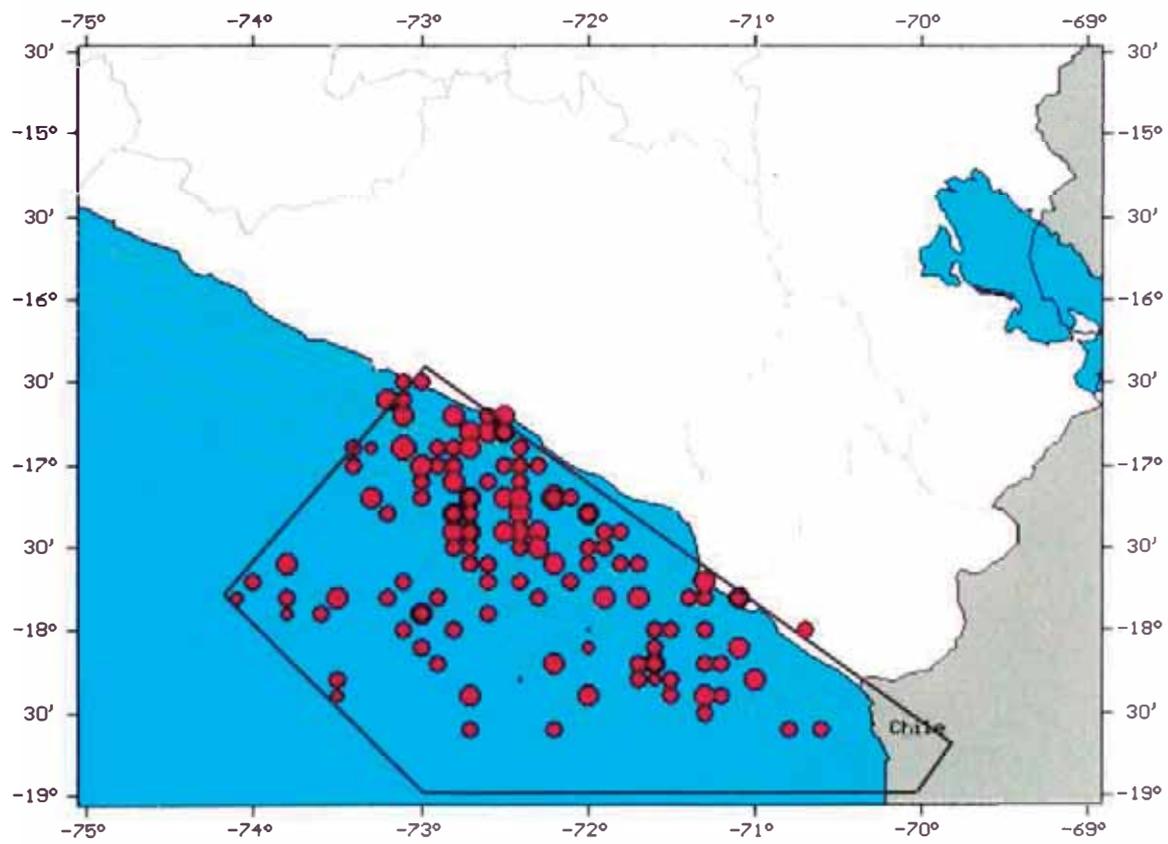


Fig. 6.18 Fuente Sismogénica N° 01 (profundidad $h \leq 60$ km.).

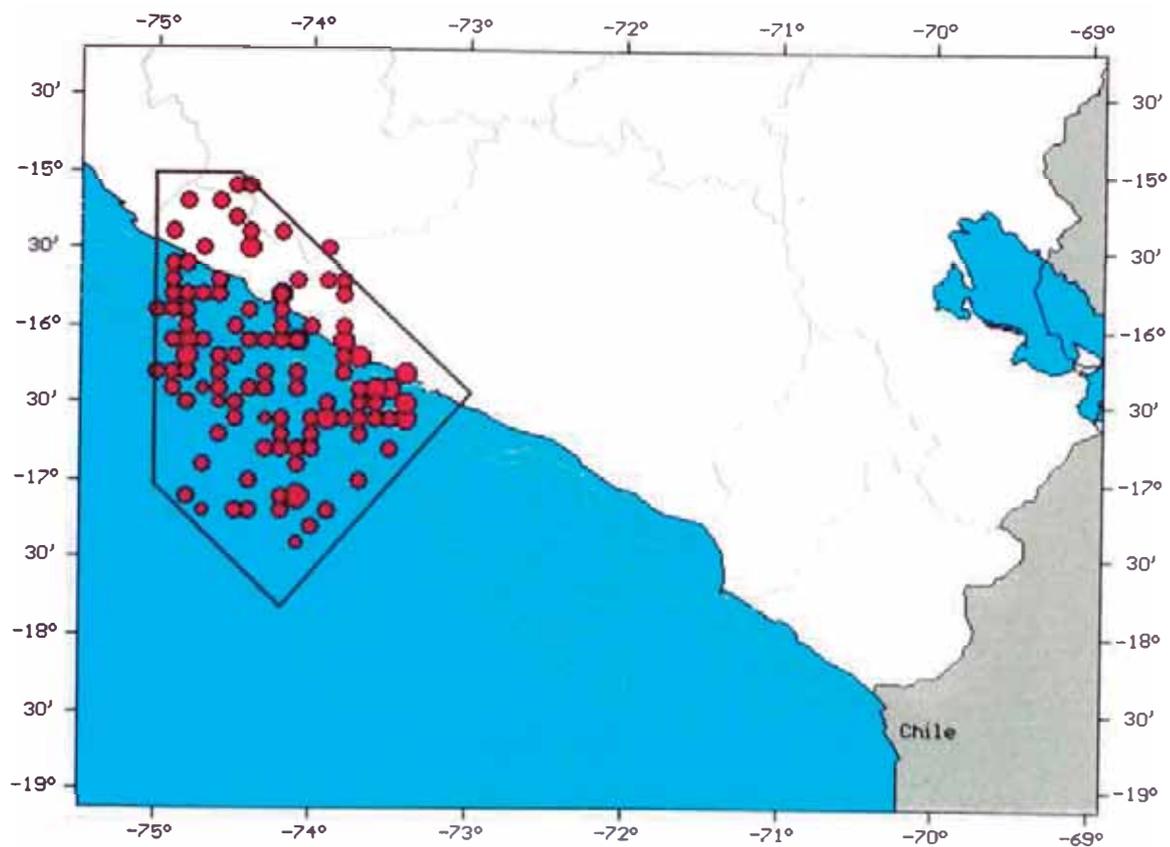


Fig. 6.19 Fuente Sismogénica N° 02 (profundidad $h \leq 60$ km.).

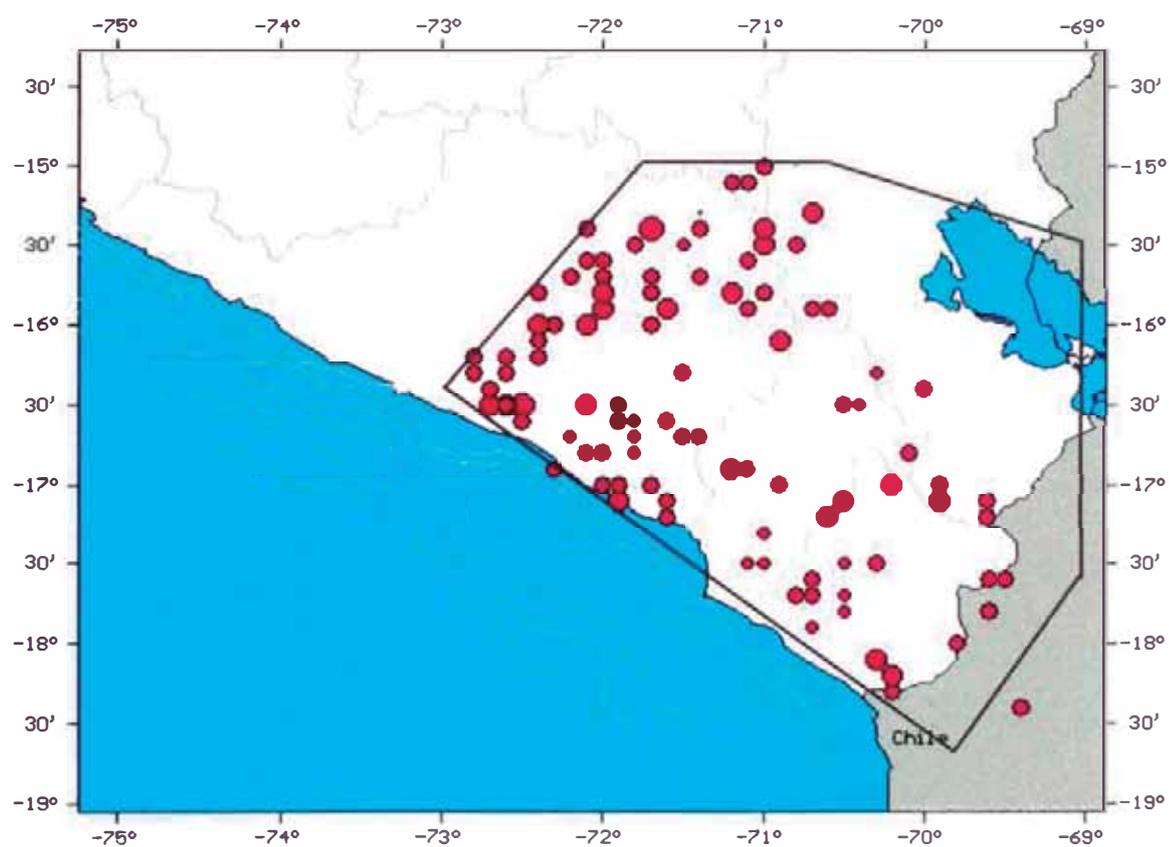


Fig. 6.20 Fuente Sismogénica N° 03 (profundidad $h \leq 60$ km.).

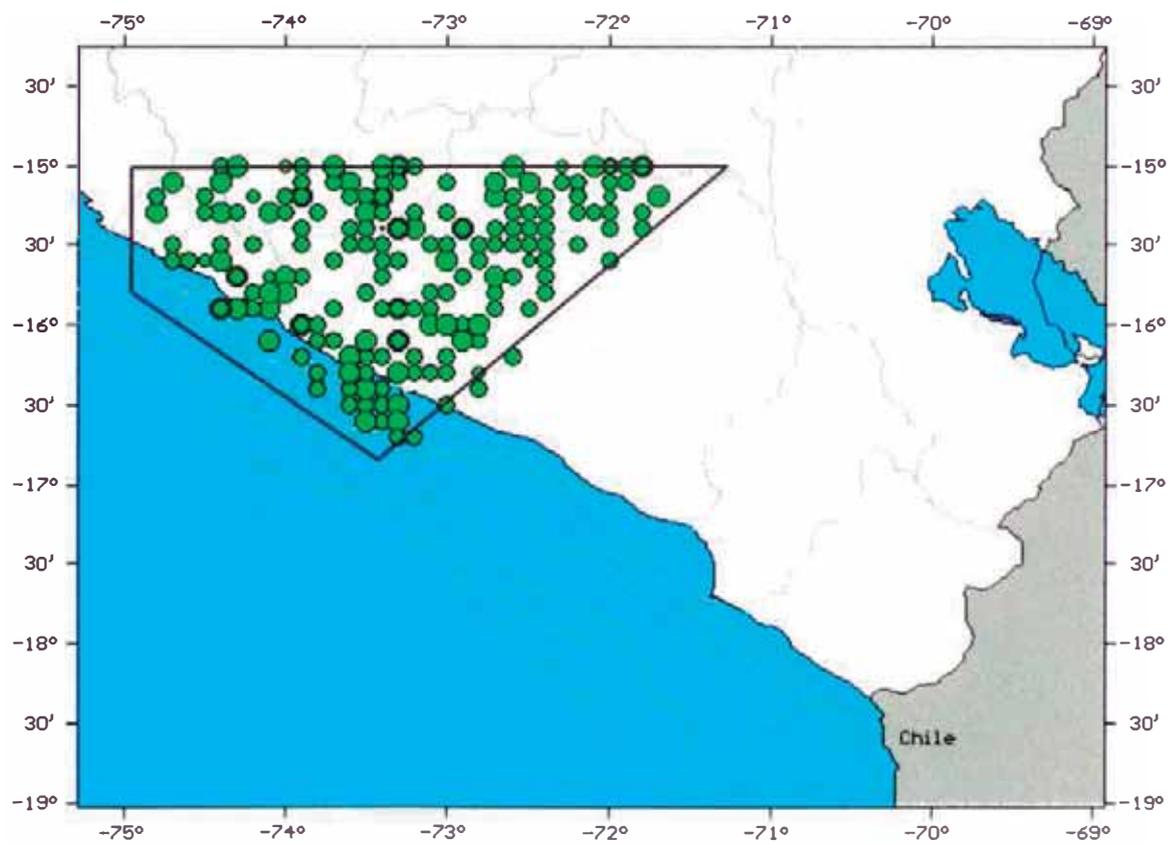


Fig. 6.21 Fuente Sismogénica N° 04 (profundidad $60 < h \leq 300$ km.).

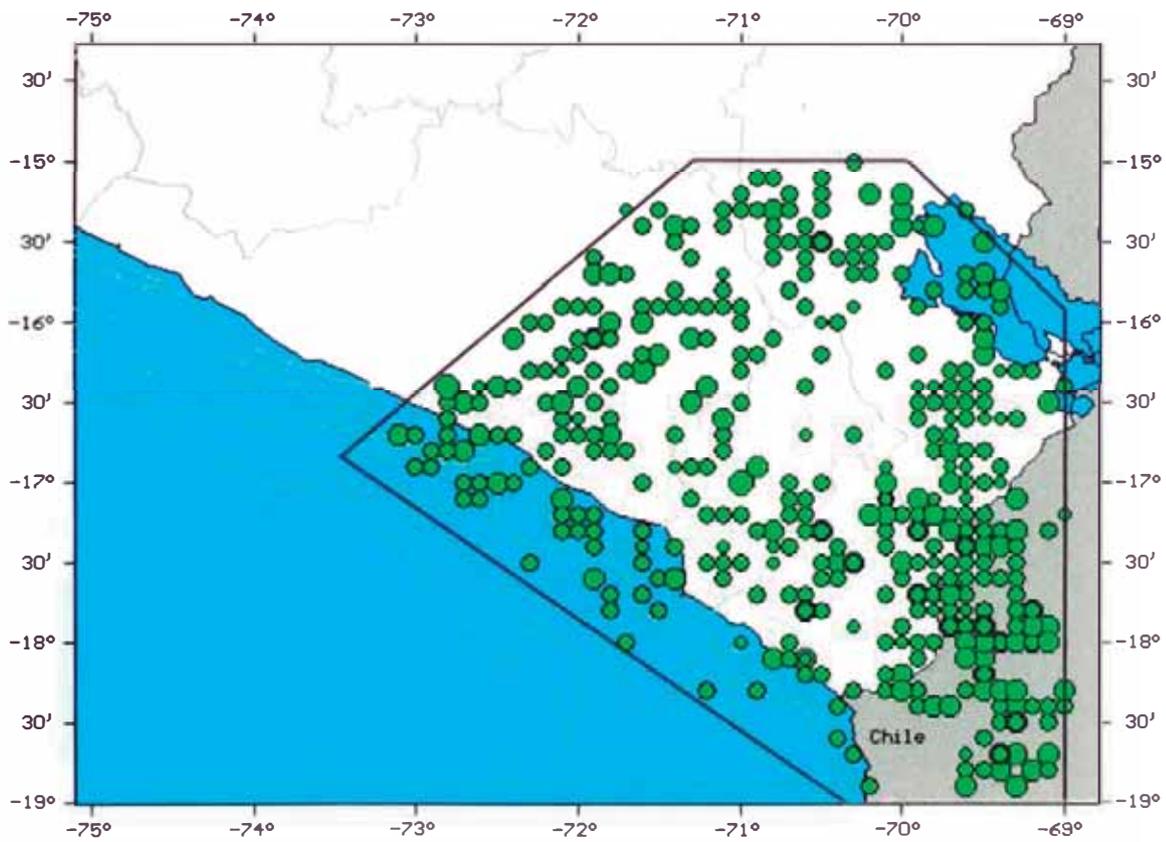


Fig. 6.22 Fuente Sismogénica N° 05 (profundidad $60 < h \leq 300$ km.).

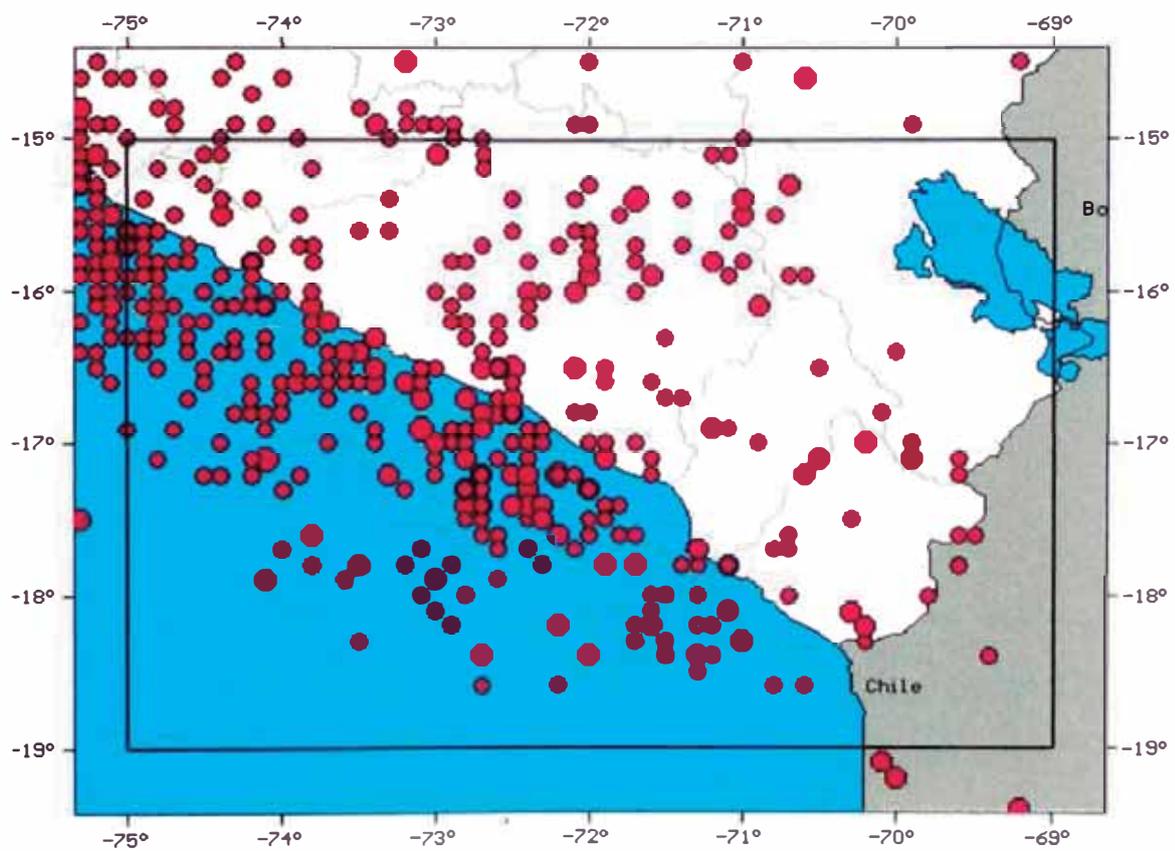


Fig. 6.23 Área de Estudio para los sismos superficiales ($h \leq 60$ km).

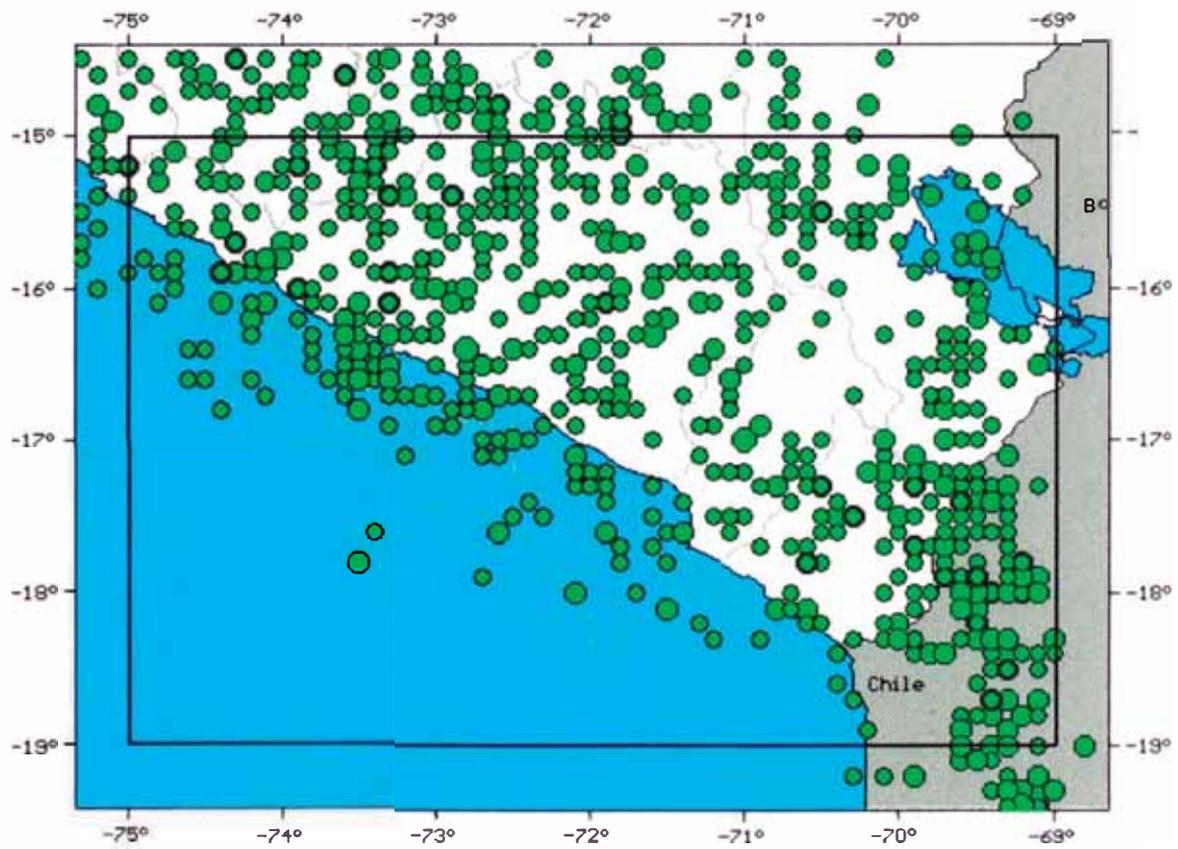


Fig. 6.24 Área de Estudio para los sismos intermedios ($60 < h \leq 300$ km).

En el proceso de definición de las fuentes sismogénicas, se tuvo en cuenta que:

Las Fuentes 1, 2, 4 y 5 buscan modelar la Interacción de la Placa de Nazca y la Sudamericana, y vienen a ser **Fuentes Sismogénicas de Subducción**. *La Fuente 3* viene a ser una **Fuente Sismogénica Continental**.

Las Fuentes 1 y 2, vienen a tener una delimitación que está basada en las fuentes 4 y 5 del trabajo realizado por Castillo y Alva (ver la Fig. 6.14), en donde se pueden ver agrupaciones de sismicidad.

La Fuente 3, presenta una distribución de la sismicidad más dispersa, y cuyos focos se encuentran ubicados en la placa continental. Esta fuente fue delimitada basándose en la fuente 9 del trabajo realizado por Castillo y Alva (ver la Fig. 6.14).

La Fuente 4, busca mostrar la distribución de los sismos de foco intermedio en la parte NW del área de estudio, y que se delimitó en base a la fuente 16 del trabajo realizado por Castillo y Alva (ver la Fig. 6.15).

La Fuente 5, busca mostrar la distribución de los sismos de foco intermedio en la parte SE del área de estudio, y que se delimitó en base a la fuente 17 del trabajo realizado por Castillo y Alva (ver la Fig. 6.15).

6.3. EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LA SISMICIDAD

El análisis estadístico realizado en cada una de las Fuentes Sismogénicas y en toda el área de estudio, fue realizado mediante la ayuda

de hojas de cálculo, en donde se buscó detallar al máximo posible las características de cada una de las fuentes y del área de estudio en general.

6.3.1. Características de las Fuentes Sismogénicas

Para cada fuente Sismogénica fue efectuado un análisis estadístico de la Sismicidad. Los resultados de los métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulada - Magnitud y Máxima Verosimilitud, así como la Magnitud Umbral determinada para cada fuente, son mostradas en la Tabla 7.1. Los datos utilizados en cada método están contenidos en el APÉNDICE D respectivamente.

Las Fuentes Sismogénicas determinadas presentan las siguientes características:

6.3.1.1. Fuente Sismogénica 1

En esta Fuente fueron seleccionados un total de 148 eventos sísmicos con profundidades menores que 60 km. (ver Fig. 6.18).

La actividad sísmica en esta fuente no es homogénea a lo largo del Intervalo evaluado, como puede ser observado en la distribución temporal de esos eventos (Fig. 6.25), entre 1976 y 1993 existe una ausencia de actividad sísmica de los sismos de magnitud comprendida entre 4.0 - 4.4, entre 1962 - 1968 y 1970 - 1979 existe una ausencia de sismos de magnitud 5.3 - 5.5, al igual que existe una ausencia entre los años 1991 - 1999 de magnitudes $m_b > 4.8$ (a excepción del sismo de 1994 con $m_b = 5.4$). También se puede apreciar que en toda el área de la Fuente 1, no existe

sismos con $m_b > 5.5$ durante el periodo de análisis, a excepción de los años 1969, 1972 ($m_b = 5.8$) y 1988, 1989 ($m_b = 6.1$).

En la Fig. 6.26, se puede observar que la actividad sísmica está presente de manera constante en una profundidad de 10 - 60 km., a excepción de los intervalos de 1961 - 1962 y 1991 - 1993 en donde existen algunas ausencias.

En la Tabla 6.1 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.27, Fig. 6.28 y en la Fig. 6.29 respectivamente.

6.3.1.2. Fuente Sismogénica 2

Fueron considerados 125 sismos en esta Fuente Sismogénica con profundidades que son menores de 60 km. (ver Fig. 6.19).

La distribución temporal de la actividad sísmica en esta fuente no es muy uniforme (Fig. 6.30), en vista de que en los años 1974 - 1994, existe una ausencia de los sismos cuya magnitud varía entre 4.0 - 4.4 (a excepción de 1981, 1994 con $m_b = 4.4$).

En la Fig. 6.31, se puede observar que la actividad sísmica está presente de manera constante en una profundidad de 25 - 60 km., pero cabe mencionar que a partir del año 1993 - 1999, aparecen sismos cuya

profundidad oscila de 10 - 25 km., lo cual no se presentaba en años anteriores (salvo unas pocas excepciones).

En la Tabla 6.2 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.32, Fig. 6.33 y en la Fig. 6.34 respectivamente.

6.3.1.3. Fuente Sismogénica 3

Fueron clasificados 108 eventos sísmicos con profundidades que son menores de 60 km. (ver Fig. 6.20).

La distribución temporal de la actividad sísmica de esta zona (Fig. 6.35), muestra un nivel uniforme hasta la magnitud 5.5 m_b , con algunos eventos con m_b mayor de 5.5, así como en el año 1962 (5.8 m_b), 1978 - 1979 (6.0, 6.2 y 5.6 m_b) y 1998 (5.8 m_b). También podemos mencionar que en este periodo de análisis, existen unos pequeños periodos en donde no hay actividad sísmica como se puede mencionar: 1976 - 1992 (4.0 - 4.5 m_b) y 1995 - 1999 (4.7 - 5.3 m_b).

En la Fig. 6.36, se puede observar que la actividad sísmica esta presente de manera constante en una profundidad de 10 - 60 km., sin presentar algún vacío muy notorio.

En la Tabla 6.3 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.37, Fig. 6.38 y en la Fig. 6.39 respectivamente.

6.3.1.4. Fuente Sismogénica 4

Para esta fuente fueron seleccionados 226 sismos con profundidades que varían de 60 - 300 km. (ver Fig. 6.21).

La distribución temporal de la sismicidad (Fig. 6.40) muestra una actividad sísmica uniforme hasta la magnitud 5.5, pero de todas maneras se puede apreciar zonas en donde existe una ausencia de la actividad sísmica, como en los años 1976 - 1991 en donde no existen sismos con magnitudes que oscilen entre 4.0 - 4.5 (a excepción de los años 1978 y 1982, en donde se registraron sismos de magnitudes 4.3 y 4.4, respectivamente), y en los años 1995 - 1999 en donde no se han registrado sismos de magnitudes 4.6 - 5.4.

En la Fig. 6.41, se puede observar que la actividad sísmica esta presente de manera constante en una profundidad de 60 - 150 km., pero cabe mencionar que a partir del año 1995 - 1999, aparecen sismos cuya profundidad oscila de 175 - 300 km., lo cual no se presentaba en años anteriores (salvo unas pocas excepciones).

En la Tabla 6.4 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una

regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.42, Fig. 6.43 y en la Fig. 6.44 respectivamente.

6.3.1.5. Fuente Sismogénica 5

Para esta fuente fueron seleccionados 525 sismos, cuyas profundidades oscilan entre 60 y 300 km. (ver Fig. 6.22).

La distribución temporal de la sismicidad (Fig. 6.45) muestra dos concentraciones de sismos, los cuales son: Entre los años 1963 - 1976 (3.5 - 4.5 m_b), y entre los años 1975 - 1990 (4.5 - 5.0 m_b). También podemos mencionar que entre 1983 - 1991, existe una ausencia de sismos con magnitud que varía entre 4.0 - 4.5. La uniformidad de la información alcanza hasta la magnitud 5.6, y a partir de ahí, existen muy pocos sismos de mayor magnitud, distribuidos equilibradamente.

En la Fig. 6.46, se puede observar que la actividad sísmica está presente de manera constante en una profundidad de 60 - 240 km., y a partir de esta última, solo existen unos cuantos, los cuales se encuentran de manera más dispersa.

En la Tabla 6.5 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los

resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.47, Fig. 6.48 y en la Fig. 6.49 respectivamente.

6.3.2. Características de toda el Área de Estudio

Para todo el área de estudio fue efectuado un análisis estadístico de la Sismicidad. Los resultados de los métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulada - Magnitud y Máxima Verosimilitud, así como la Magnitud Umbral determinada para cada fuente, son mostradas en la Tabla 7.2. Los datos utilizados en cada método están contenidos en el APÉNDICE D respectivamente.

Al momento de analizar toda el área de estudio, se procedió a dividir esta en dos grupos de acuerdo a su profundidad (como si fueran unas fuentes sismogénicas de mayor área). Estos dos grupos vienen a ser el de los sismos con foco superficial y el otro es el de los sismos con foco intermedio, los cuales son detallados a continuación:

6.3.2.1. Sismos de Foco Superficial

Para toda el área de estudio, de acuerdo al catálogo del IGP, se llegó a encontrar 408 sismos con profundidades de hasta 60 km. (ver Fig. 6.23).

La distribución temporal de la sismicidad (Fig. 6.50) muestra una actividad sísmica uniforme hasta la magnitud 5.4, al igual que presenta una concentración de la actividad sísmica entre 1995 - 2000 (con una magnitud que varía entre 4.0 - 4.5). También se puede observar que existe una ausencia de la actividad sísmica entre los años 1976 - 1993 (4.0 - 4.5

m_b) y que por encima de la magnitud 5.4 existen algunos sismos que se encuentran dispersos de forma equilibrada.

En la Fig. 6.51, se puede observar que la actividad sísmica esta presente de manera constante en una profundidad de 10 – 60 km. También podemos mencionar que existe una concentración de la información entre los años 1995 – 1999.

En la Tabla 6.6 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia – Magnitud, Frecuencia Acumulativa – Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.52, Fig. 6.53 y en la Fig. 6.54 respectivamente.

6.3.2.2. *Sismos de Foco Intermedio*

Para toda el área de estudio, de acuerdo al catálogo del IGP, se llegó a encontrar 793 sismos con profundidades que varían entre 60 – 300 km. (ver Fig. 6.24).

La distribución temporal de la sismicidad (Fig. 6.55) muestra una actividad sísmica uniforme hasta la magnitud 5.6, pero algunas concentraciones de sismicidad, como se puede mencionar: 1963 – 1975 (m_b que varía entre 3.5 – 4.5), 1977 – 1990 (m_b que varía entre 4.5 – 5.0) y 1992 – 1999 (m_b que varía entre 4.0 – 4.5).

En la Fig. 6.56, se puede observar que la actividad sísmica esta presente de manera constante en una profundidad de 60 - 240 km. También podemos mencionar que existe una concentración de la información entre los años 1962 - 1975.

En la Tabla 6.7 se observa los datos que servirán para analizar la distribución de la actividad sísmica, para posteriormente realizar una regresión lineal, usando los Métodos de Frecuencia - Magnitud, Frecuencia Acumulativa - Magnitud y Máxima Verosimilitud. Los resultados de estos ajustes son presentados en la Fig. 6.57, Fig. 6.58 y en la Fig. 6.59 respectivamente.

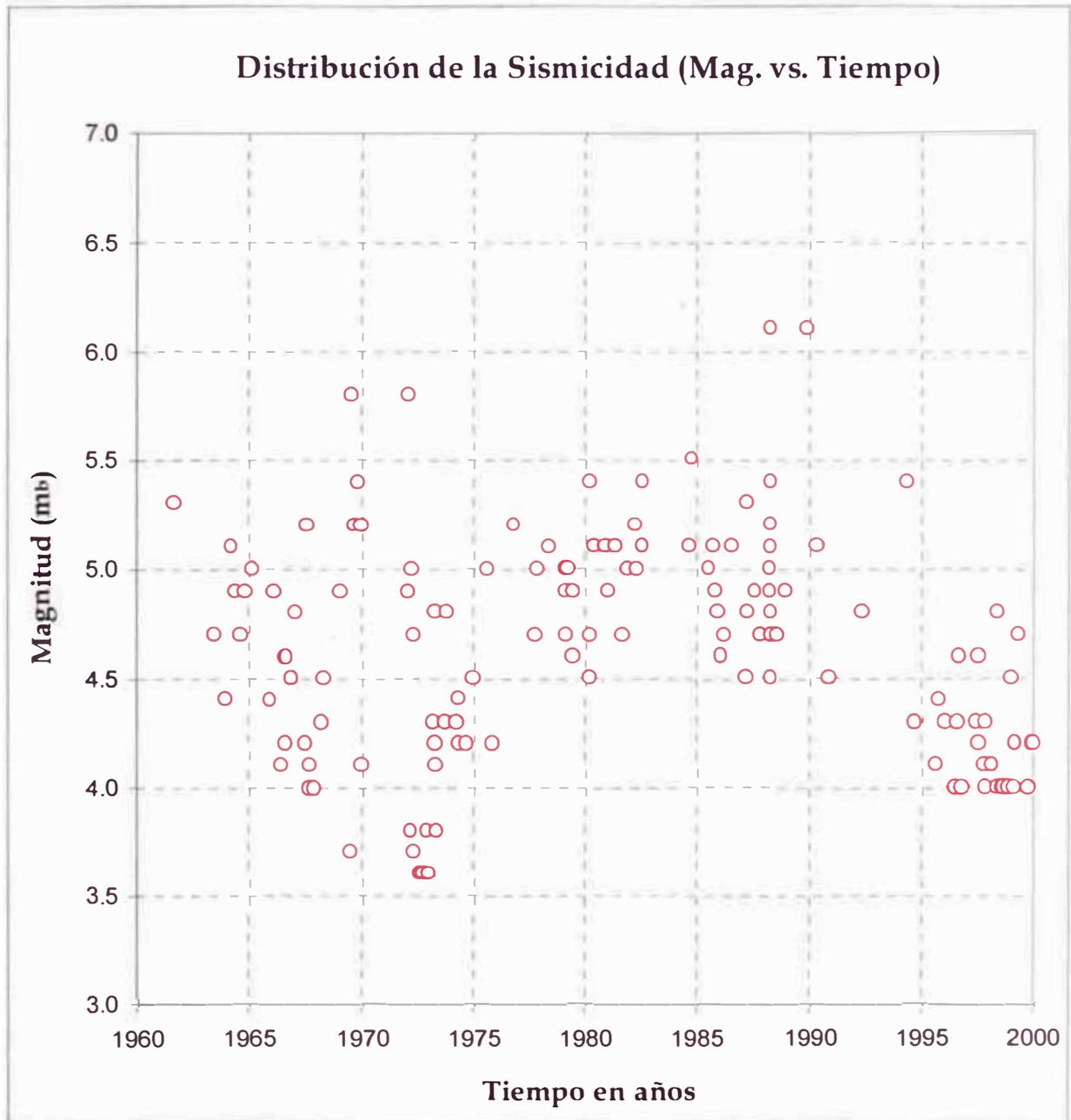


Fig. 6.25 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 01.

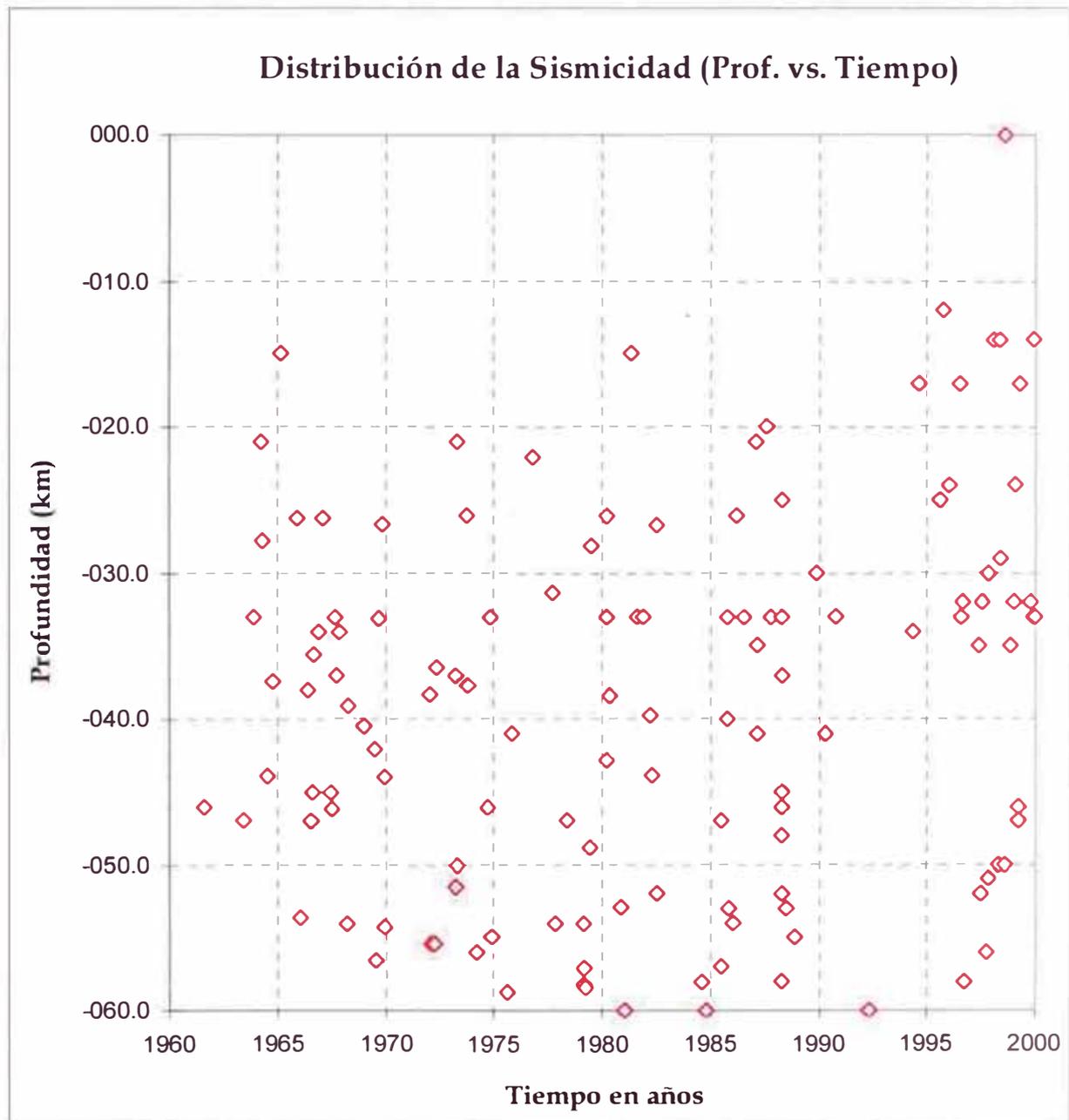


Fig. 6.26 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 01.

FUENTE SISMOGÉNICA N° 01

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{39 años}	N _{1 año}	Σ N _{39 años}	Σ N _{1 año}
[6.05	6.15	> 6.1	148	2.000	1.000	0.625	0.469	0.391	0.391	0.010	0.391	0.010
[5.95	6.05	> 6.0	146		0.500	0.625	0.625	0.594	0.594	0.015	0.984	0.025
[5.85	5.95	> 5.9	146		0.500	0.625	0.656	0.652	0.652	0.017	1.637	0.042
[5.75	5.85	> 5.8	146	2.000	1.000	0.750	0.672	0.664	0.664	0.017	2.301	0.059
[5.65	5.75	> 5.7	144		0.500	0.563	0.656	0.754	0.754	0.019	3.055	0.078
[5.55	5.65	> 5.6	144		0.250	0.750	1.031	1.215	1.215	0.031	4.270	0.109
[5.45	5.55	> 5.5	144	1.000	2.000	2.063	2.141	2.238	2.238	0.057	6.508	0.167
[5.35	5.45	> 5.4	143	6.000	4.000	3.688	3.641	3.680	3.680	0.094	10.188	0.261
[5.25	5.35	> 5.3	137	3.000	4.750	5.125	5.297	5.402	5.402	0.139	15.590	0.400
[5.15	5.25	> 5.2	134	7.000	7.000	7.250	7.375	7.426	7.426	0.190	23.016	0.590
[5.05	5.15	> 5.1	127	11.000	10.250	9.875	9.656	9.496	9.496	0.243	32.512	0.834
[4.95	5.05	> 5.0	116	12.000	12.000	11.625	11.297	11.016	11.016	0.282	43.527	1.116
[4.85	4.95	> 4.9	104	13.000	12.250	12.063	11.813	11.551	11.551	0.296	55.078	1.412
[4.75	4.85	> 4.8	91	11.000	11.750	11.500	11.281	11.082	11.082	0.284	66.160	1.696
[4.65	4.75	> 4.7	80	12.000	10.250	10.063	9.953	9.875	9.875	0.253	76.035	1.950
[4.55	4.65	> 4.6	68	6.000	8.000	8.188	8.313	8.438	8.438	0.216	84.473	2.166
[4.45	4.55	> 4.5	62	8.000	6.500	6.813	7.172	7.469	7.469	0.192	91.941	2.357
[4.35	4.45	> 4.4	54	4.000	6.250	6.875	7.219	7.465	7.465	0.191	99.406	2.549
[4.25	4.35	> 4.3	50	9.000	8.500	8.313	8.250	8.211	8.211	0.211	107.617	2.759
[4.15	4.25	> 4.2	41	12.000	10.000	9.500	9.125	8.816	8.816	0.226	116.434	2.985
[4.05	4.15	> 4.1	29	7.000	9.500	9.188	8.766	8.406	8.406	0.216	124.840	3.201
[3.95	4.05	> 4.0	22	12.000	7.750	7.188	6.969	6.824	6.824	0.175	131.664	3.376
[3.85	3.95	> 3.9	10		3.750	4.313	4.594	4.780	4.780	0.123	136.444	3.499
[3.75	3.85	> 3.8	10	3.000	2.000	2.563	2.964	3.256	3.256	0.083	139.700	3.582
[3.65	3.75	> 3.7	7	2.000	2.500	2.417	2.502	2.628	2.628	0.067	142.328	3.649
[3.55	3.65	> 3.6	5	3.000	2.667	2.611	2.546	2.531	2.531	0.065	144.859	3.714

Tabla 6.1 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 01).

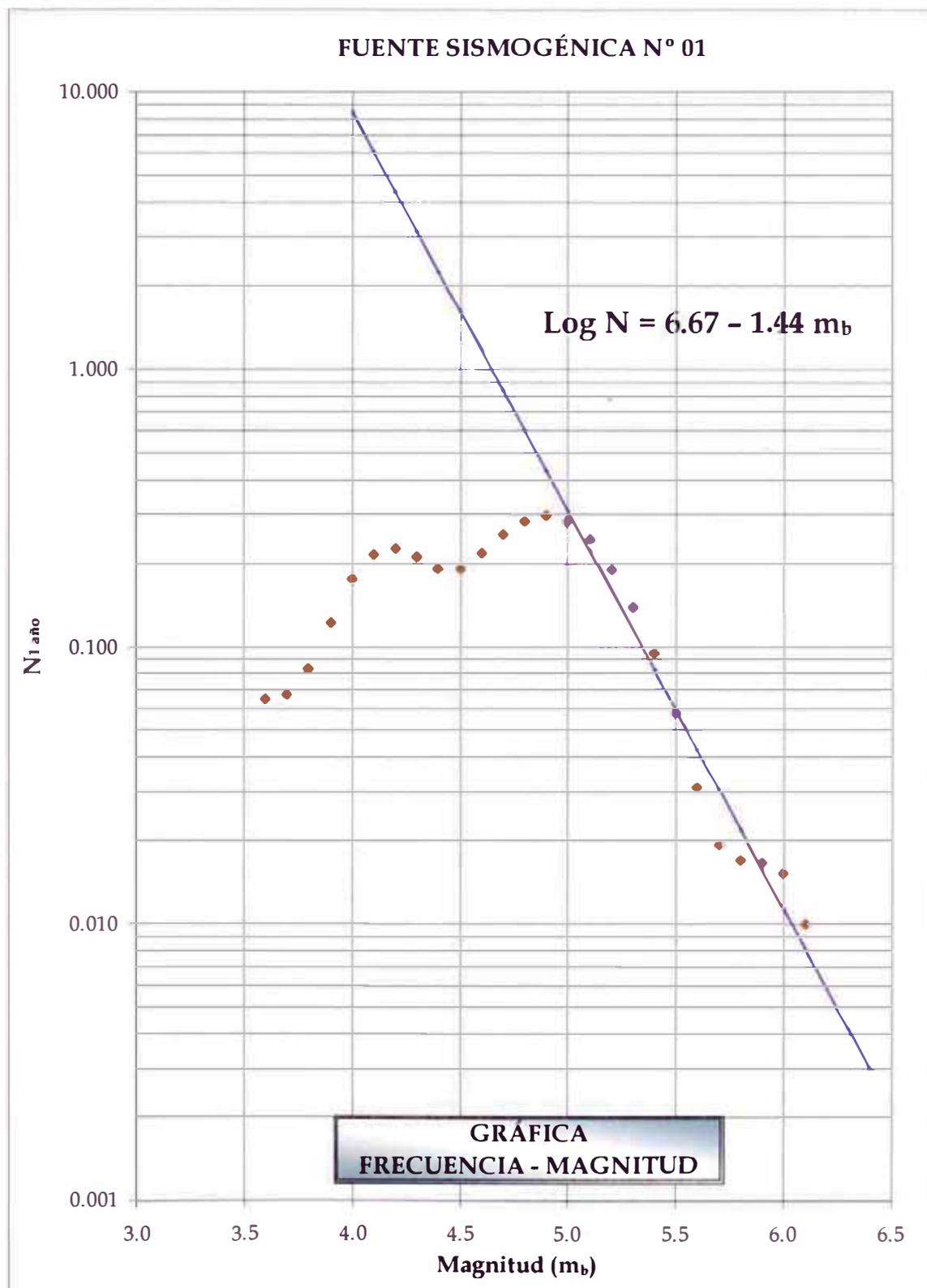


Fig. 6.27 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 01.

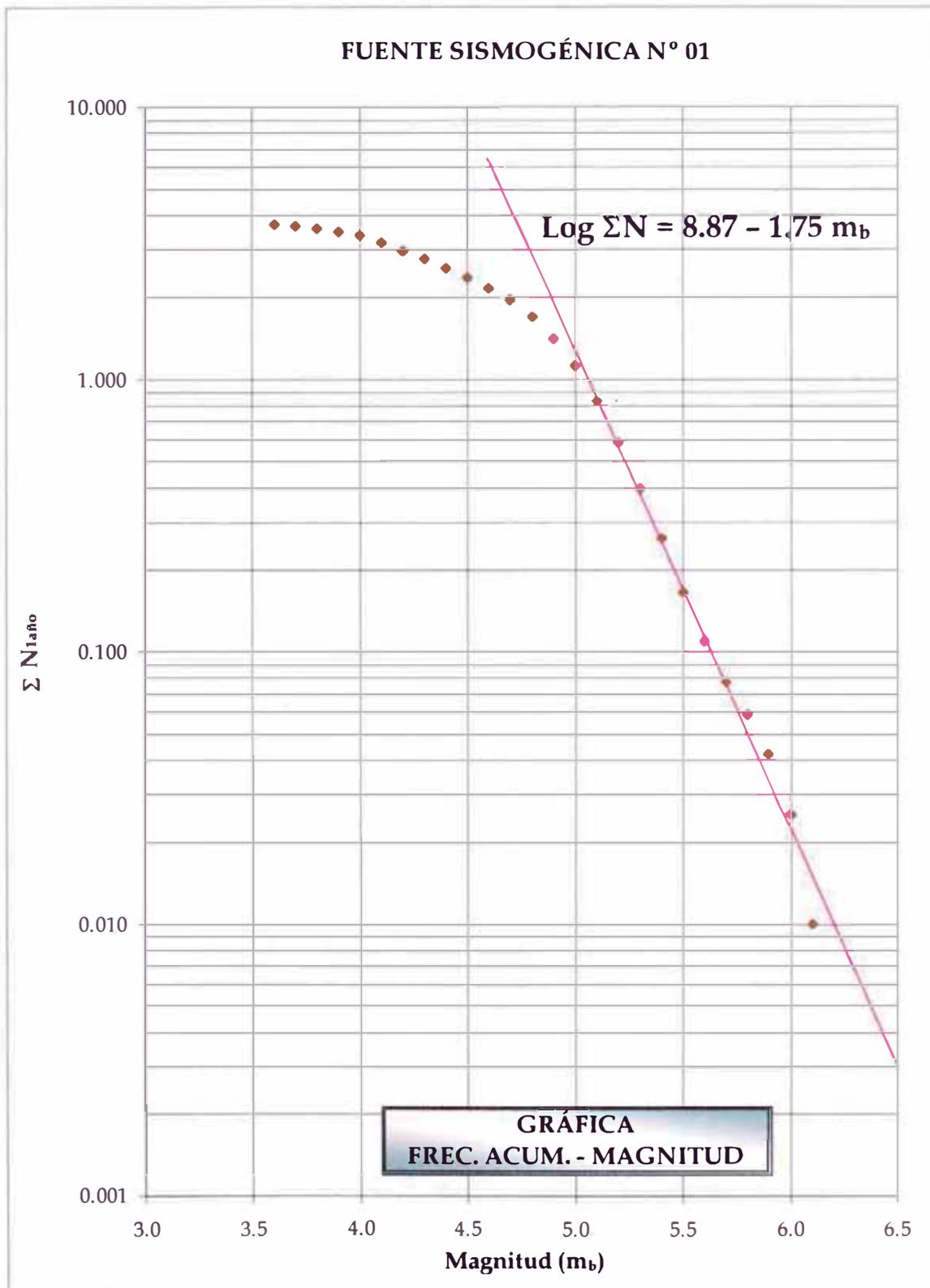


Fig. 6.28 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 01.

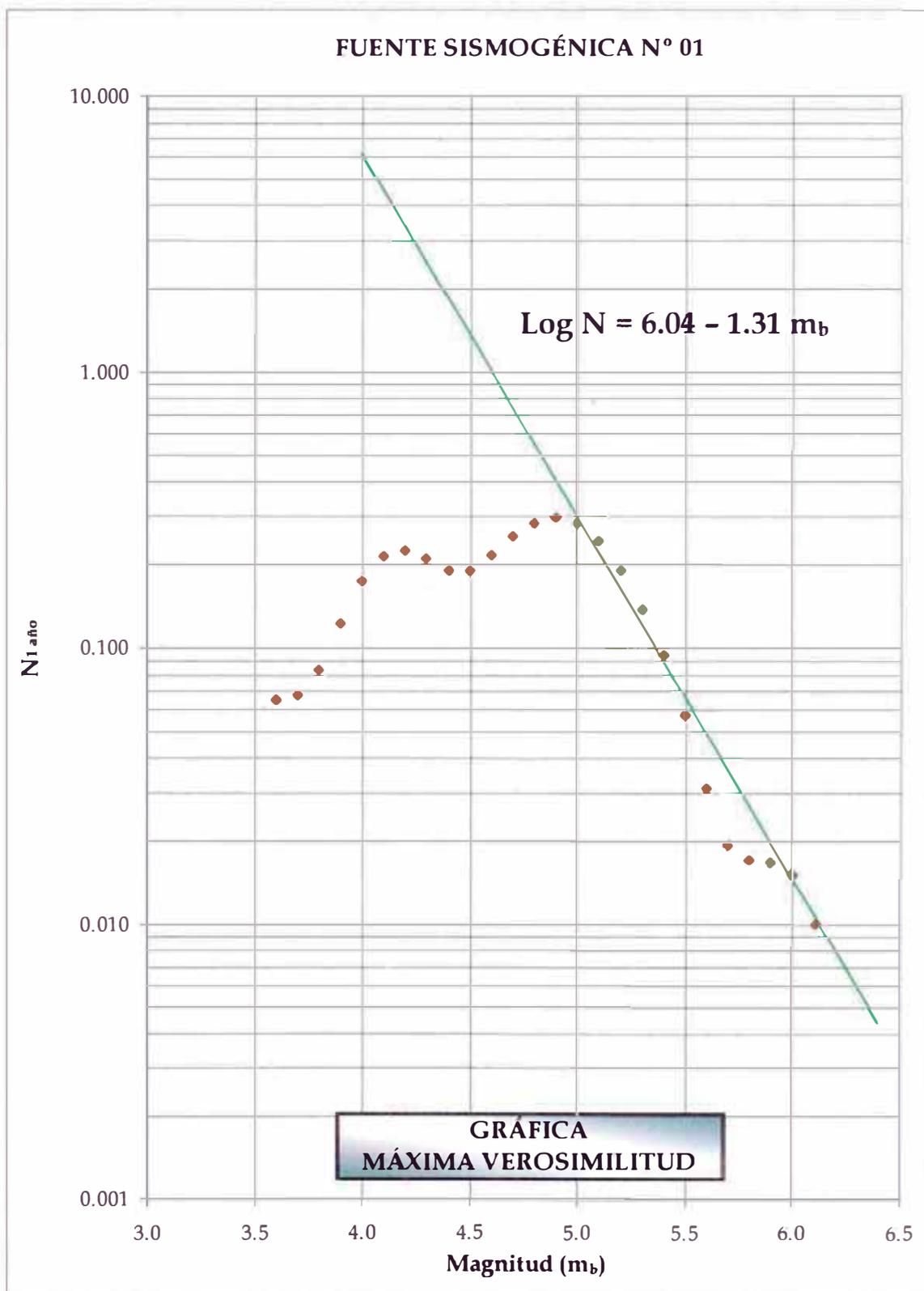


Fig. 6.29 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 01.

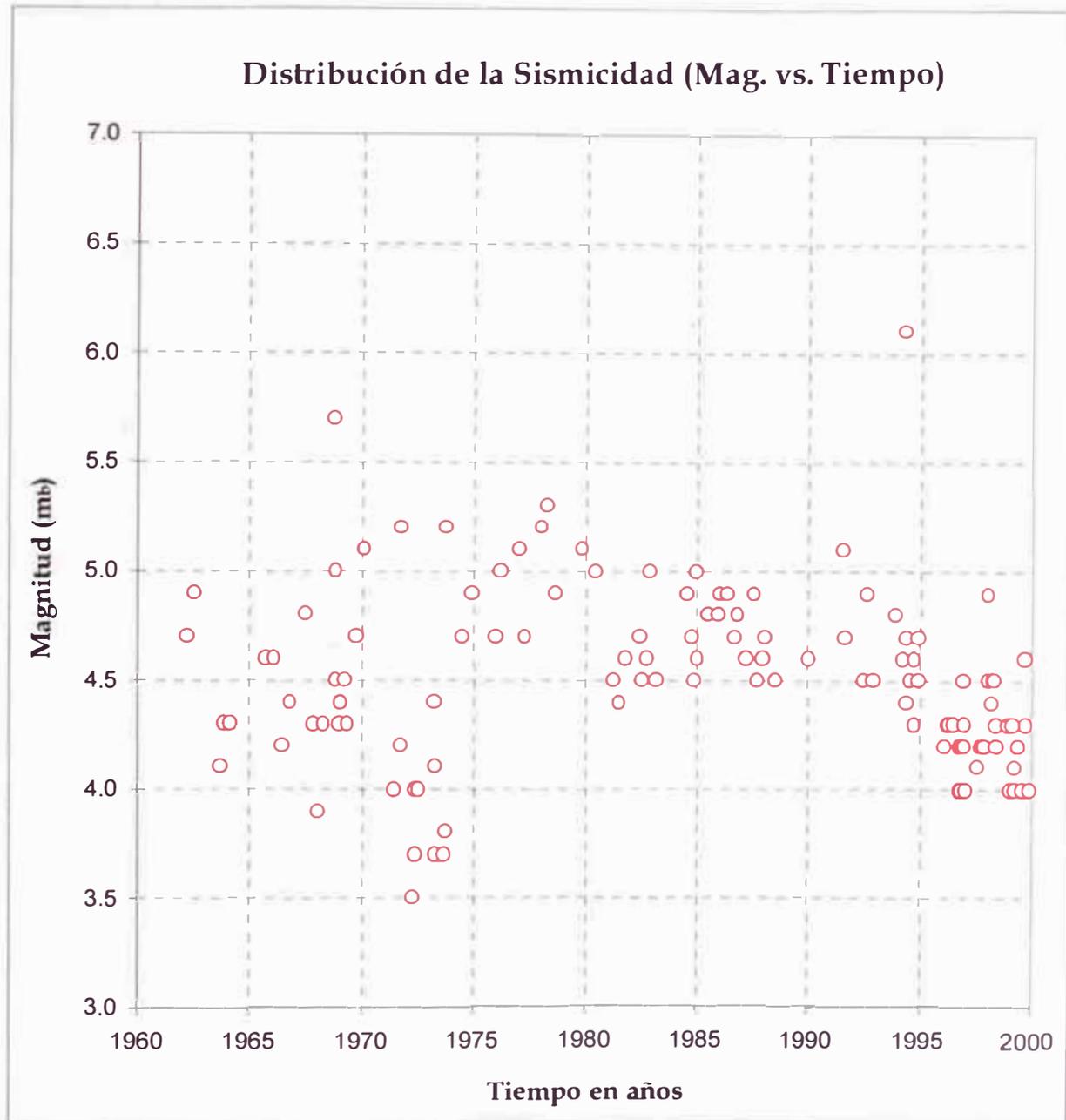


Fig. 6.30 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sísmogénica N° 02.

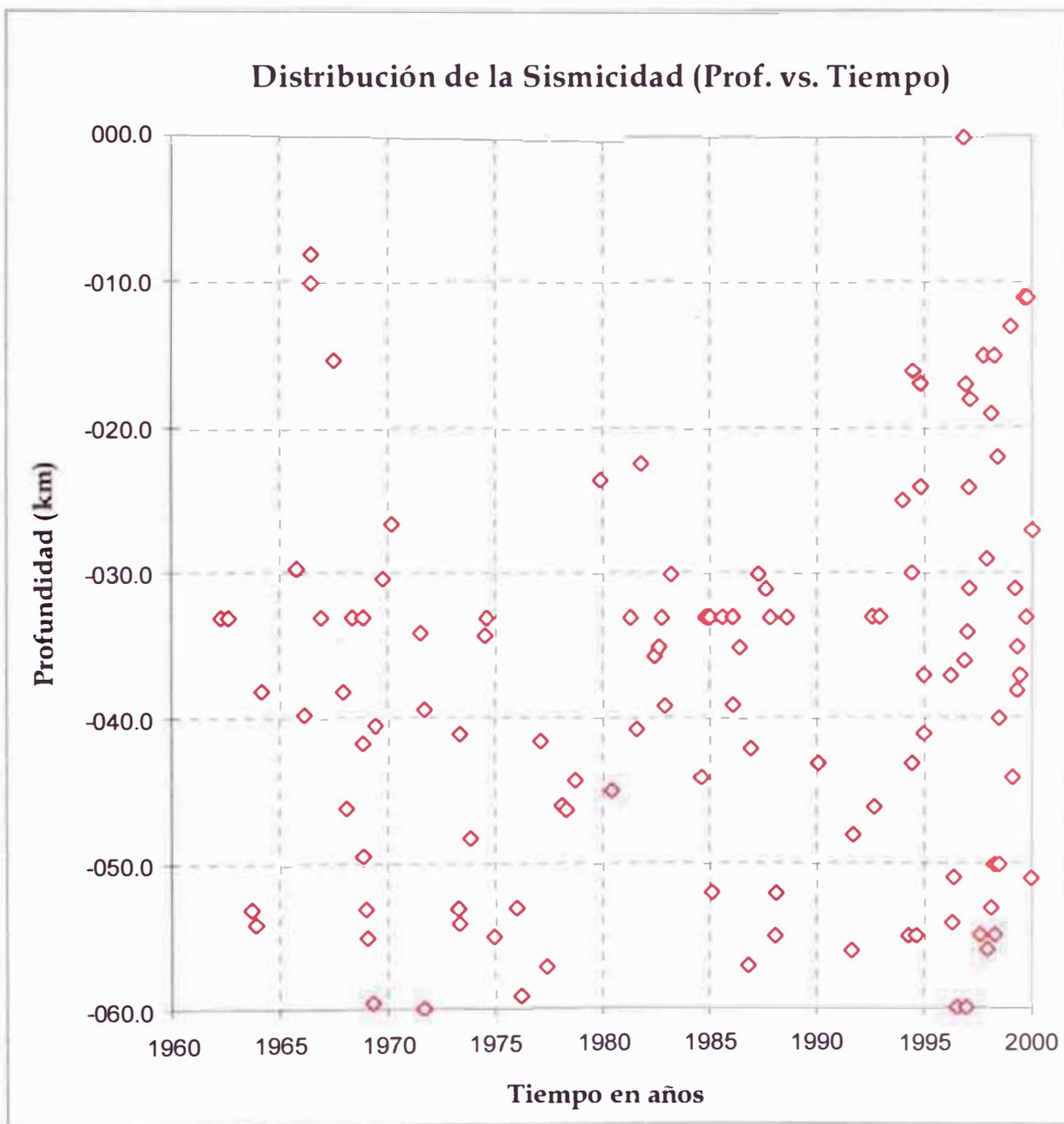


Fig. 6.31 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sísmica N° 02.

FUENTE SISMOGÉNICA N° 02

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{39 años}	N _{1 año}	Σ N _{39 años}	Σ N _{1 año}
[6.05	6.15 >	6.1	125	1.000	0.500	0.313	0.219	0.168	0.168	0.004	0.168	0.004
[5.95	6.05 >	6.0	124		0.250	0.250	0.234	0.219	0.219	0.006	0.387	0.010
[5.85	5.95 >	5.9	124			0.125	0.188	0.215	0.215	0.006	0.602	0.015
[5.75	5.85 >	5.8	124		0.250	0.250	0.250	0.250	0.250	0.006	0.852	0.022
[5.65	5.75 >	5.7	124	1.000	0.500	0.375	0.313	0.281	0.281	0.007	1.133	0.029
[5.55	5.65 >	5.6	123		0.250	0.250	0.250	0.262	0.262	0.007	1.395	0.036
[5.45	5.55 >	5.5	123			0.125	0.234	0.328	0.328	0.008	1.723	0.044
[5.35	5.45 >	5.4	123		0.250	0.438	0.594	0.723	0.723	0.019	2.445	0.063
[5.25	5.35 >	5.3	123	1.000	1.250	1.375	1.469	1.563	1.563	0.040	4.008	0.103
[5.15	5.25 >	5.2	122	3.000	2.750	2.688	2.719	2.762	2.762	0.071	6.770	0.174
[5.05	5.15 >	5.1	119	4.000	4.000	4.125	4.141	4.141	4.141	0.106	10.910	0.280
[4.95	5.05 >	5.0	115	5.000	5.750	5.625	5.563	5.535	5.535	0.142	16.445	0.422
[4.85	4.95 >	4.9	110	9.000	7.000	6.875	6.875	6.902	6.902	0.177	23.348	0.599
[4.75	4.85 >	4.8	101	5.000	7.750	8.125	8.297	8.375	8.375	0.215	31.723	0.813
[4.65	4.75 >	4.7	96	12.000	10.000	10.063	10.031	9.965	9.965	0.256	41.688	1.069
[4.55	4.65 >	4.6	84	11.000	12.500	11.875	11.500	11.262	11.262	0.289	52.949	1.358
[4.45	4.55 >	4.5	73	16.000	12.500	12.188	12.016	11.848	11.848	0.304	64.797	1.661
[4.35	4.45 >	4.4	57	7.000	11.250	11.813	11.859	11.777	11.777	0.302	76.574	1.963
[4.25	4.35 >	4.3	50	15.000	12.250	11.625	11.375	11.215	11.215	0.288	87.789	2.251
[4.15	4.25 >	4.2	35	12.000	10.750	10.438	10.250	10.094	10.094	0.259	97.883	2.510
[4.05	4.15 >	4.1	23	4.000	8.000	8.500	8.500	8.418	8.418	0.216	106.301	2.726
[3.95	4.05 >	4.0	19	12.000	7.250	6.563	6.422	6.387	6.387	0.164	112.688	2.889
[3.85	3.95 >	3.9	7	1.000	3.750	4.063	4.203	4.320	4.320	0.111	117.008	3.000
[3.75	3.85 >	3.8	6	1.000	1.500	2.125	2.453	2.667	2.667	0.068	119.674	3.069
[3.65	3.75 >	3.7	5	3.000	1.750	1.500	1.557	1.672	1.672	0.043	121.347	3.111
[3.55	3.65 >	3.6	2		1.000	1.104	1.122	1.172	1.172	0.030	122.519	3.142
[3.45	3.55 >	3.5	2	1.000	0.667	0.778	0.887	0.965	0.965	0.025	123.483	3.166

Tabla 6.2 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 02).

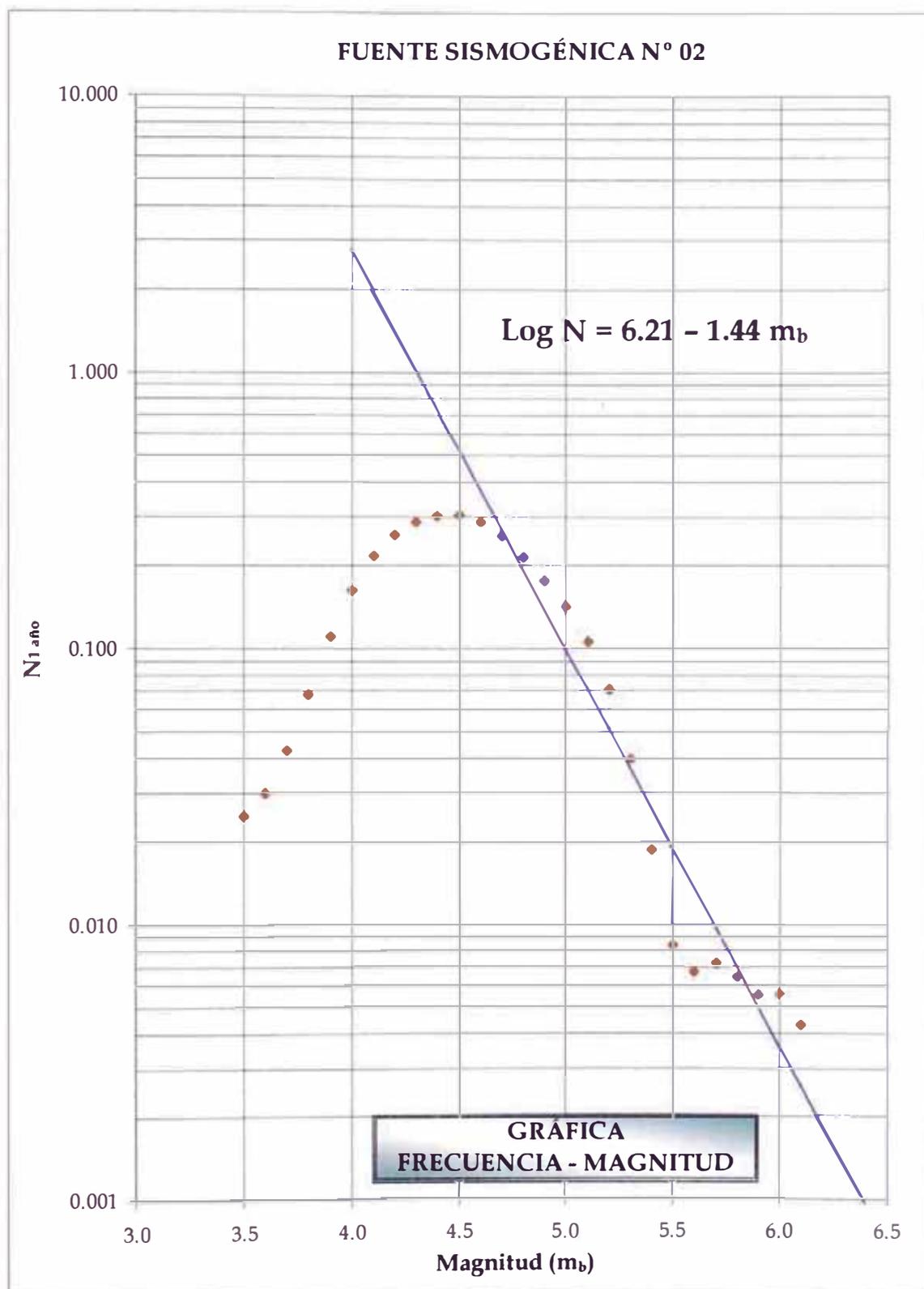


Fig. 6.32 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 02.

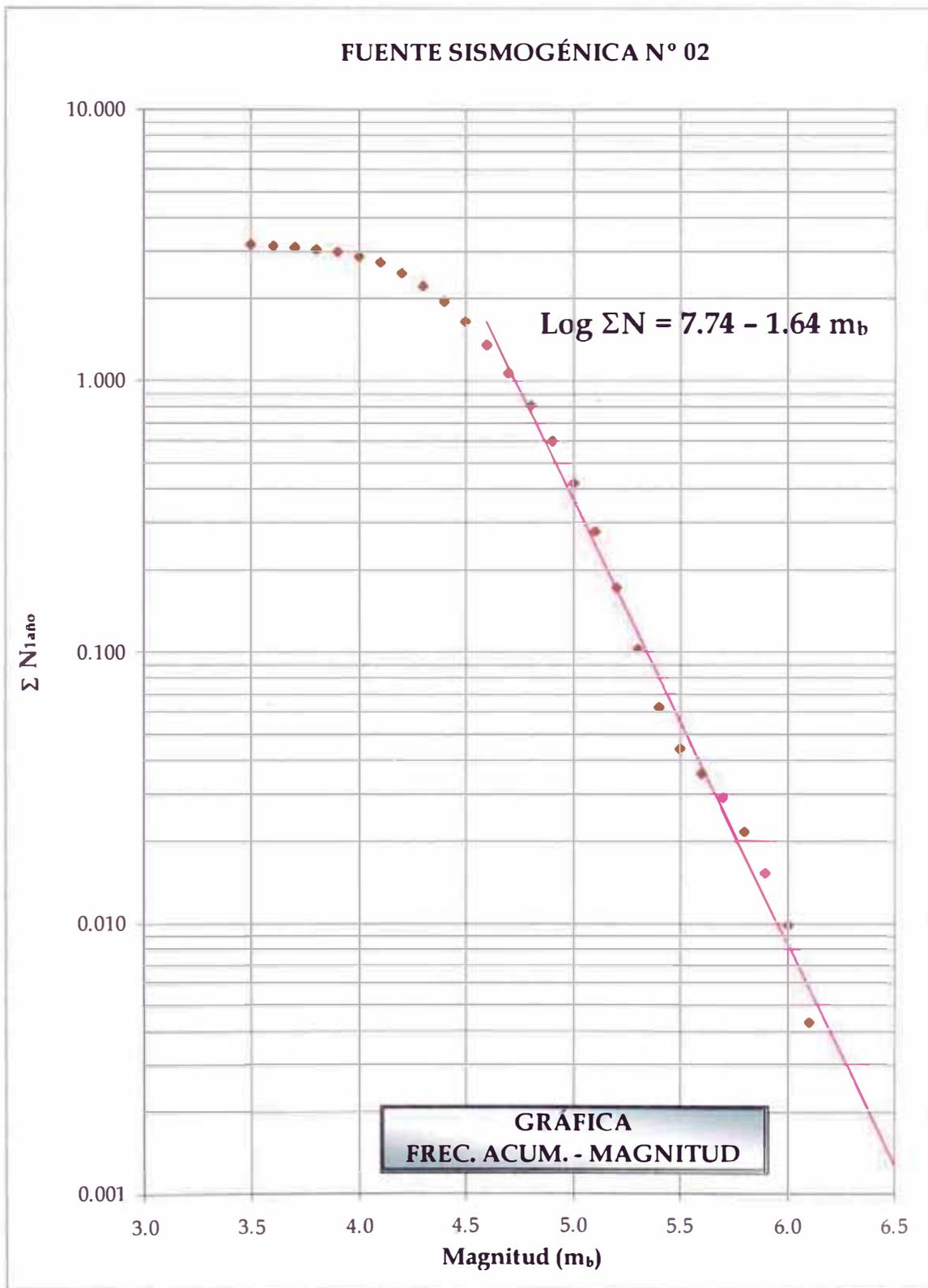


Fig. 6.33 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 02.

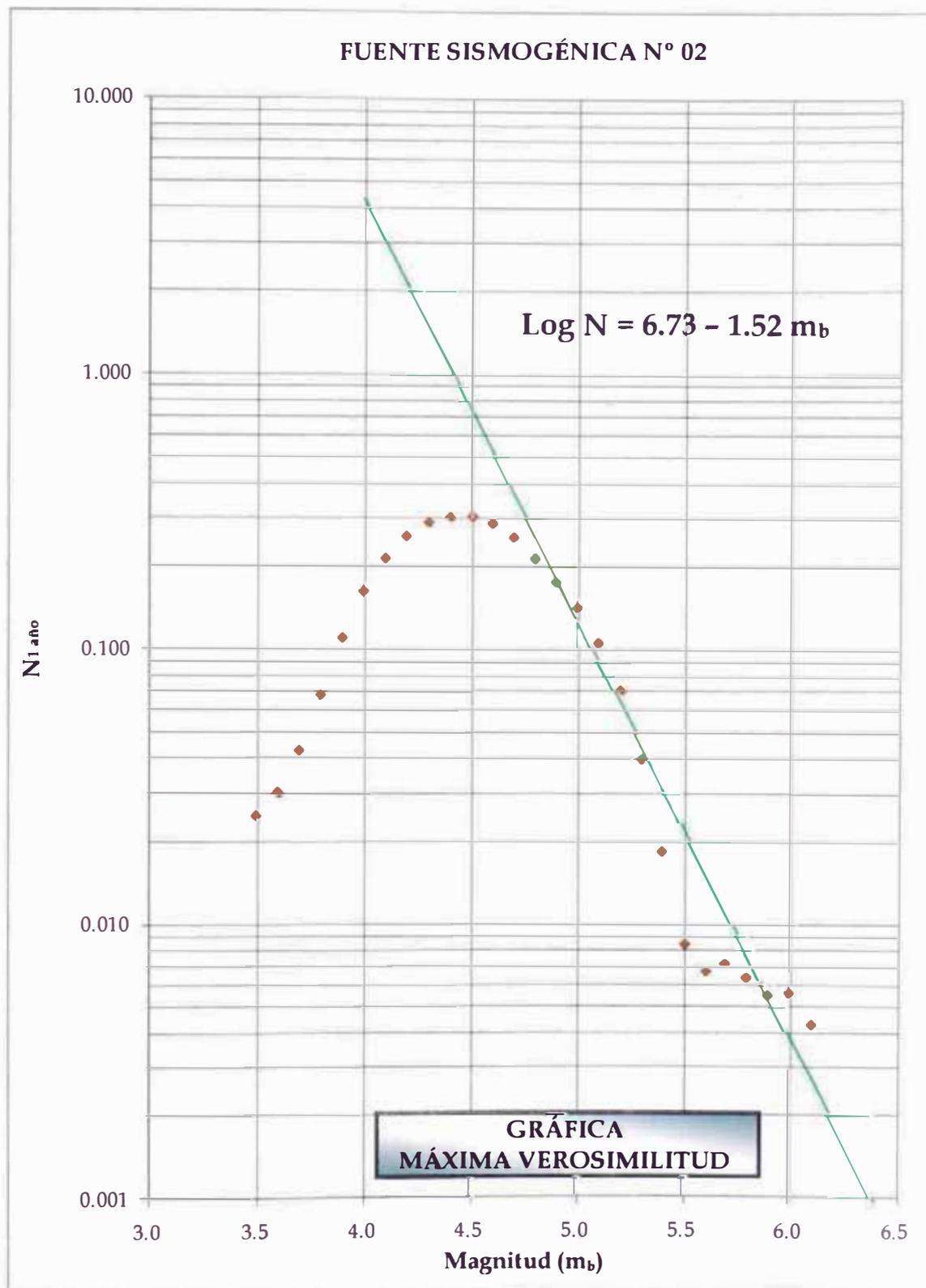


Fig. 6.34 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 02.

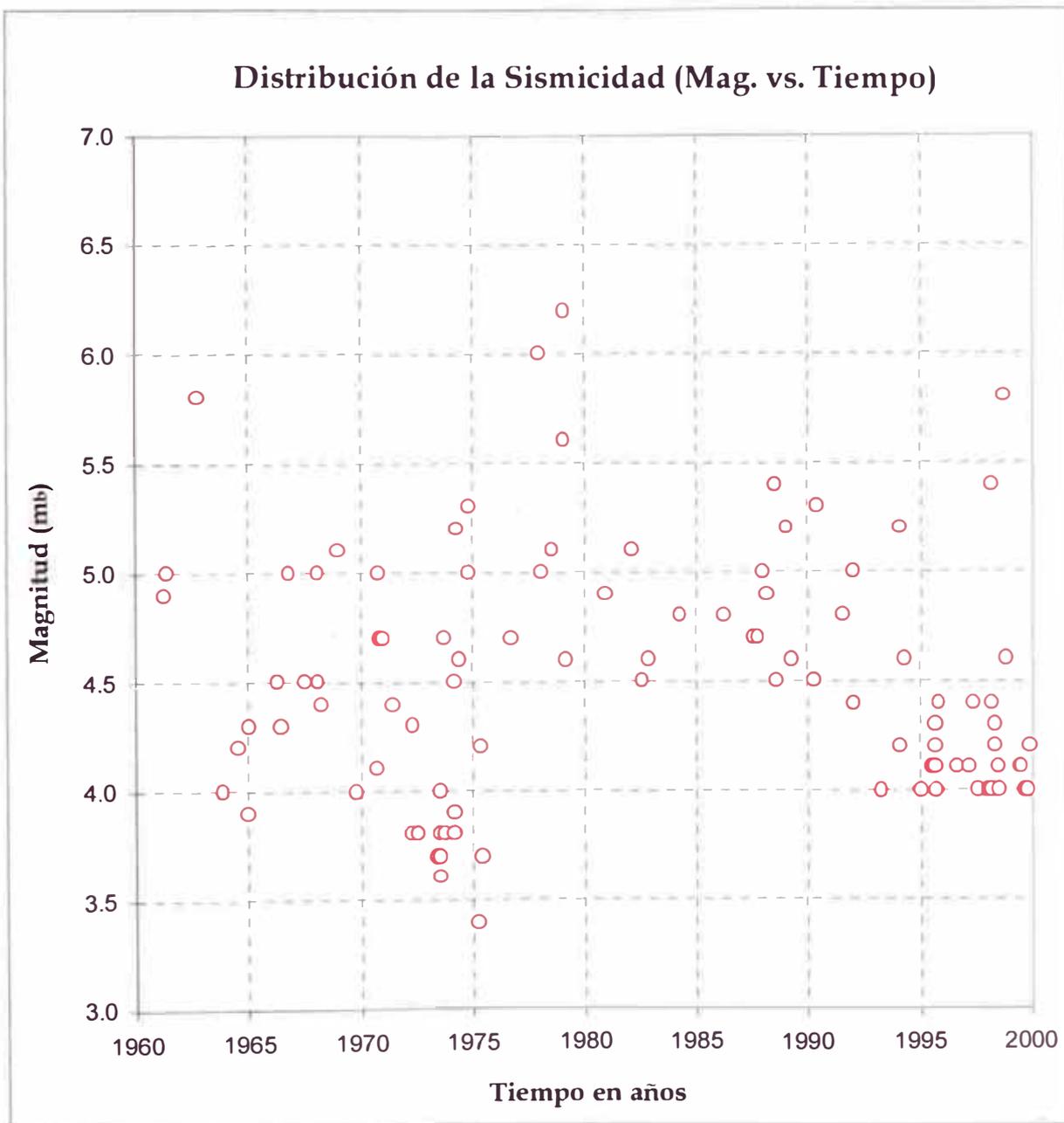


Fig. 6.35 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 03.

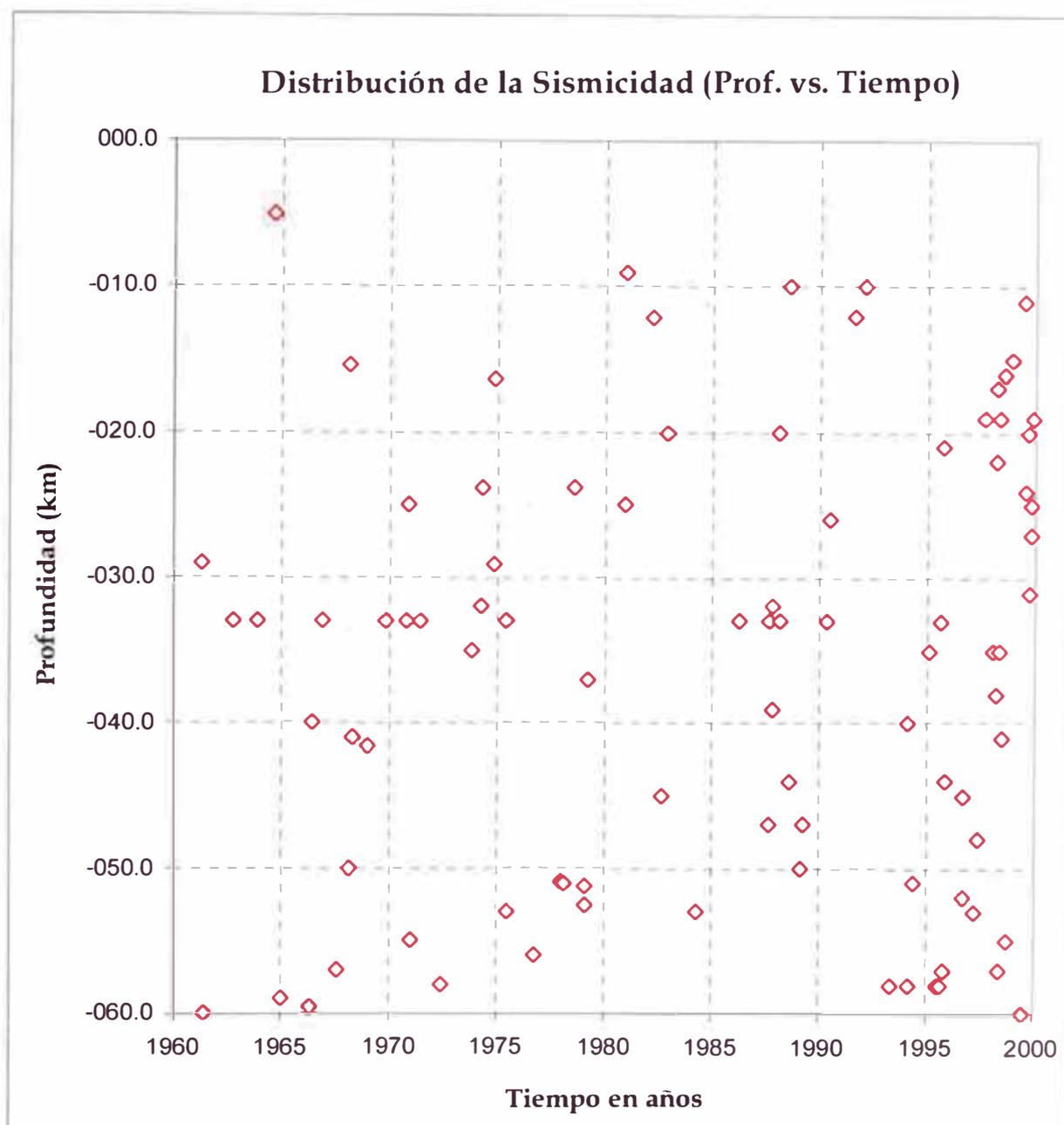


Fig. 6.36 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 03.

FUENTE SISMOGÉNICA N° 03

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{30 años}	N _{1 año}	$\Sigma N_{30 años}$	$\Sigma N_{1 año}$
[6.15	6.25	> 6.2	108	1.000	0.500	0.375	0.313	0.277	0.277	0.007	0.277	0.007
[6.05	6.15	> 6.1	107		0.500	0.500	0.484	0.469	0.469	0.012	0.746	0.019
[5.95	6.05	> 6.0	107	1.000	0.500	0.563	0.594	0.602	0.602	0.015	1.348	0.035
[5.85	5.95	> 5.9	106		0.750	0.750	0.734	0.719	0.719	0.018	2.066	0.053
[5.75	5.85	> 5.8	106	2.000	1.000	0.875	0.813	0.777	0.777	0.020	2.844	0.073
[5.65	5.75	> 5.7	104		0.750	0.750	0.750	0.758	0.758	0.019	3.602	0.092
[5.55	5.65	> 5.6	104	1.000	0.500	0.625	0.719	0.789	0.789	0.020	4.391	0.113
[5.45	5.55	> 5.5	103		0.750	0.875	0.969	1.043	1.043	0.027	5.434	0.139
[5.35	5.45	> 5.4	103	2.000	1.500	1.500	1.516	1.555	1.555	0.040	6.988	0.179
[5.25	5.35	> 5.3	101	2.000	2.250	2.188	2.219	2.266	2.266	0.058	9.254	0.237
[5.15	5.25	> 5.2	99	3.000	2.750	3.000	3.109	3.148	3.148	0.081	12.402	0.318
[5.05	5.15	> 5.1	96	3.000	4.250	4.250	4.156	4.070	4.070	0.104	16.473	0.422
[4.95	5.05	> 5.0	93	8.000	5.750	5.125	4.859	4.719	4.719	0.121	21.191	0.543
[4.85	4.95	> 4.9	85	4.000	4.750	4.938	5.000	5.020	5.020	0.129	26.211	0.672
[4.75	4.85	> 4.8	81	3.000	4.500	5.000	5.219	5.324	5.324	0.137	31.535	0.809
[4.65	4.75	> 4.7	78	8.000	6.250	5.938	5.859	5.828	5.828	0.149	37.363	0.958
[4.55	4.65	> 4.6	70	6.000	6.750	6.563	6.375	6.246	6.246	0.160	43.609	1.118
[4.45	4.55	> 4.5	64	7.000	6.500	6.438	6.375	6.328	6.328	0.162	49.938	1.280
[4.35	4.45	> 4.4	57	6.000	6.000	6.063	6.188	6.316	6.316	0.162	56.254	1.442
[4.25	4.35	> 4.3	51	5.000	5.750	6.188	6.516	6.734	6.734	0.173	62.988	1.615
[4.15	4.25	> 4.2	46	7.000	7.250	7.625	7.719	7.711	7.711	0.198	70.699	1.813
[4.05	4.15	> 4.1	39	10.000	10.250	9.438	8.891	8.508	8.508	0.218	79.207	2.031
[3.95	4.05	> 4.0	29	14.000	10.000	9.063	8.531	8.156	8.156	0.209	87.363	2.240
[3.85	3.95	> 3.9	15	2.000	6.000	6.563	6.672	6.645	6.645	0.170	94.008	2.410
[3.75	3.85	> 3.8	13	6.000	4.250	4.500	4.703	4.828	4.828	0.124	98.836	2.534
[3.65	3.75	> 3.7	7	3.000	3.500	3.250	3.234	3.299	3.299	0.085	102.135	2.619
[3.55	3.65	> 3.6	4	2.000	1.750	1.938	2.026	2.109	2.109	0.054	104.244	2.673
[3.45	3.55	> 3.5	2		0.750	0.979	1.148	1.278	1.278	0.033	105.522	2.706
[3.35	3.45	> 3.4	2	1.000	0.667	0.694	0.789	0.909	0.909	0.023	106.430	2.729

Tabla 6.3 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 03).

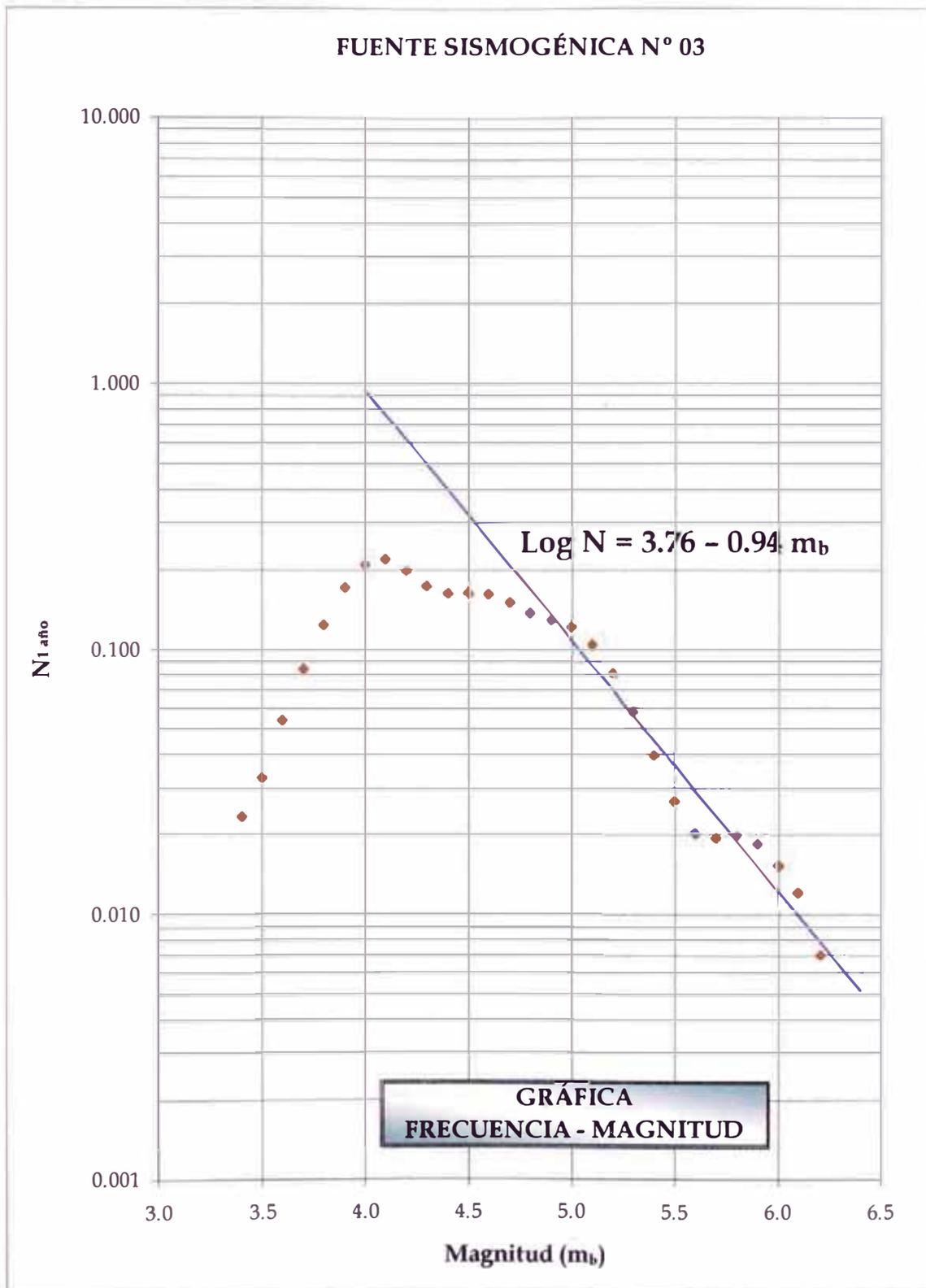


Fig. 6.37 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 03.

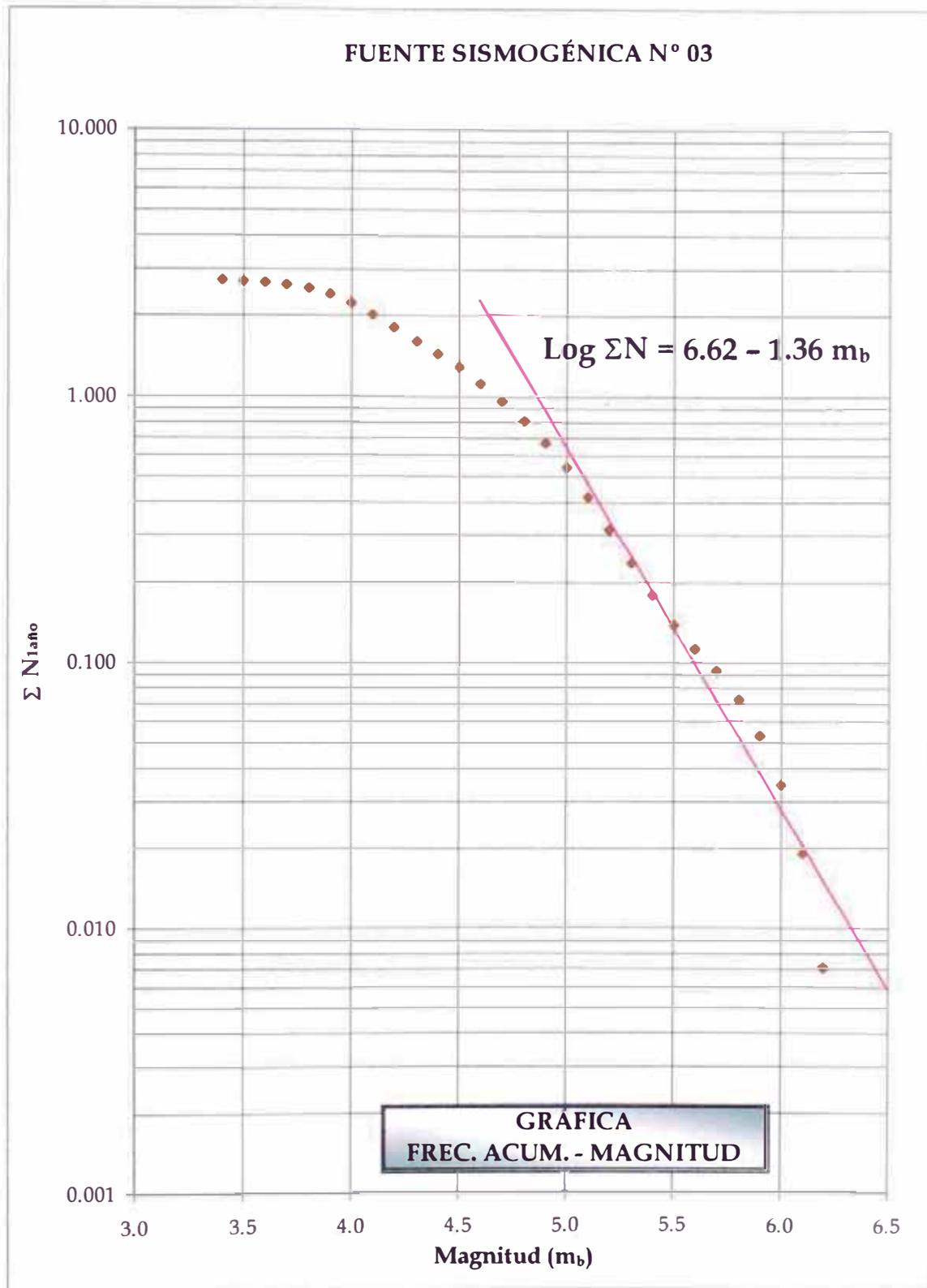


Fig. 6.38 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 03.

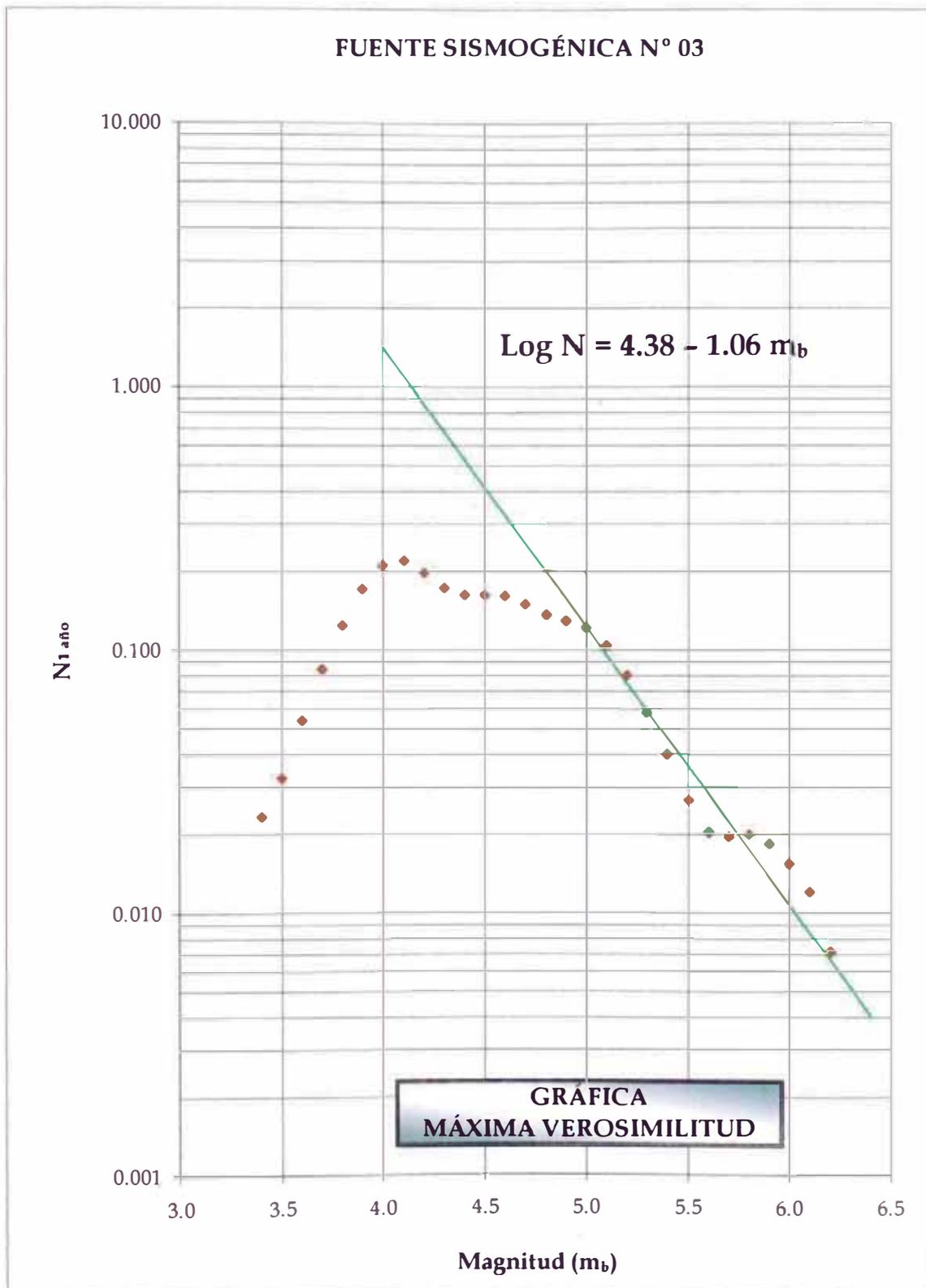


Fig. 6.39 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 03.

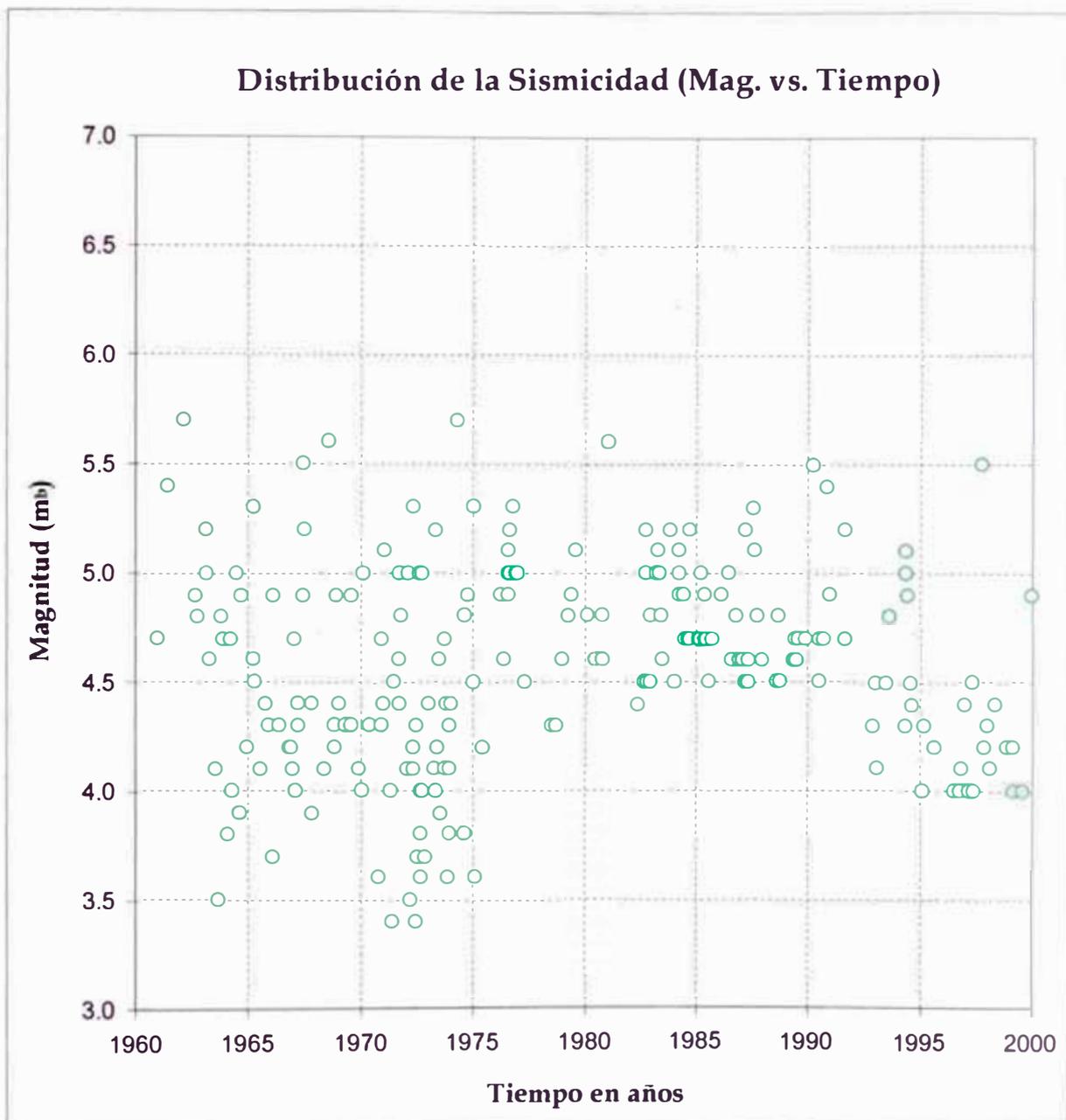


Fig. 6.40 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 04.

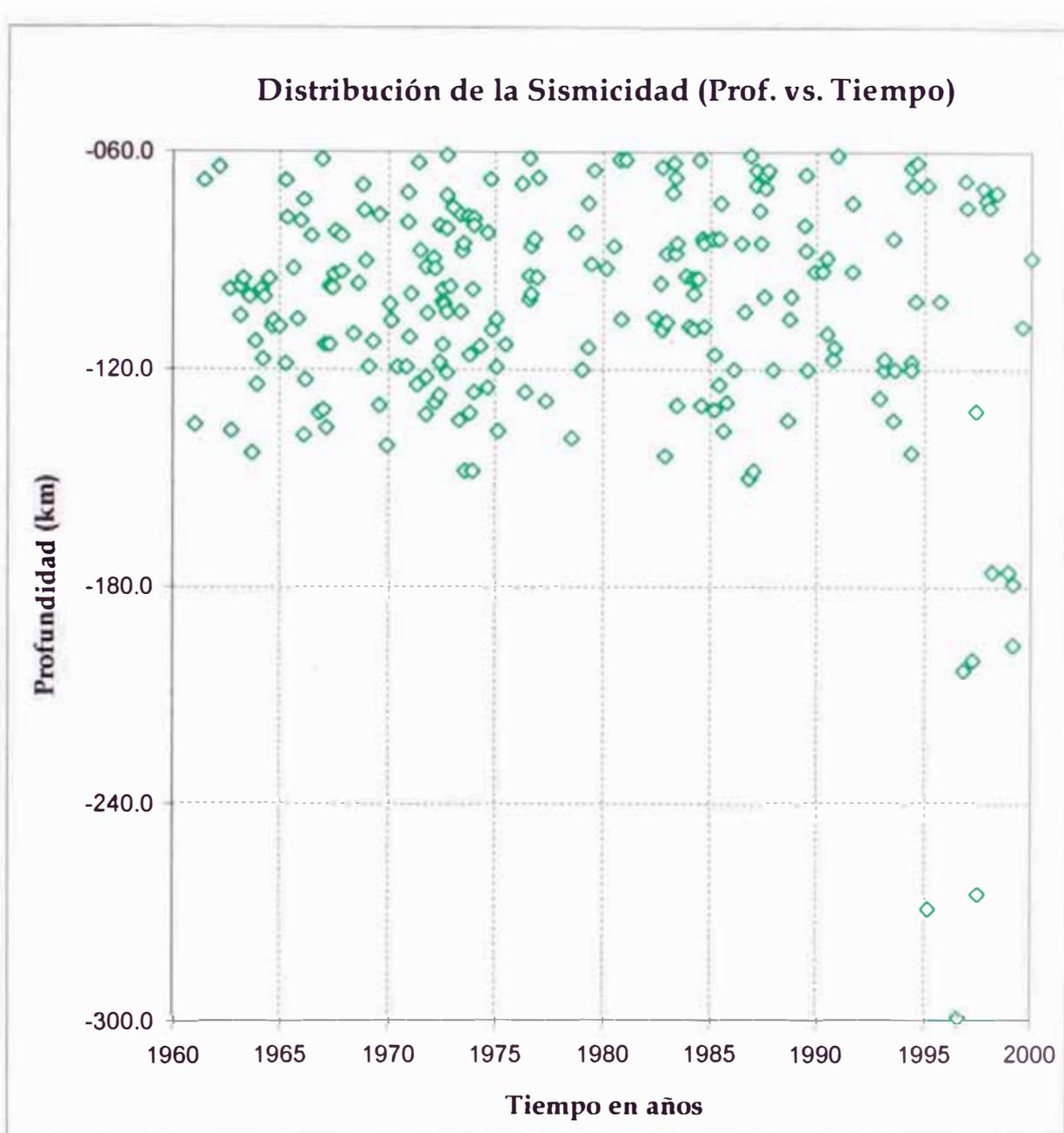


Fig. 6.41 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 04.

FUENTE SISMOGÉNICA N° 04

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{30 años}	N _{1 año}	Σ N _{30 años}	Σ N _{1 año}
[5.65	5.75	> 5.7	226	2.000	1.500	1.313	1.188	1.102	1.102	0.028	1.102	0.028
[5.55	5.65	> 5.6	224	2.000	2.250	2.125	2.031	1.980	1.980	0.051	3.082	0.079
[5.45	5.55	> 5.5	222	3.000	2.500	2.563	2.672	2.766	2.766	0.071	5.848	0.150
[5.35	5.45	> 5.4	219	2.000	3.000	3.438	3.688	3.891	3.891	0.100	9.738	0.250
[5.25	5.35	> 5.3	217	5.000	5.250	5.313	5.516	5.742	5.742	0.147	15.480	0.397
[5.15	5.25	> 5.2	212	9.000	7.750	8.000	8.250	8.430	8.430	0.216	23.910	0.613
[5.05	5.15	> 5.1	203	8.000	11.250	11.688	11.703	11.641	11.641	0.298	35.551	0.912
[4.95	5.05	> 5.0	195	20.000	16.500	15.438	14.906	14.555	14.555	0.373	50.105	1.285
[4.85	4.95	> 4.9	175	18.000	17.500	17.063	16.703	16.406	16.406	0.421	66.512	1.705
[4.75	4.85	> 4.8	157	14.000	16.750	17.250	17.313	17.227	17.227	0.442	83.738	2.147
[4.65	4.75	> 4.7	143	21.000	18.000	17.688	17.578	17.477	17.477	0.448	101.215	2.595
[4.55	4.65	> 4.6	122	16.000	18.000	17.688	17.438	17.262	17.262	0.443	118.477	3.038
[4.45	4.55	> 4.5	106	19.000	16.750	16.688	16.594	16.488	16.488	0.423	134.965	3.461
[4.35	4.45	> 4.4	87	13.000	15.250	15.313	15.328	15.336	15.336	0.393	150.301	3.854
[4.25	4.35	> 4.3	74	16.000	14.000	14.000	14.094	14.156	14.156	0.363	164.457	4.217
[4.15	4.25	> 4.2	58	11.000	12.750	13.063	13.109	13.074	13.074	0.335	177.531	4.552
[4.05	4.15	> 4.1	47	13.000	12.750	12.313	11.984	11.750	11.750	0.301	189.281	4.853
[3.95	4.05	> 4.0	34	14.000	11.000	10.250	9.922	9.738	9.738	0.250	199.020	5.103
[3.85	3.95	> 3.9	20	3.000	6.250	6.875	7.125	7.266	7.266	0.186	206.285	5.289
[3.75	3.85	> 3.8	17	5.000	4.000	4.500	4.891	5.168	5.168	0.133	211.453	5.422
[3.65	3.75	> 3.7	12	3.000	3.750	3.688	3.766	3.895	3.895	0.100	215.348	5.522
[3.55	3.65	> 3.6	9	4.000	3.250	3.188	3.156	3.174	3.174	0.081	218.522	5.603
[3.45	3.55	> 3.5	5	2.000	2.500	2.563	2.620	2.674	2.674	0.069	221.196	5.672
[3.35	3.45	> 3.4	3	2.000	2.000	2.167	2.299	2.406	2.406	0.062	223.601	5.733

Tabla 6.4 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 04).

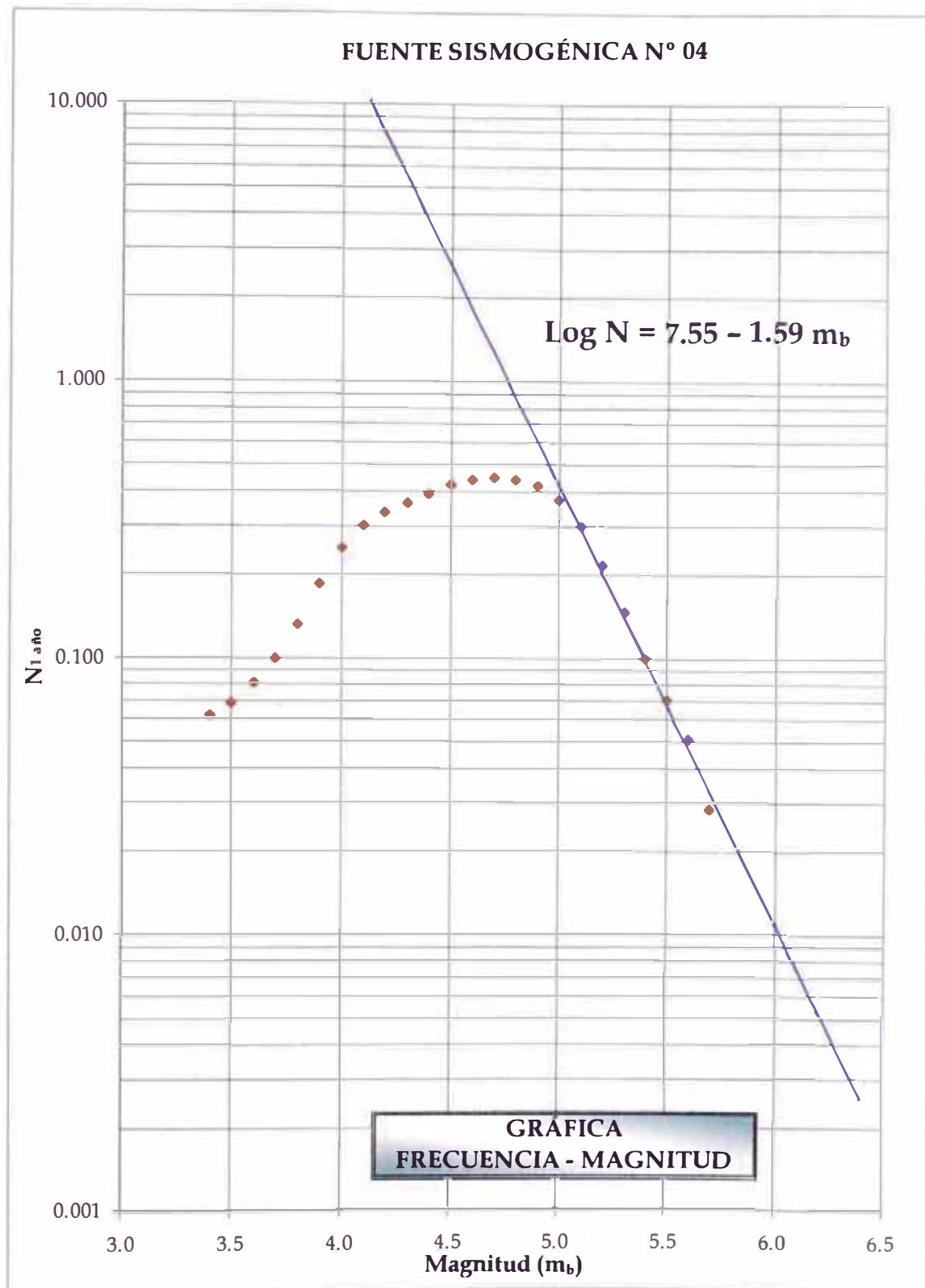


Fig. 6.42 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 04.

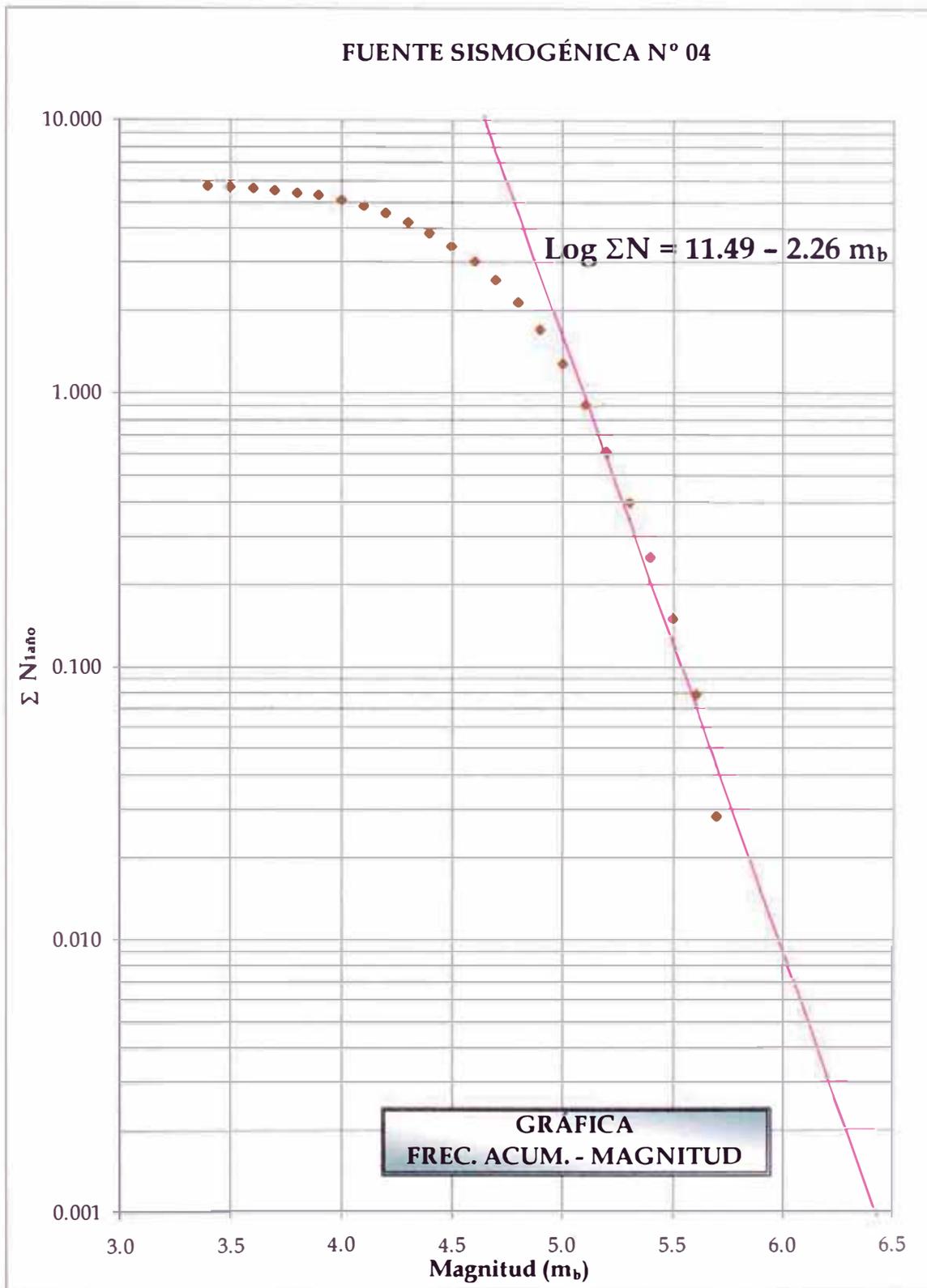


Fig. 6.43 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 04.

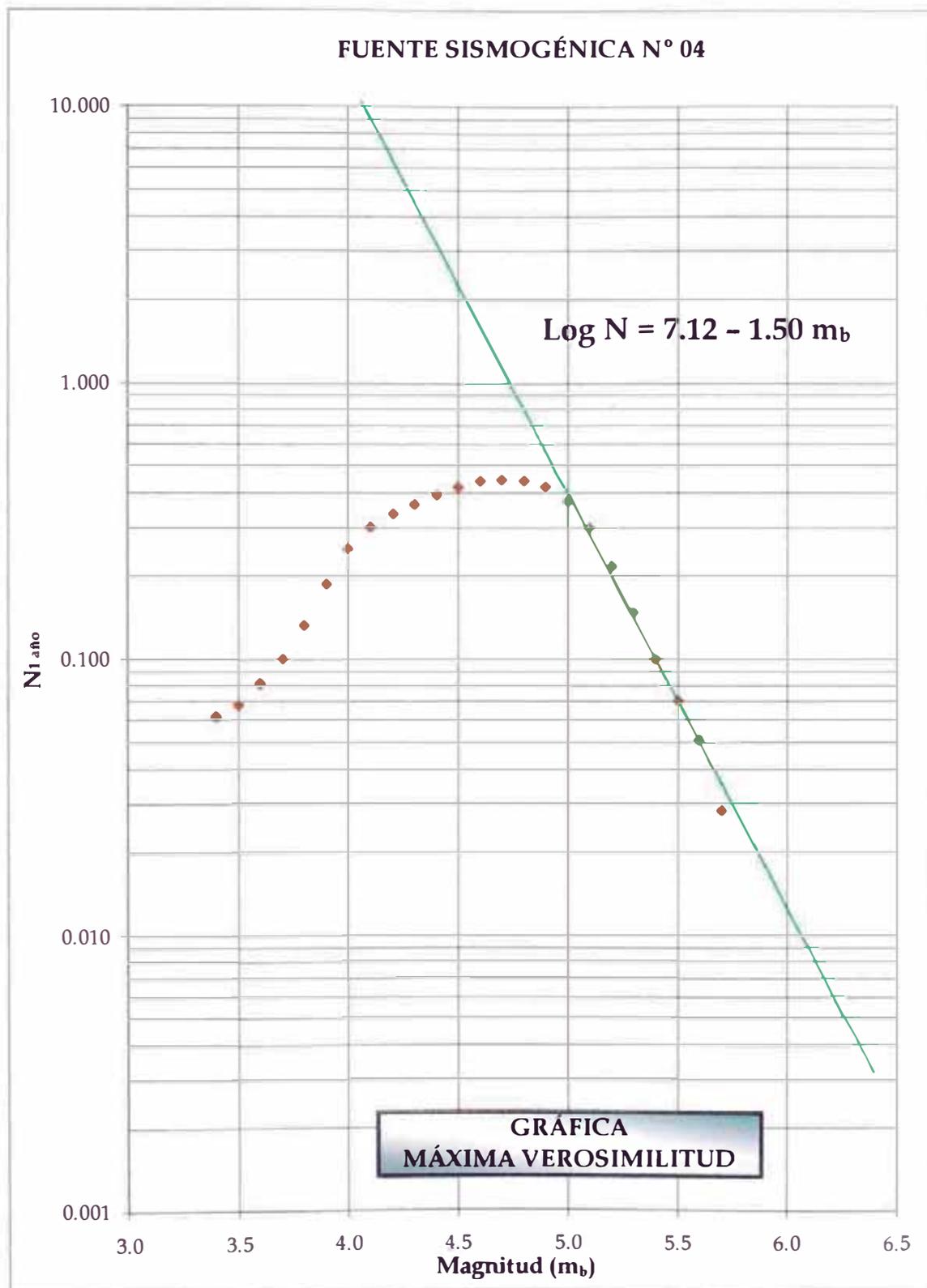


Fig. 6.44 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 04.

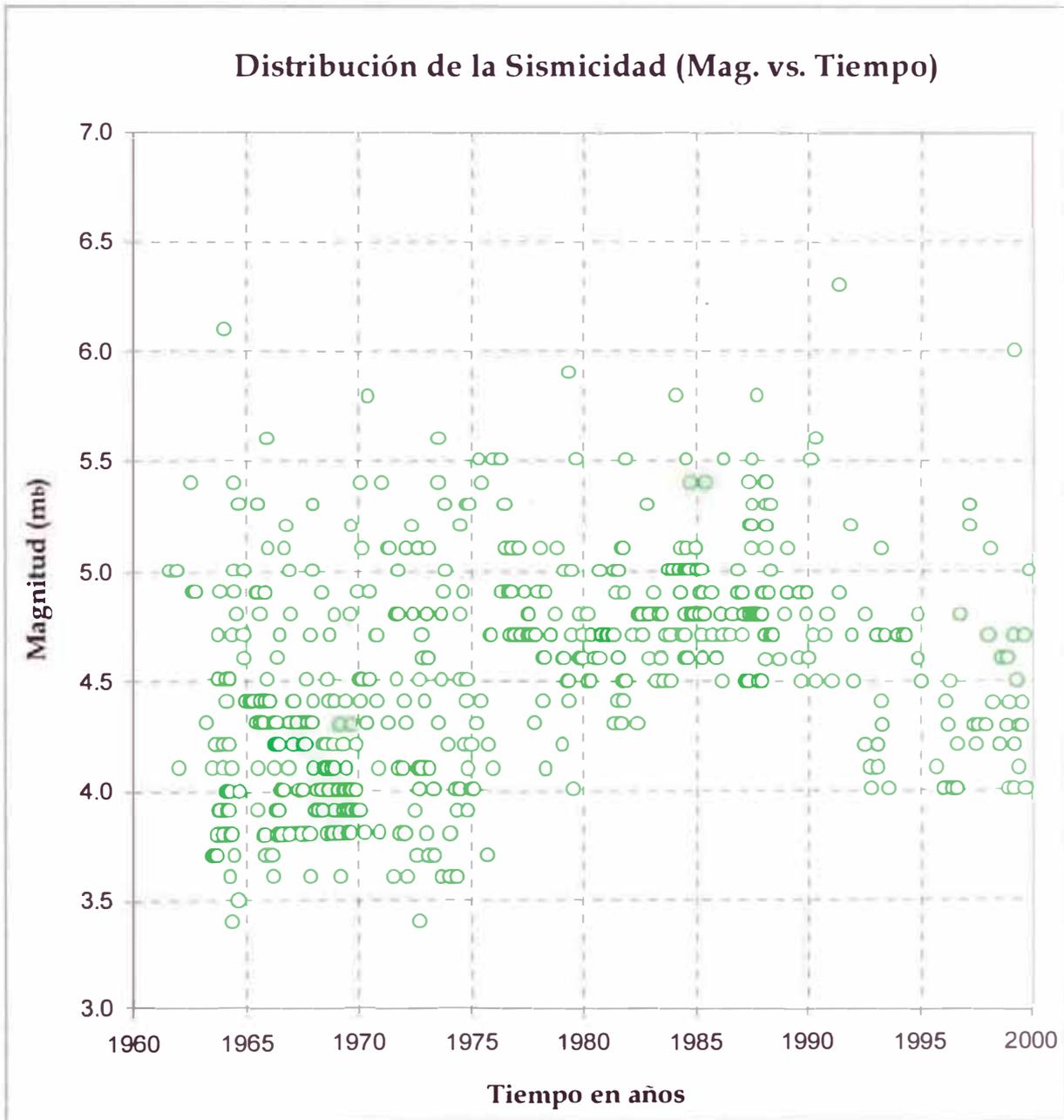


Fig. 6.45 Gráfica Magnitud vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica N° 05.

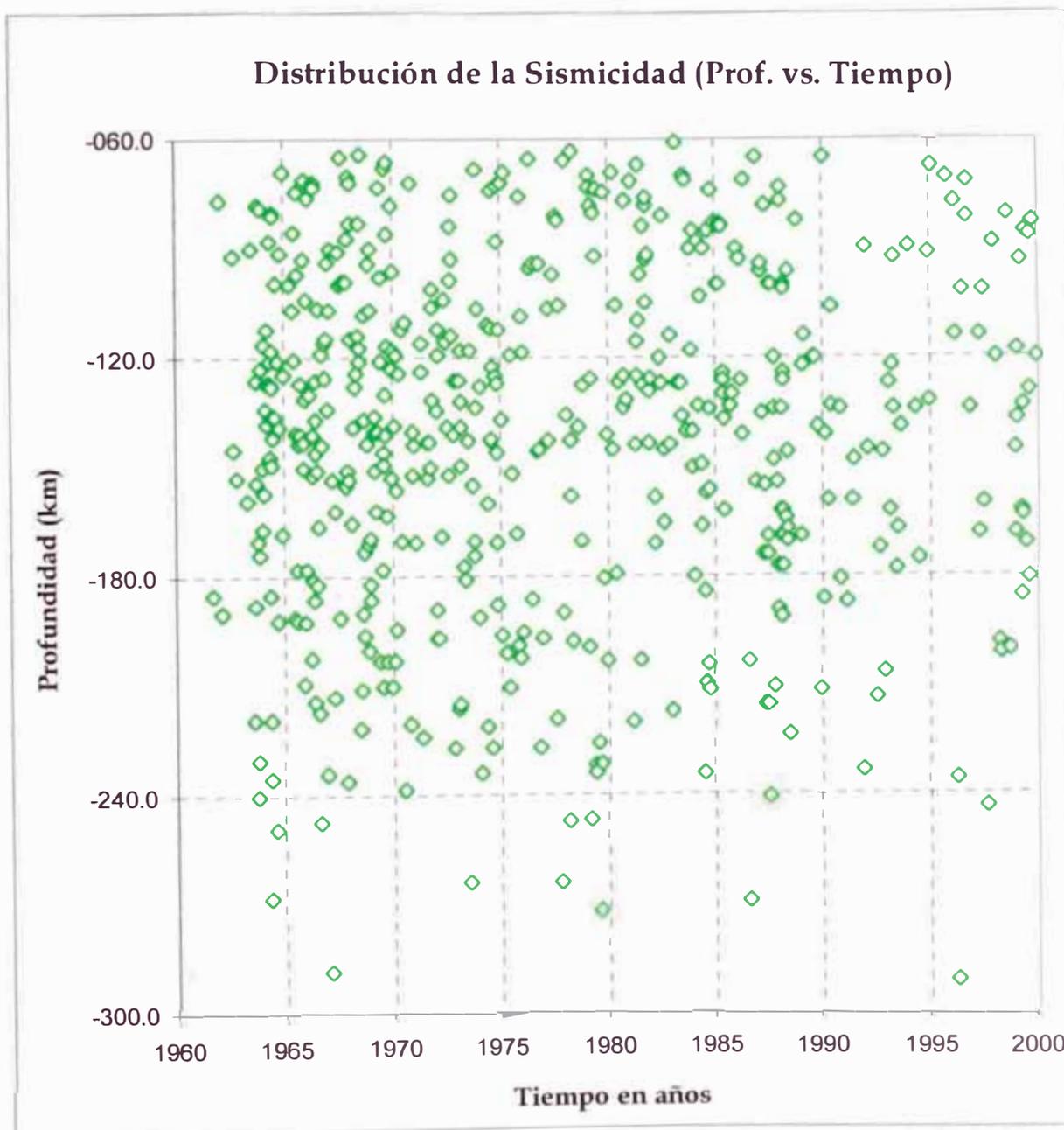


Fig. 6.46 Gráfica Profundidad vs. Tiempo para la Fuente Sismogénica No. 05.

FUENTE SISMOGÉNICA N° 05

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{30 años}	N _{1 año}	Σ N _{30 años}	Σ N _{1 año}
6.25	6.35	> 6.3	525	1 000	0.500	0.375	0.328	0.305	0.305	0.008	0.305	0.008
6.15	6.25	> 6.2	524		0.500	0.563	0.563	0.559	0.559	0.014	0.863	0.022
6.05	6.15	> 6.1	524	1.000	0.750	0.750	0.781	0.801	0.801	0.021	1.664	0.043
5.95	6.05	> 6.0	523	1.000	1.000	1.063	1.078	1.082	1.082	0.028	2.746	0.070
5.85	5.95	> 5.9	522	1.000	1.500	1.438	1.391	1.391	1.391	0.036	4.137	0.106
5.75	5.85	> 5.8	521	3.000	1.750	1.625	1.703	1.832	1.832	0.047	5.969	0.153
5.65	5.75	> 5.7	518		1.500	2.125	2.531	2.836	2.836	0.073	8.805	0.226
5.55	5.65	> 5.6	518	3.000	3.750	4.250	4.578	4.801	4.801	0.123	13.605	0.349
5.45	5.55	> 5.5	515	9.000	8.000	7.688	7.516	7.445	7.445	0.191	21.051	0.540
5.35	5.45	> 5.4	506	11.000	11.000	10.438	10.172	10.074	10.074	0.258	31.125	0.798
5.25	5.35	> 5.3	495	13.000	11.750	12.125	12.438	12.695	12.695	0.326	43.820	1.124
5.15	5.25	> 5.2	482	10.000	14.000	15.063	15.734	16.246	16.246	0.417	60.066	1.540
5.05	5.15	> 5.1	472	23.000	20.500	20.688	21.078	21.496	21.496	0.551	81.563	2.091
4.95	5.05	> 5.0	449	26.000	27.750	27.875	28.094	28.234	28.234	0.724	109.797	2.815
4.85	4.95	> 4.9	423	36.000	35.500	35.938	35.672	35.219	35.219	0.903	145.016	3.718
4.75	4.85	> 4.8	387	44.000	45.000	42.938	41.438	40.258	40.258	1.032	185.273	4.751
4.65	4.75	> 4.7	343	56.000	46.250	43.938	42.484	41.379	41.379	1.061	226.652	5.812
4.55	4.65	> 4.6	287	29.000	38.250	39.125	39.109	38.859	38.859	0.996	265.512	6.808
4.45	4.55	> 4.5	258	39.000	33.750	34.250	34.734	35.043	35.043	0.899	300.555	7.707
4.35	4.45	> 4.4	219	28.000	31.250	31.313	31.594	31.945	31.945	0.819	332.500	8.526
4.25	4.35	> 4.3	191	30.000	29.000	29.500	29.859	30.156	30.156	0.773	362.656	9.299
4.15	4.25	> 4.2	161	28.000	28.750	29.125	29.313	29.410	29.410	0.754	392.066	10.053
4.05	4.15	> 4.1	133	29.000	30.000	29.500	29.156	28.902	28.902	0.741	420.969	10.794
3.95	4.05	> 4.0	104	34.000	29.250	28.500	27.984	27.535	27.535	0.706	448.504	11.500
3.85	3.95	> 3.9	70	20.000	25.500	25.438	25.016	24.574	24.574	0.630	473.078	12.130
3.75	3.85	> 3.8	50	28.000	21.500	20.688	20.281	19.977	19.977	0.512	493.055	12.642
3.65	3.75	> 3.7	22	10.000	14.250	14.313	14.328	14.370	14.370	0.368	507.424	13.011
3.55	3.65	> 3.6	12	9.000	7.250	8.000	8.542	8.972	8.972	0.230	516.396	13.241
3.45	3.55	> 3.5	3	1.000	3.250	3.854	4.476	5.060	5.060	0.130	521.456	13.371
3.35	3.45	> 3.4	2	2.000	1.667	2.194	2.748	3.324	3.324	0.085	524.780	13.456

Tabla 6.5 Datos para las curvas de ajuste (Fuente Sismogénica N° 05).

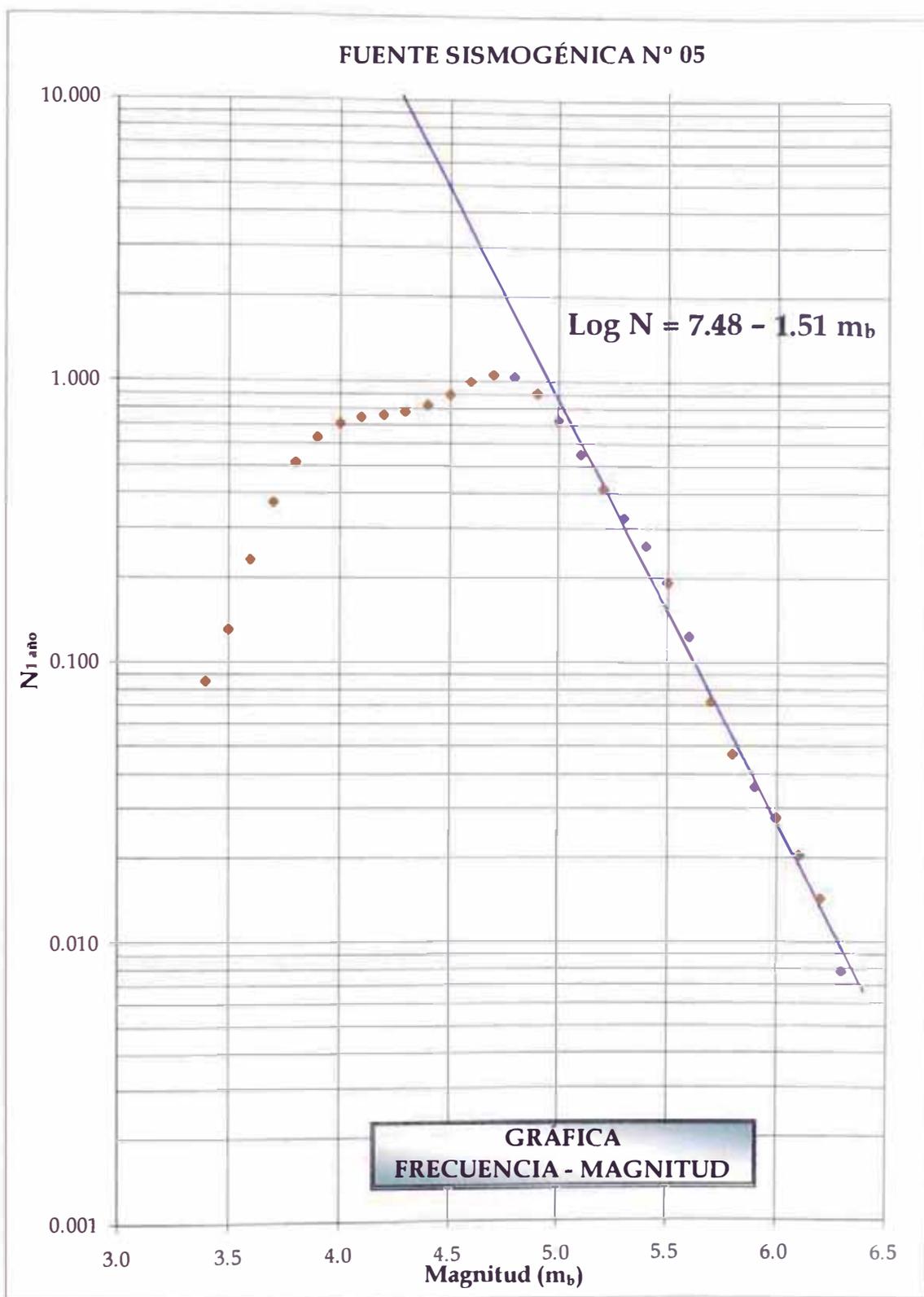


Fig. 6.47 Gráfica Frecuencia - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 05.

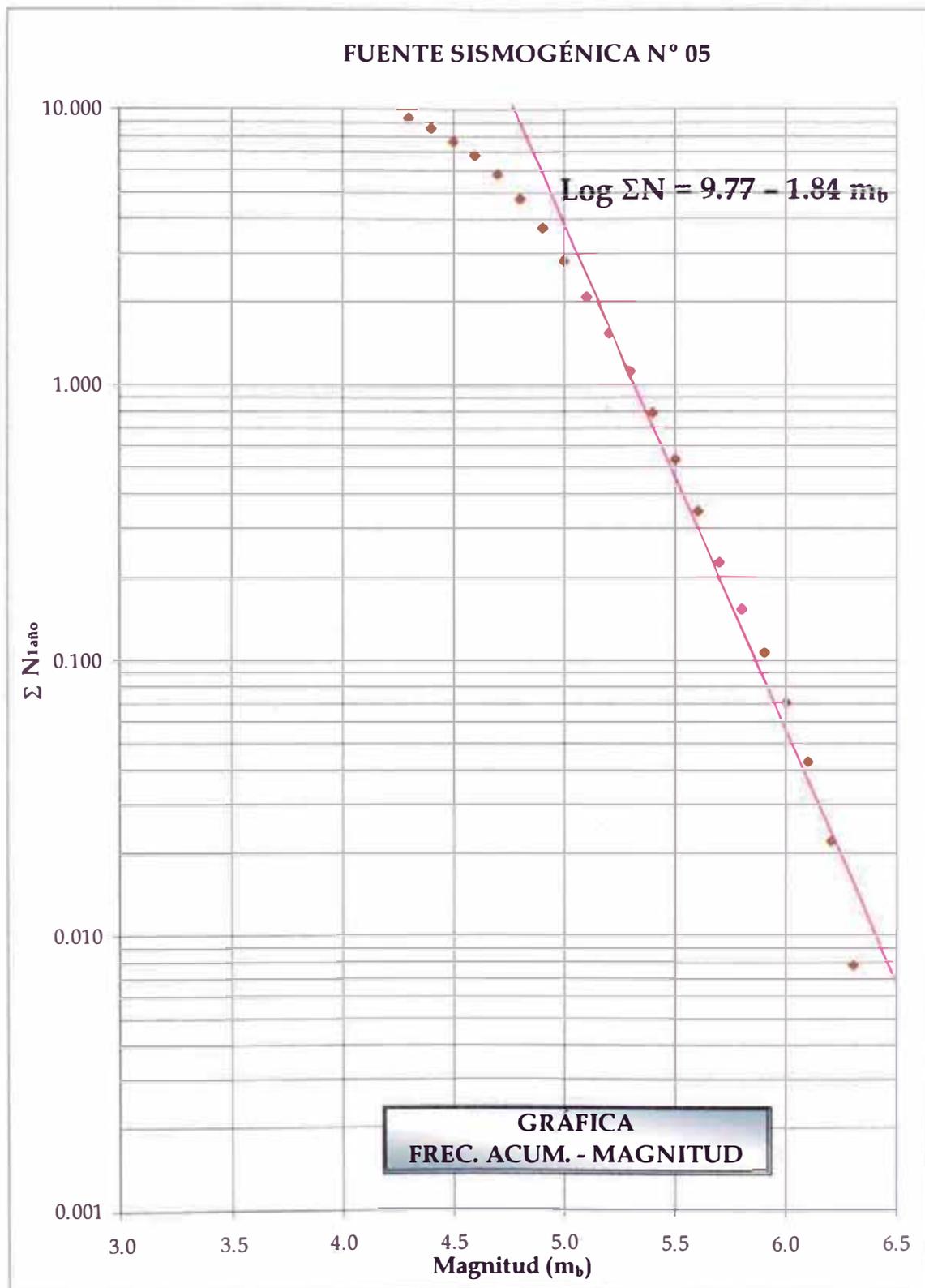


Fig. 6.48 Gráfica Frecuencia Acumulada - Magnitud para la Fuente Sismogénica N° 05.

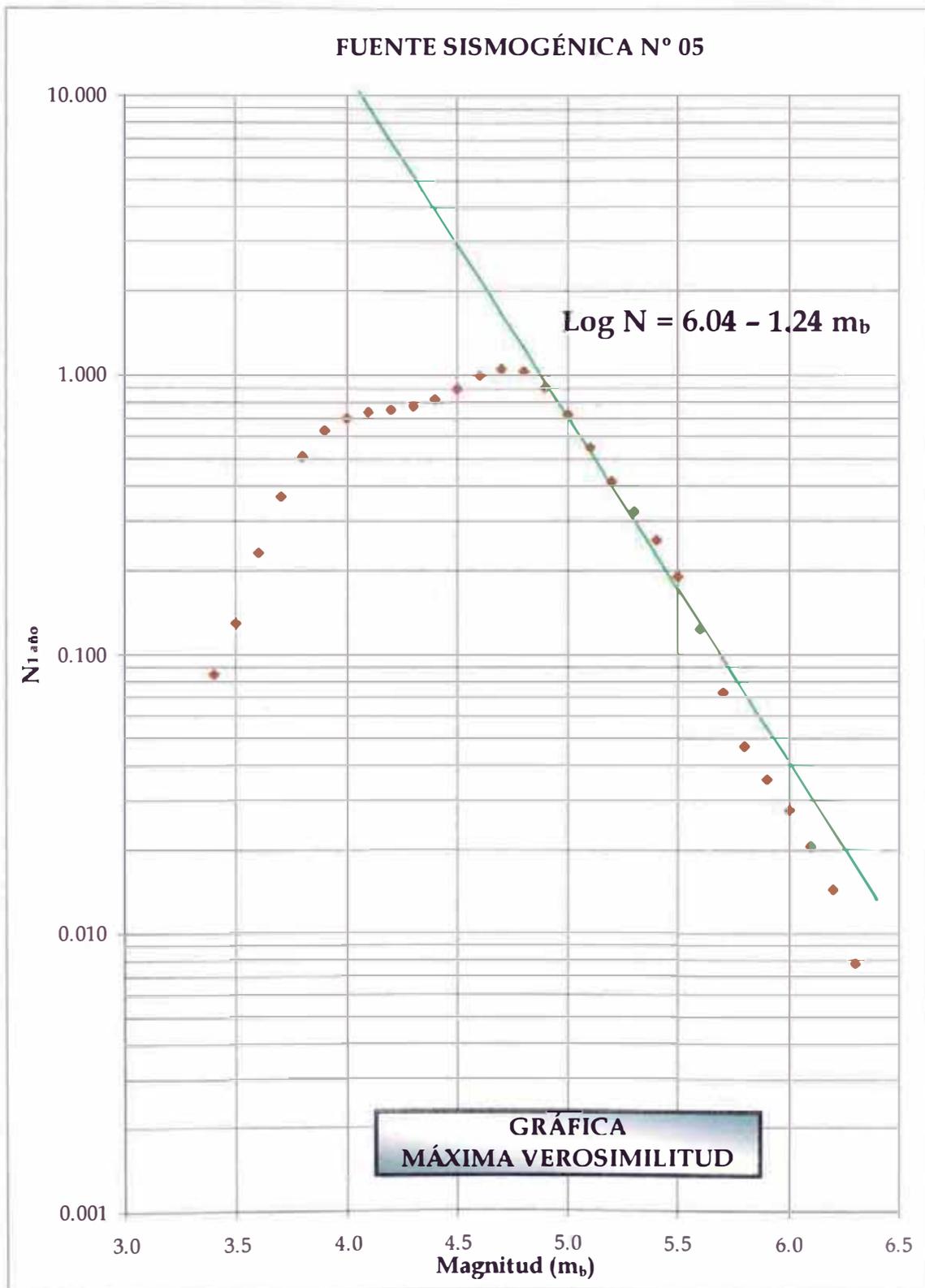


Fig. 6.49 Gráfica Máxima Verosimilitud para la Fuente Sismogénica N° 05.

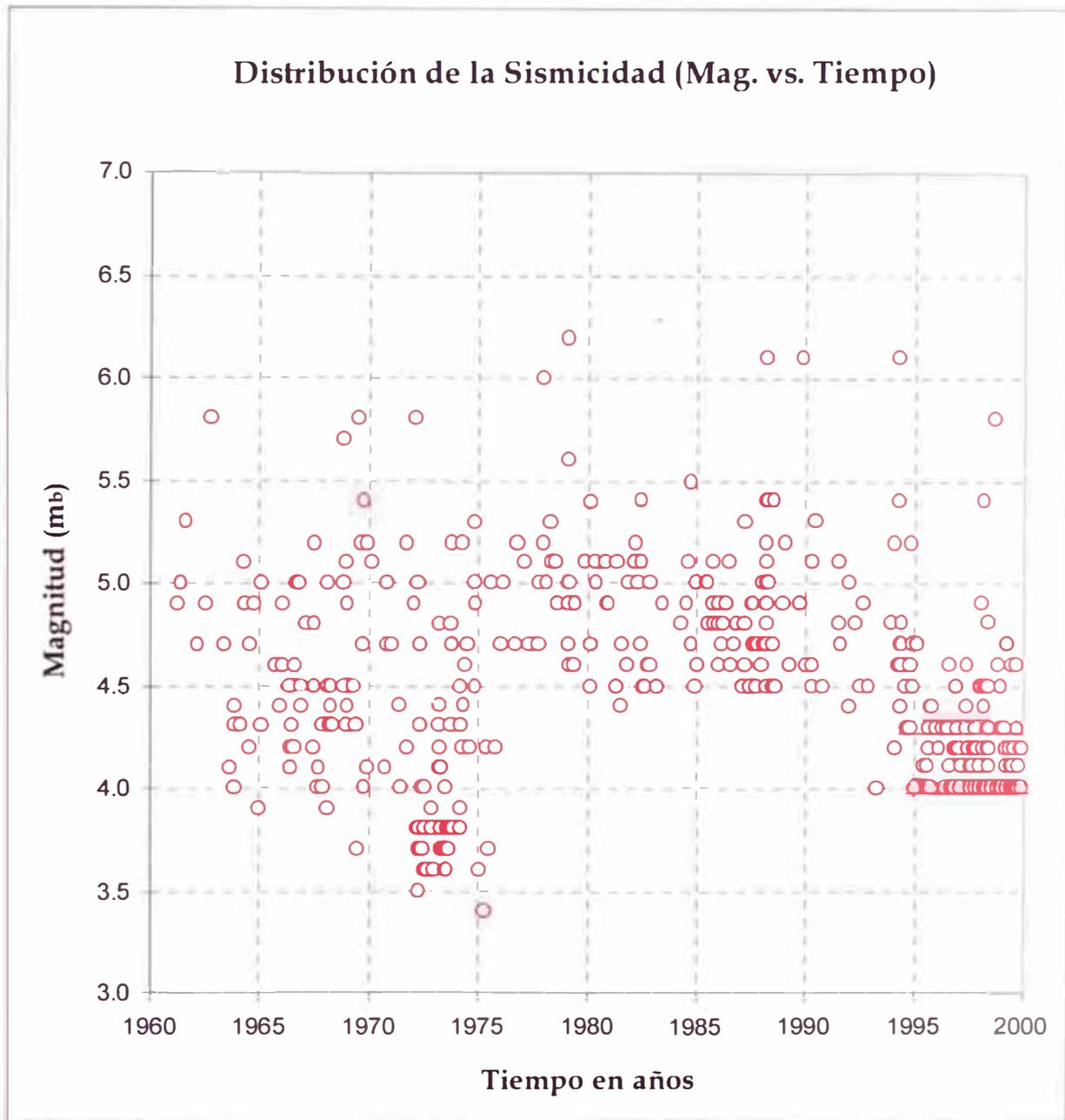


Fig. 6.50 Gráfica Magnitud vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos superficiales.

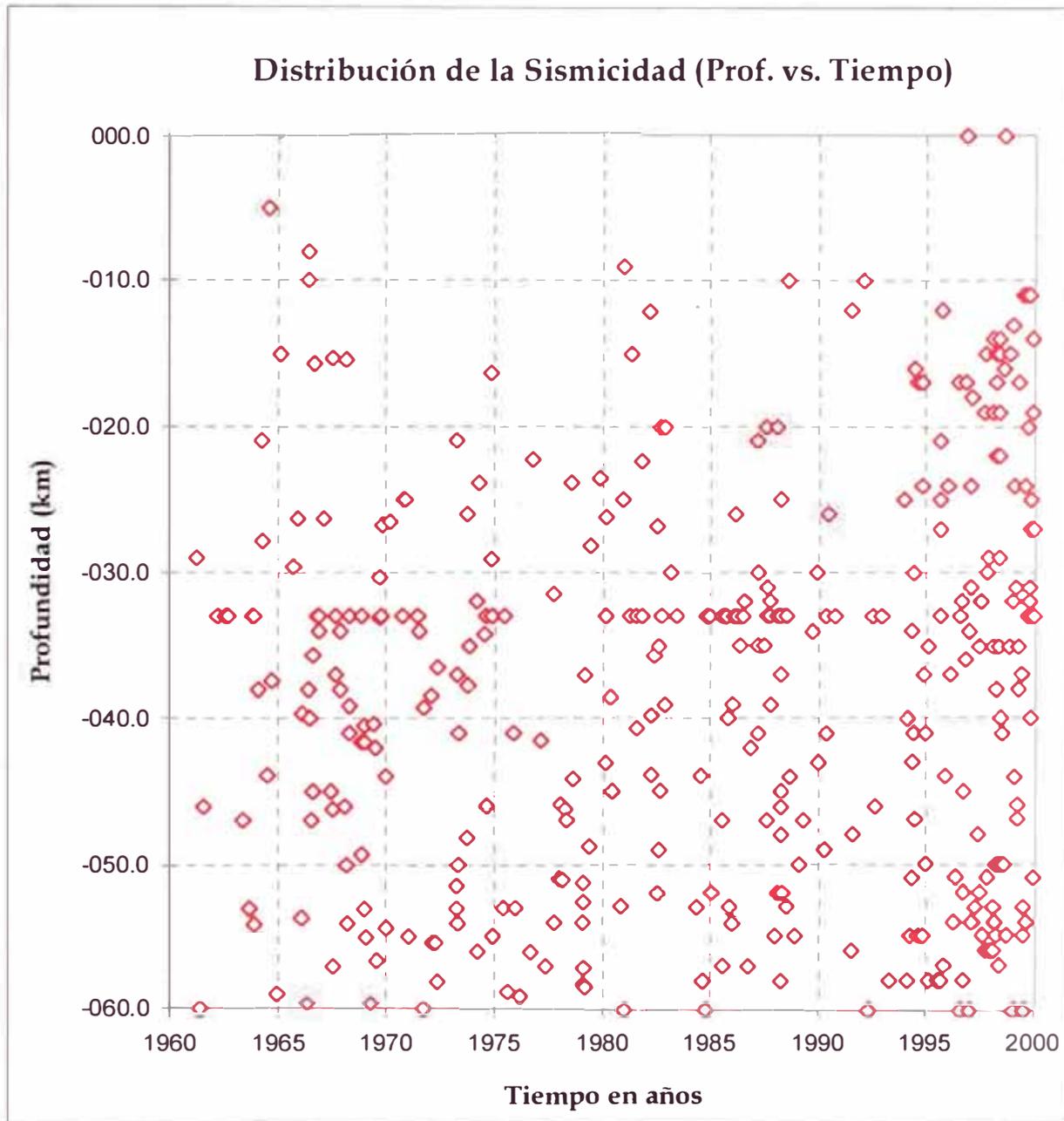


Fig. 6.51 Gráfica Profundidad vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos superficiales.

ÁREA DE ESTUDIO (SISMOS SUPERFICIALES)

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N _{30 años}	N _{1 año}	Σ N _{30 años}	Σ N _{1 año}
[6.15	6.25	> 6.2	408	1.000	1.250	1.125	0.969	0.848	0.848	0.022	0.848	0.022
[6.05	6.15	> 6.1	407	3.000	2.000	1.625	1.453	1.344	1.344	0.034	2.191	0.056
[5.95	6.05	> 6.0	404	1.000	1.250	1.438	1.500	1.508	1.508	0.039	3.699	0.095
[5.85	5.95	> 5.9	403		1.250	1.500	1.578	1.598	1.598	0.041	5.297	0.136
[5.75	5.85	> 5.8	403	4.000	2.250	1.875	1.734	1.691	1.691	0.043	6.988	0.179
[5.65	5.75	> 5.7	399	1.000	1.750	1.688	1.719	1.793	1.793	0.046	8.781	0.225
[5.55	5.65	> 5.6	398	1.000	1.000	1.625	2.000	2.270	2.270	0.058	11.051	0.283
[5.45	5.55	> 5.5	397	1.000	2.750	3.063	3.359	3.641	3.641	0.093	14.691	0.377
[5.35	5.45	> 5.4	396	8.000	5.750	5.688	5.844	6.070	6.070	0.156	20.762	0.532
[5.25	5.35	> 5.3	388	6.000	8.500	8.938	9.234	9.488	9.488	0.243	30.250	0.776
[5.15	5.25	> 5.2	382	14.000	13.000	13.375	13.641	13.785	13.785	0.353	44.035	1.129
[5.05	5.15	> 5.1	368	18.000	19.000	18.875	18.625	18.402	18.402	0.472	62.438	1.601
[4.95	5.05	> 5.0	350	26.000	24.500	23.375	22.719	22.273	22.273	0.571	84.711	2.172
[4.85	4.95	> 4.9	324	28.000	25.500	25.250	25.031	24.820	24.820	0.636	109.531	2.808
[4.75	4.85	> 4.8	296	20.000	25.500	26.250	26.500	26.527	26.527	0.680	136.059	3.489
[4.65	4.75	> 4.7	276	34.000	28.500	28.250	28.078	27.887	27.887	0.715	163.945	4.204
[4.55	4.65	> 4.6	242	26.000	30.500	29.563	28.891	28.484	28.484	0.730	192.430	4.934
[4.45	4.55	> 4.5	216	36.000	28.750	28.188	28.078	28.023	28.023	0.719	220.453	5.653
[4.35	4.45	> 4.4	180	17.000	24.750	26.375	27.047	27.422	27.422	0.703	247.875	6.356
[4.25	4.35	> 4.3	163	29.000	27.250	27.250	27.516	27.703	27.703	0.710	275.578	7.066
[4.15	4.25	> 4.2	134	34.000	29.750	29.188	28.734	28.301	28.301	0.726	303.879	7.792
[4.05	4.15	> 4.1	100	22.000	30.000	29.313	28.219	27.297	27.297	0.700	331.176	8.492
[3.95	4.05	> 4.0	78	42.000	27.500	25.063	24.016	23.340	23.340	0.598	354.516	9.090
[3.85	3.95	> 3.9	36	4.000	15.250	16.625	17.109	17.336	17.336	0.445	371.852	9.535
[3.75	3.85	> 3.8	32	11.000	8.500	10.125	11.109	11.738	11.738	0.301	383.590	9.836
[3.65	3.75	> 3.7	21	8.000	8.250	7.563	7.625	7.887	7.887	0.202	391.477	10.038
[3.55	3.65	> 3.6	13	6.000	5.250	5.250	5.188	5.253	5.253	0.135	396.729	10.173
[3.45	3.55	> 3.5	7	1.000	2.250	2.688	3.010	3.262	3.262	0.084	399.991	10.256
[3.35	3.45	> 3.4	6	1.000	1.000	1.417	1.840	2.230	2.230	0.057	402.222	10.313

Tabla 6.6 Datos para las curvas de ajuste (Área de Estudio - sismos superficiales).

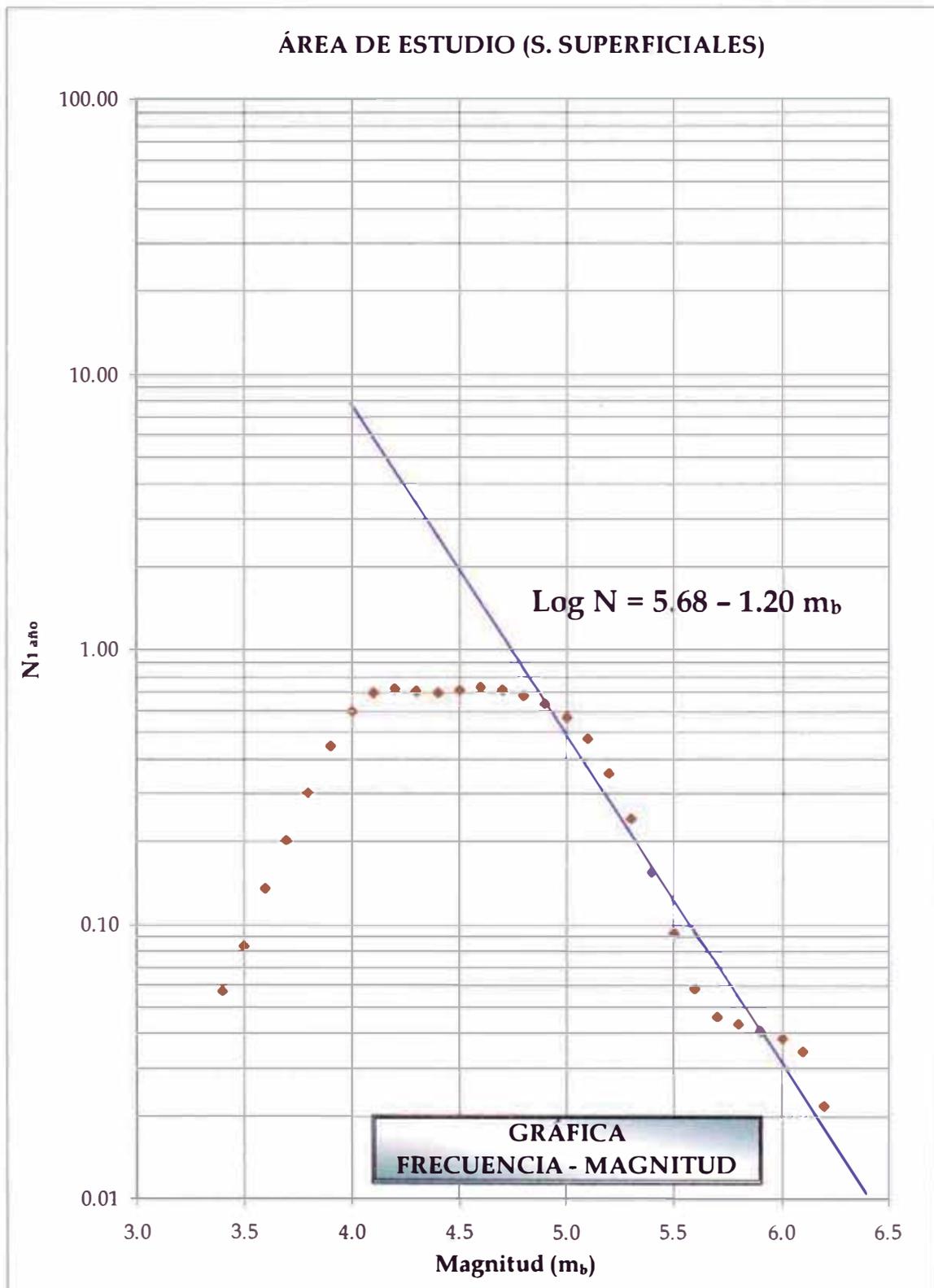


Fig. 6.52 Gráfica Frecuencia - Magnitud para toda el Área de Estudio (sismos superf.).

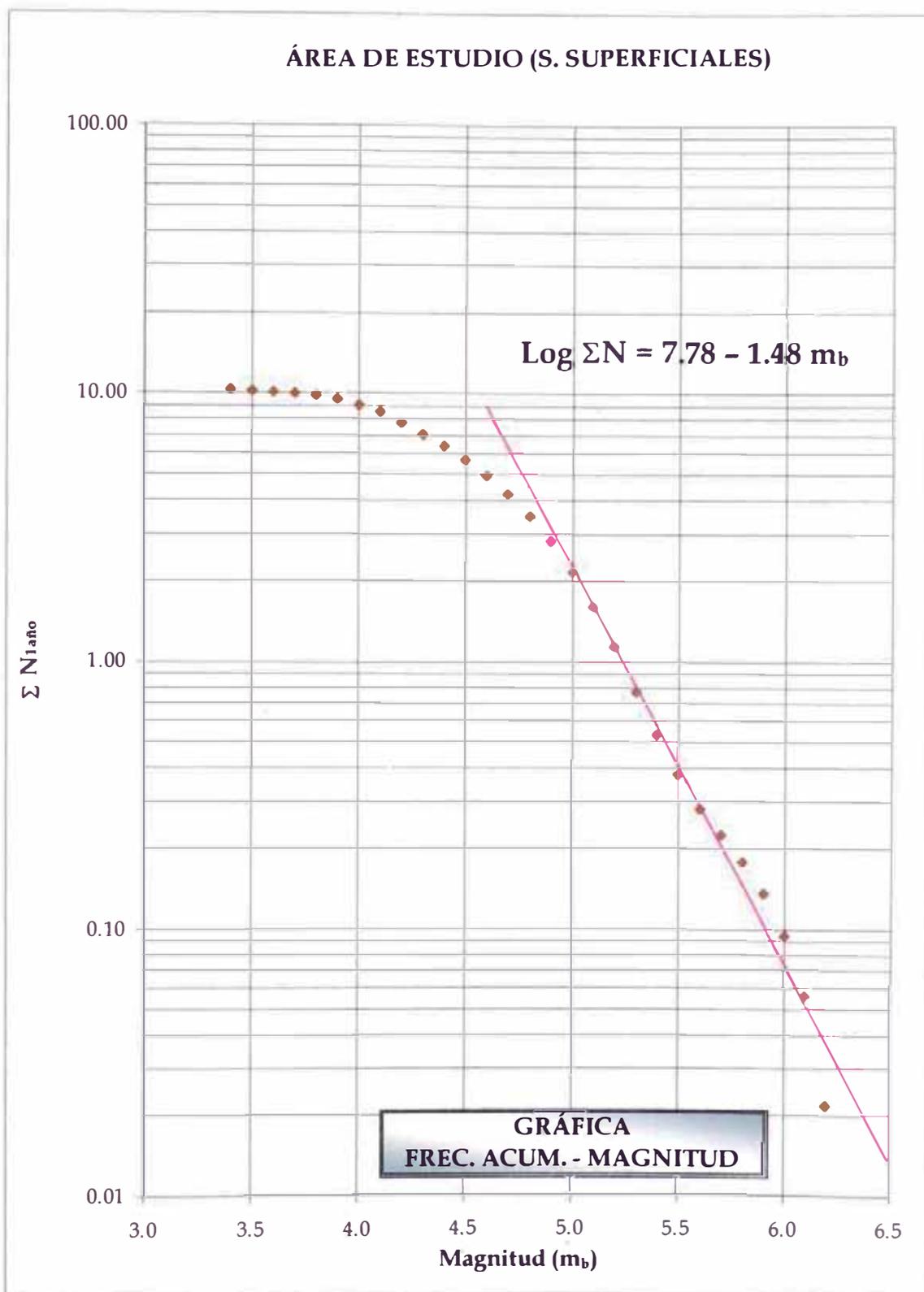


Fig. 6.53 Gráfica Frecuencia Acum. - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. superf.).

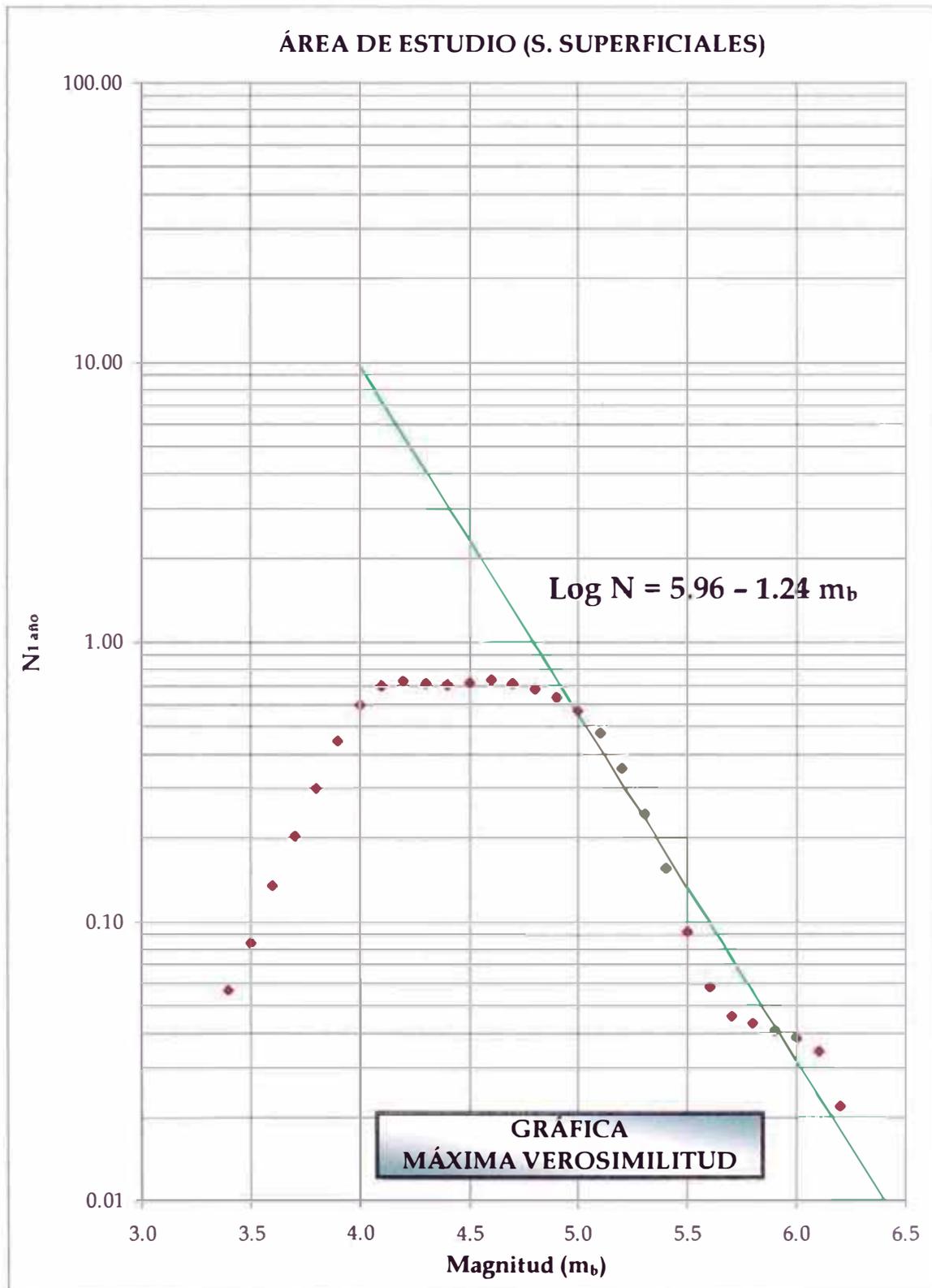


Fig. 6.54 Gráfica Máxima Verosimilitud para toda el Área de Estudio (s. superficiales).

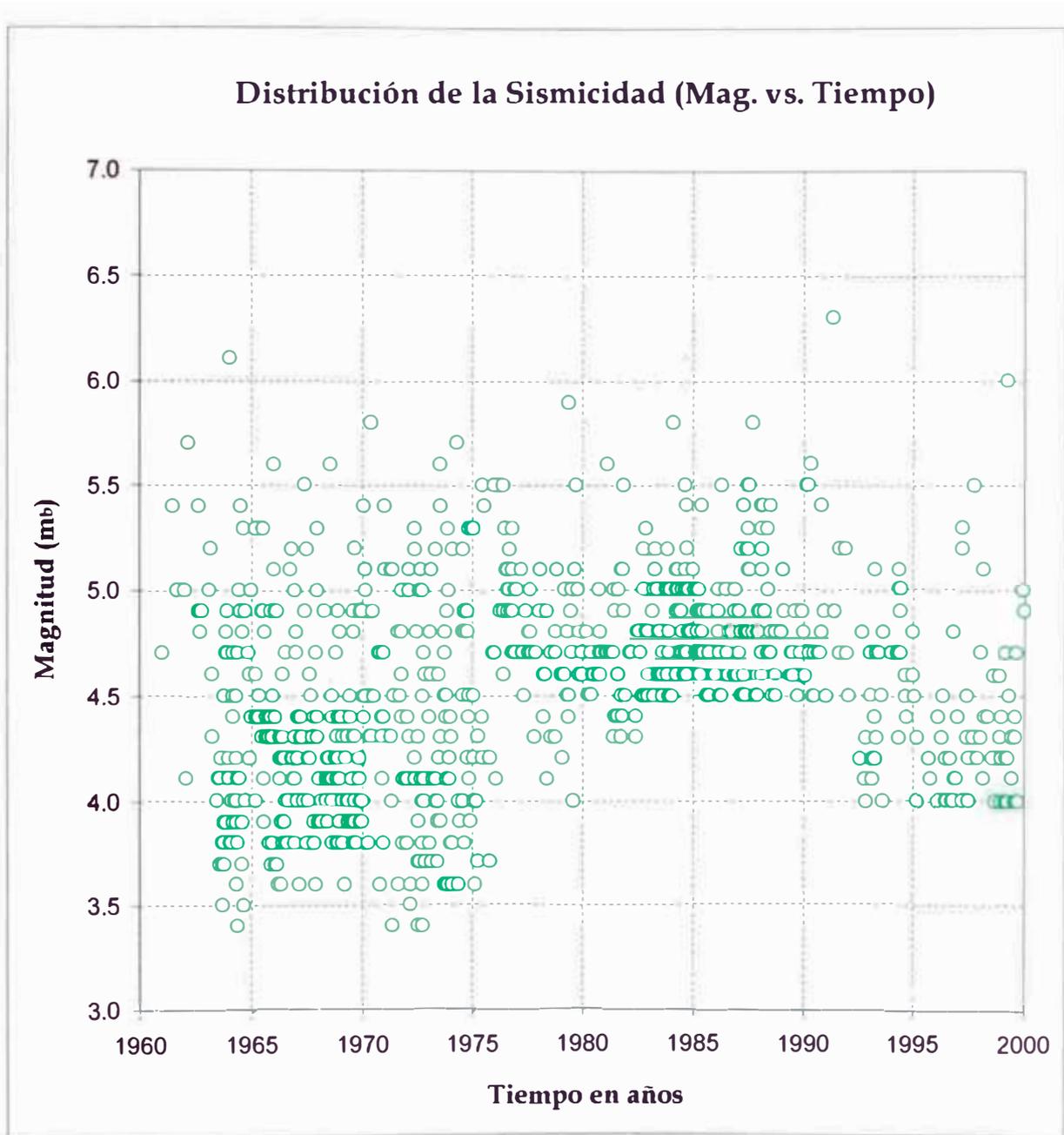


Fig. 6.55 Gráfica Magnitud vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos intermedios.

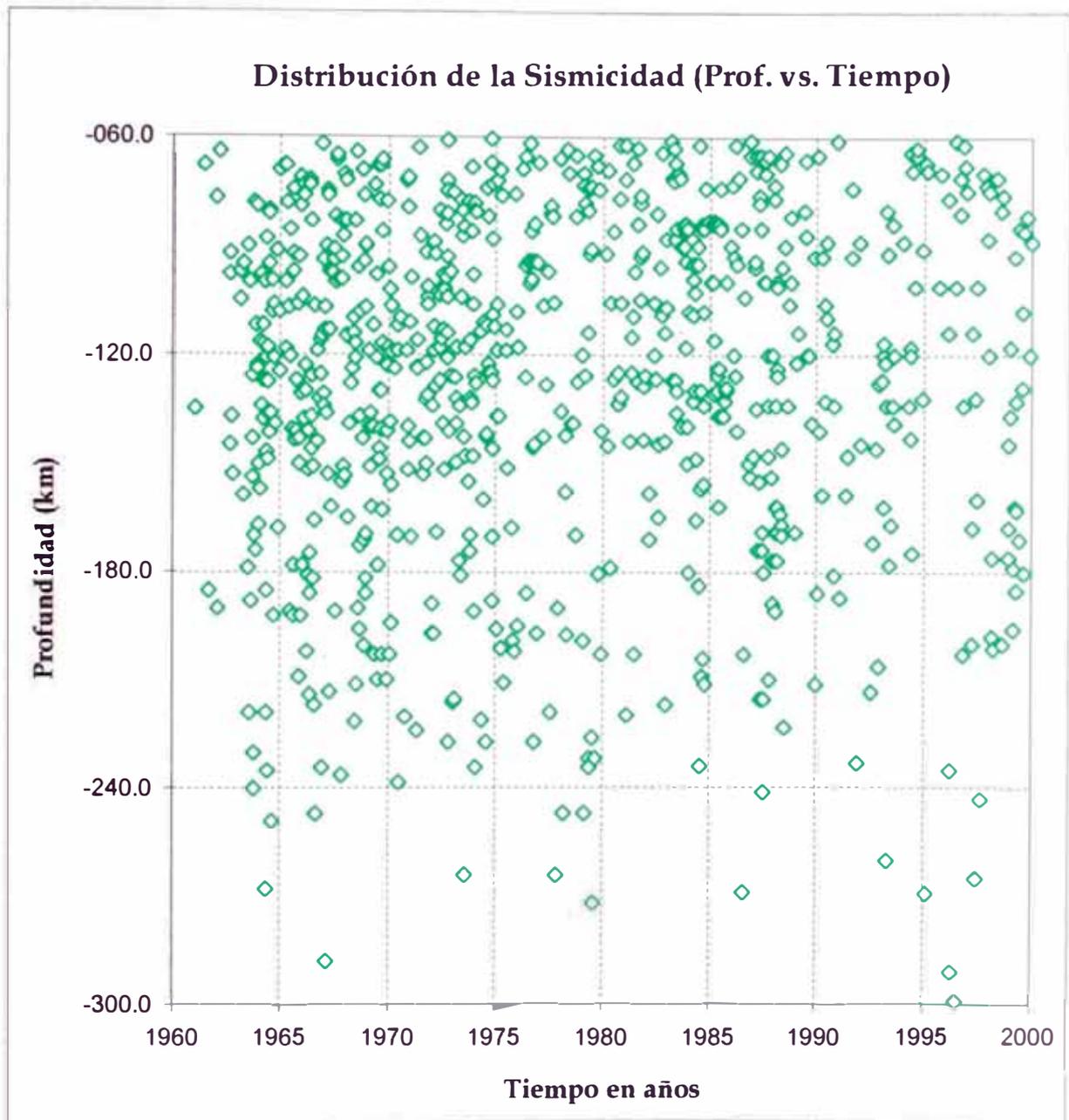


Fig. 6.56 Gráfica Profundidad vs. Tiempo de toda el Área de Estudio, para los sismos intermedios.

ÁREA DE ESTUDIO (SISMOS INTERMEDIOS)

$m_b - \delta m_b/2$	$m_b + \delta m_b/2$	m_b	$N < m_b + \delta m_b/2$	N	N1	N2	N3	N4	N39 años	N1 año	Σ N39 años	Σ N1 año
[6.25	6.35	> 6.3	793	1.000	0.500	0.375	0.328	0.305	0.305	0.008	0.305	0.008
[6.15	6.25	> 6.2	792		0.500	0.563	0.563	0.559	0.559	0.014	0.863	0.022
[6.05	6.15	> 6.1	792	1.000	0.750	0.750	0.781	0.809	0.809	0.021	1.672	0.043
[5.95	6.05	> 6.0	791	1.000	1.000	1.063	1.109	1.152	1.152	0.030	2.824	0.072
[5.85	5.95	> 5.9	790	1.000	1.500	1.563	1.609	1.688	1.688	0.043	4.512	0.116
[5.75	5.85	> 5.8	789	3.000	2.250	2.250	2.422	2.625	2.625	0.067	7.137	0.183
[5.65	5.75	> 5.7	786	2.000	3.000	3.625	4.047	4.371	4.371	0.112	11.508	0.295
[5.55	5.65	> 5.6	784	5.000	6.250	6.688	6.969	7.188	7.188	0.184	18.695	0.479
[5.45	5.55	> 5.5	779	13.000	11.250	10.875	10.766	10.773	10.773	0.276	29.469	0.756
[5.35	5.45	> 5.4	766	14.000	14.750	14.625	14.594	14.691	14.691	0.377	44.160	1.132
[5.25	5.35	> 5.3	752	18.000	17.750	18.250	18.813	19.340	19.340	0.496	63.500	1.628
[5.15	5.25	> 5.2	734	21.000	22.750	24.125	25.141	25.910	25.910	0.664	89.410	2.293
[5.05	5.15	> 5.1	713	31.000	33.250	34.063	34.547	34.949	34.949	0.896	124.359	3.189
[4.95	5.05	> 5.0	682	50.000	47.000	45.938	45.563	45.316	45.316	1.162	169.676	4.351
[4.85	4.95	> 4.9	632	57.000	56.500	56.313	55.594	54.793	54.793	1.405	224.469	5.756
[4.75	4.85	> 4.8	575	62.000	65.250	63.813	62.422	61.152	61.152	1.568	285.621	7.324
[4.65	4.75	> 4.7	513	80.000	68.250	65.750	64.172	62.898	62.898	1.613	348.520	8.936
[4.55	4.65	> 4.6	433	51.000	61.250	61.375	60.828	60.207	60.207	1.544	408.727	10.480
[4.45	4.55	> 4.5	382	63.000	54.750	54.813	55.000	55.070	55.070	1.412	463.797	11.892
[4.35	4.45	> 4.4	319	42.000	48.500	49.000	49.453	49.895	49.895	1.279	513.691	13.172
[4.25	4.35	> 4.3	277	47.000	44.250	45.000	45.672	46.195	46.195	1.184	559.887	14.356
[4.15	4.25	> 4.2	230	41.000	43.000	43.688	43.984	44.117	44.117	1.131	604.004	15.487
[4.05	4.15	> 4.1	189	43.000	44.500	43.563	42.828	42.293	42.293	1.084	646.297	16.572
[3.95	4.05	> 4.0	146	51.000	42.250	40.500	39.531	38.828	38.828	0.996	685.125	17.567
[3.85	3.95	> 3.9	95	24.000	33.000	33.563	33.422	33.148	33.148	0.850	718.273	18.417
[3.75	3.85	> 3.8	71	33.000	26.000	26.063	26.219	26.277	26.277	0.674	744.551	19.091
[3.65	3.75	> 3.7	38	14.000	19.250	19.188	19.250	19.401	19.401	0.497	763.952	19.589
[3.55	3.65	> 3.6	24	16.000	12.250	12.563	12.885	13.232	13.232	0.339	777.184	19.928
[3.45	3.55	> 3.5	8	3.000	6.500	7.229	7.908	8.546	8.546	0.219	785.730	20.147
[3.35	3.45	> 3.4	5	4.000	3.667	4.611	5.484	6.292	6.292	0.161	792.022	20.308

Tabla 6.7 Datos para las curvas de ajuste (Área de Estudio - sismos intermedios).

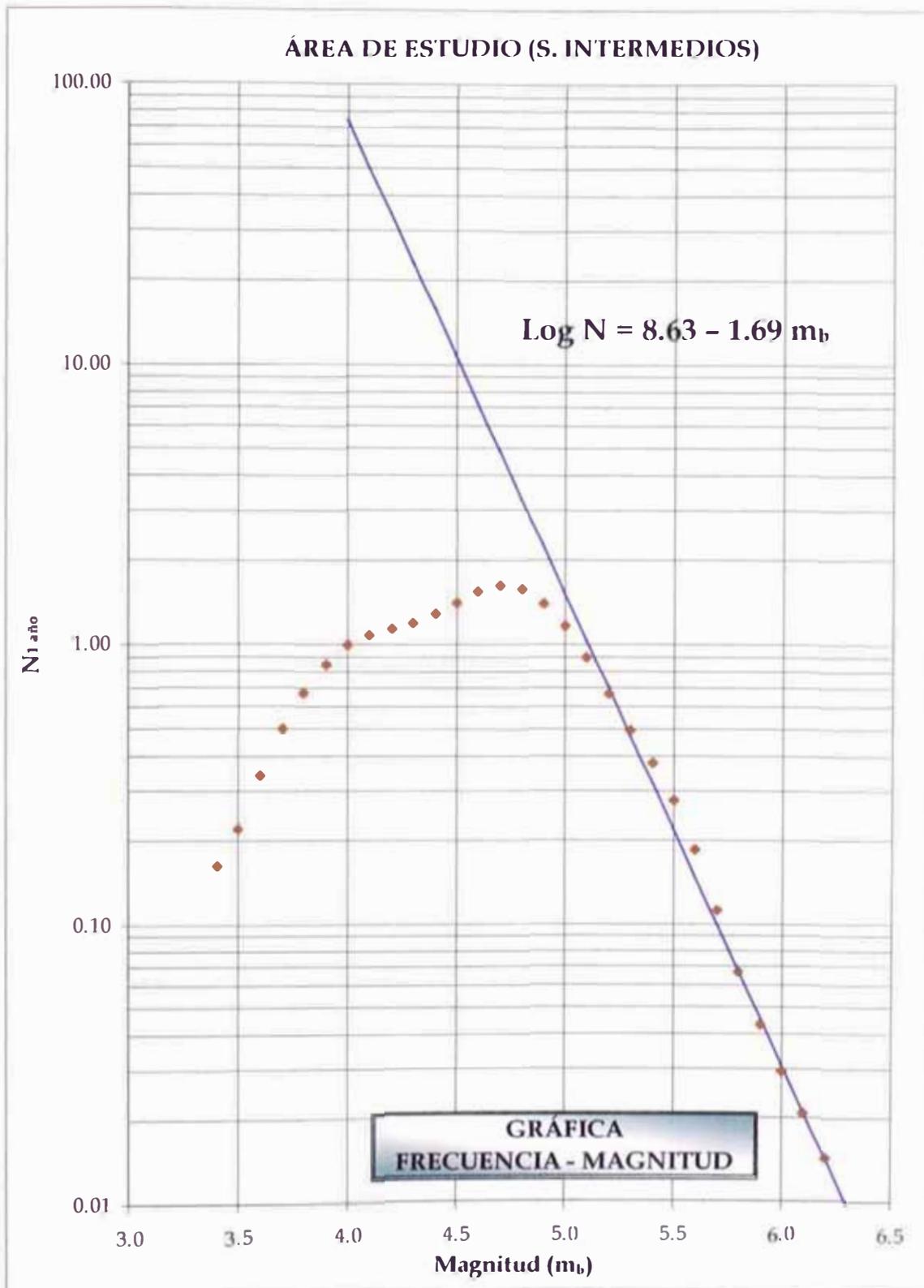


Fig. 6.57 Gráfica Frecuencia - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. intermedios).

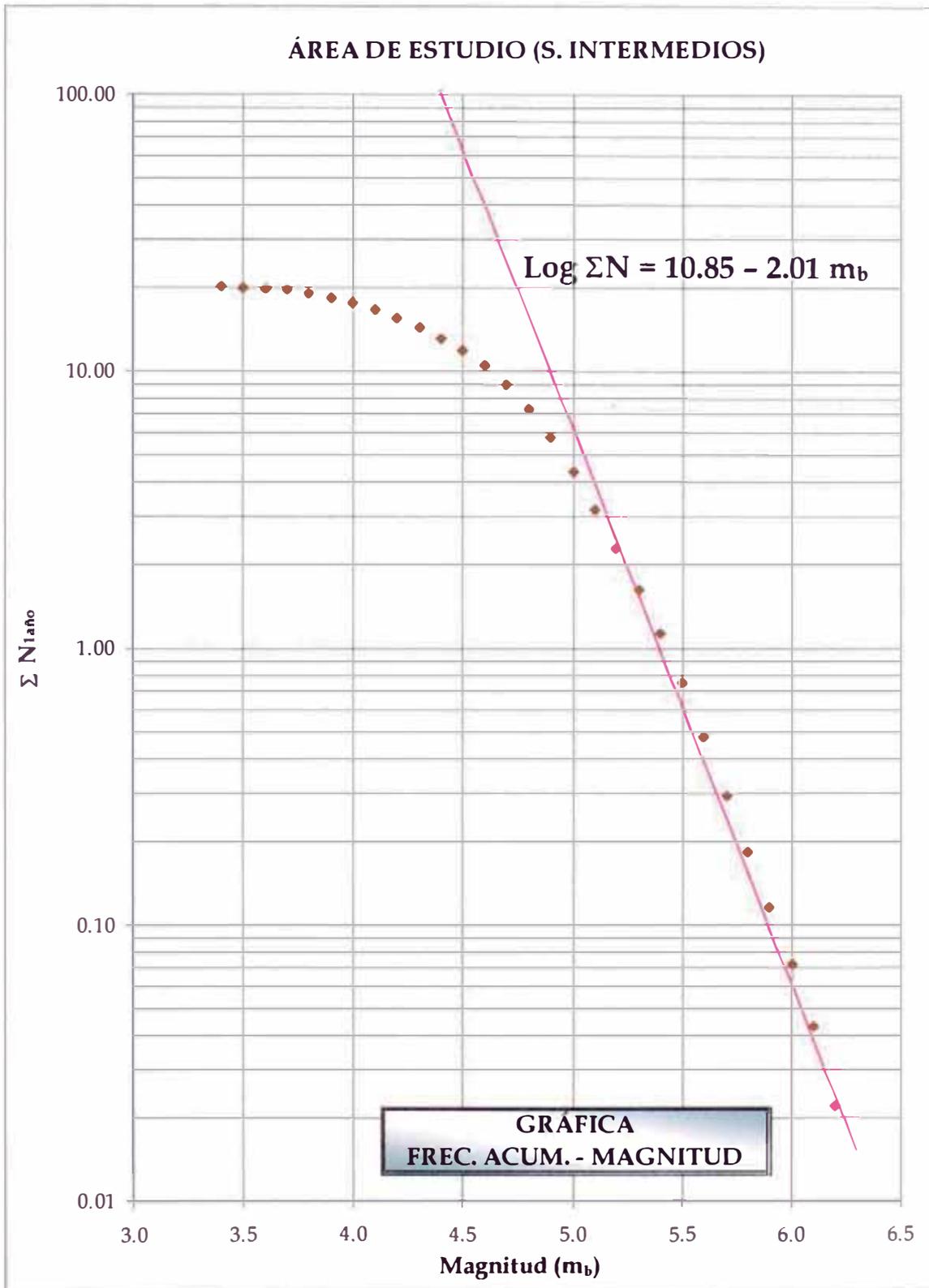


Fig. 6.58 Gráfica Frecuencia Acum. - Magnitud para toda el Área de Estudio (s. interm.).

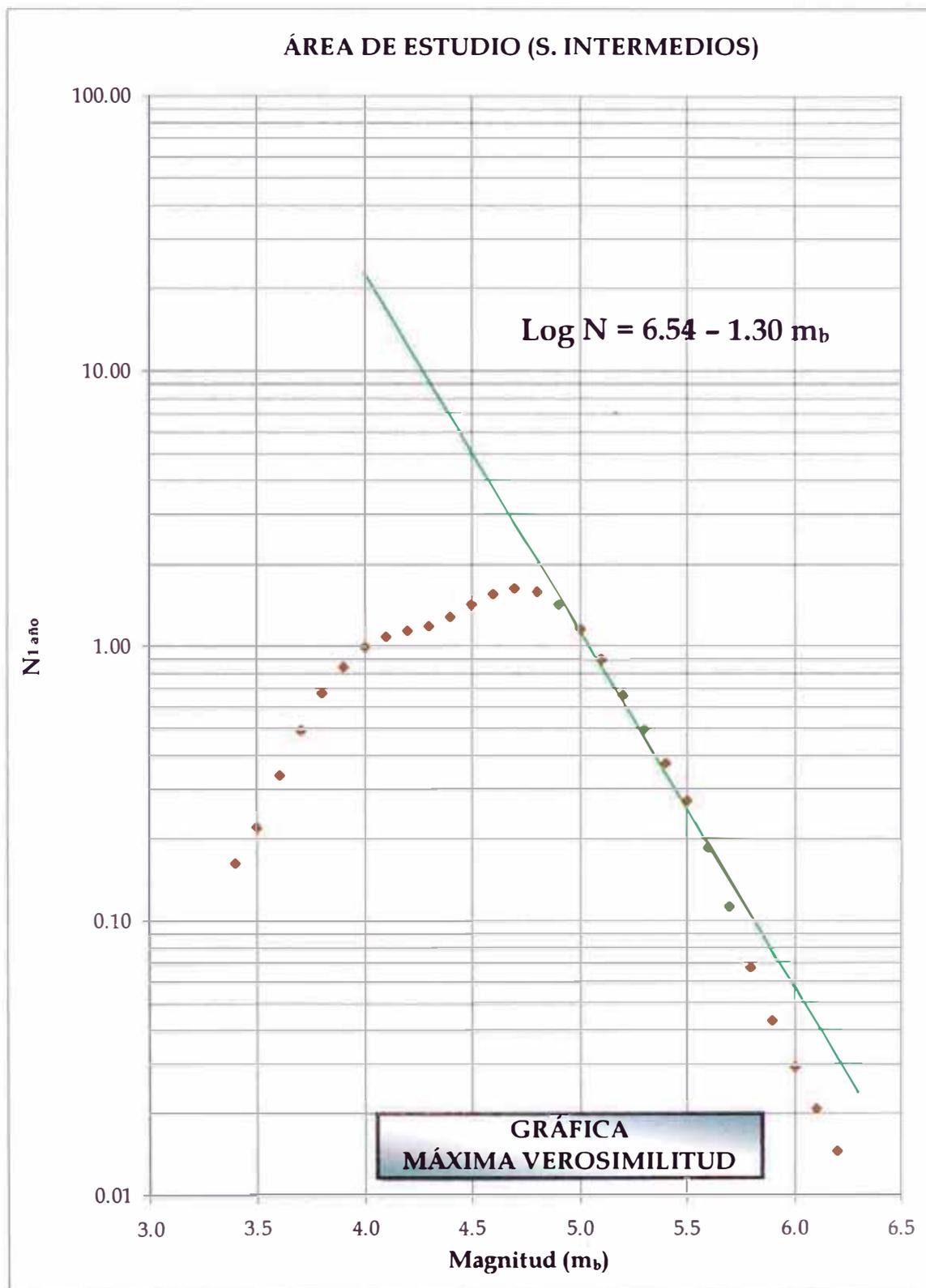


Fig. 6.59 Gráfica Máxima Verosimilitud para toda el Área de Estudio (s. intermedios).

6.4. RESUMEN

- Los sismos superficiales se distribuyen entre la fosa y la línea de la costa, asociados al proceso de subducción a niveles superficiales.
- Los sismos intermedios están asociados al contacto de las placas oceánica y continental. Estos sismos permiten configurar la geometría del proceso de subducción hasta una profundidad de 300 km.
- Los sismos profundos se distribuyen principalmente en la parte Oriental del Perú, lo cual probablemente indique la continuidad de la placa oceánica a niveles más profundos.
- La distribución de los focos sísmicos en los perfiles paralelos a la línea de la Fosa, muestran que la sismicidad aumenta su profundidad hacia el interior de continente.
- La distribución de los focos sísmicos en los perfiles perpendiculares a la línea de la Fosa, muestran que el ángulo de subducción varía de sur a norte, notándose con claridad como el ángulo de 32° disminuye a 23° .
- En el extremo SE de la región de estudio los sismos siguen una pendiente de $30 - 32^\circ$, el cual se mantiene hasta una profundidad de 300 km. aproximadamente.
- La denominada "Zona de Transición", se encuentran situada en superficie, entre las ciudades de Cuzco al este y Andahuaylas.
- Para las fuentes sismogénicas se consideró los sismos superficiales e intermedios, en vista que los sismos de profundidad mayor no producen estragos en la superficie. Por esta última razón podemos decir que los sismos superficiales son más peligrosos que los intermedios.
- Para definir las fuentes sismogénicas se tuvo en cuenta el trabajo realizado por Castillo y Alva, y la existencia de concentraciones de sismicidad en la zona.

- Las fuentes sismogénicas de Subducción sirven para modelar la interacción de las placas de Nazca y la Sudamericana, y las fuentes sismogénicas Continentales para modelar la actividad sísmica superficial andina.
- Las gráficas magnitud vs. tiempo de todas las fuentes muestran algunas zonas de ausencia de sismicidad, y en las gráficas de profundidad vs. tiempo se observa en general, una buena uniformidad, lo que significa que cada fuente esta representando ciertas concentraciones de sismicidad por separado.

CAPÍTULO 7

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

7.1. ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN SÍSMICA

Para poder realizar este análisis se necesitó elaborar unos cuantos perfiles sísmicos, que nos permitan definir el contacto entre las placas. Con este objetivo se hicieron 4 perfiles sísmicos paralelos a la fosa y 8 perfiles sísmicos perpendiculares a la misma.

El análisis de la distribución sísmica permitió corroborar que los sismos superficiales se distribuye entre la fosa y la línea de la costa, los sismos intermedios están asociados al contacto de las placas oceánica y continental, y los sismos profundos se distribuyen principalmente en la parte Oriental del Perú.

La distribución de estos sismos permitió configurar la geometría del proceso de subducción hasta una profundidad de 300 km. La existencia de algunos sismos entre la frontera Perú - Bolivia, hace suponer que la placa oceánica continúa a niveles más profundos.

Al momento de definir la geometría del contacto de placas, encontramos que la sismicidad aumenta en profundidad, conforme uno se acerca hacia el interior del continente.

También cabe mencionar que el proceso de subducción cambia de sur a norte, pudiéndose apreciar una especie de contorsión. Esta contorsión provoca que el ángulo de subducción varíe de 30° en la parte SE de la región de estudio, a 20° en la parte NW de la misma.

La denominada "Zona de Transición", se encuentran situada en superficie, entre las ciudades de Cuzco al este y Andahuaylas.

Cuando se observa el Diagrama Espacio vs. Tiempo (ver Fig. 2.9), podemos apreciar que existe concentraciones de elevada sismicidad distribuidas en los siguientes años:

- 1513 (7.8 m_b , 8.7 M_s)
- 1590 (7.7 m_b) – 1615 (7.9 m_b , 8.8 M_s)
- 1784 (7.8 m_b , 8.0 M_s , 8.4 M_w)
- 1868 (7.7 m_b , 8.6 M_s) – 1869 (7.6 m_b , 8.4 M_s)

en base a esto último se puede apreciar que los sismos de magnitud m_b entre 7.7 – 8.0 se dan cada 89, 182 y 84 años, no pudiéndose establecer un periodo de tiempo repetitivo (entre las latitudes 15° - 19° S, zona de estudio).

7.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SISMICIDAD

El análisis estadístico para cada fuente sismogénica, permitió determinar los parámetros de sismicidad de las mismas. Este análisis se realizó utilizando los siguientes métodos: la distribución simple

Frecuencia – Magnitud de Gutenberg & Richter, también tenemos la misma relación basada en el número acumulativo de sismos (a la que denomine la gráfica de Frecuencia Acumulada – Magnitud), y por último tenemos el método de la Máxima Verosimilitud.

Se espera que los métodos de Frecuencia – Magnitud y de Máxima Verosimilitud, den como resultado, valores de a y b similares, en vista que ambos métodos trabajan con el número de sismos registrados por magnitud, a diferencia del método de Frecuencia Acumulada – Magnitud que trabaja con el número acumulativo de sismos.

El resumen de todo este trabajo estadístico se puede apreciar en la Tabla 7.1 y en la Tabla 7.2.

Existe mucha controversia para seleccionar el método mas adecuado para determinar el parámetro b . De acuerdo con Bullen & Bolt (1987), el valor de b puede ser calculado por una regresión de mínimos cuadrados, pero la presencia de algunos sismos de magnitud grande pueden influenciar en el valor de b significativamente. Como otra alternativa podemos mencionar al método de la máxima verosimilitud el cual ha sido usado por muchos investigadores, pero aun así, hay casos en donde para estimar la probabilidad de ocurrencia de grandes sismos, el método de mínimos cuadrados es el más conveniente (Bullen & Bolt, 1987). La escasa información en la magnitudes grandes requiere de un cuidadoso manejo de la misma, puesto que: por un lado puede que no sea representativo por causa del corto intervalo de observación y por otro lado puede ser muy importante para estimaciones de peligro sísmico (Bath, 1981). De acuerdo con Udiaz es indiferente utilizar la frecuencia acumulativa o simple,

cuando hay muchos datos, pero en caso de contar con un número pequeño de datos es mejor utilizar la frecuencia acumulativa.

La información sísmica de la región fue reorganizada mediante un proceso de suavización de la curva Frecuencia - Magnitud, lo cual permitió equilibrar la ausencia de sismos de determinada magnitud. Este proceso permitió facilitar el trabajo de ajuste de acuerdo a los tres métodos usados en este trabajo. Si bien es cierto este proceso conlleva a tener unas rectas de ajuste con una pendiente ligeramente más pronunciada (a que no se hubiese hecho este trabajo), pero esto no ha provocado que la tendencia se altere, y mucho menos ha motivado a una mala interpretación de las gráficas y de los resultados.

Como se detalló en el CAPÍTULO 4, el parámetro b determinado en cada uno de los métodos de ajuste, permite realizar algunas comparaciones entre las distintas fuentes, y en toda el Área de Estudio. También nos permite realizar una primera observación, en donde podemos decir que, según Udiaz & Mezcua (1986) un valor de b alto puede deberse a que es una región propensa a tener un número mayor de sismos de pequeña magnitud, lo que significa que esta región tiene poca resistencia para la acumulación de esfuerzos.

Las fuentes sismogénicas 01, 02 y 03, son las que tienen menos información sísmica comparada con las otras dos fuentes, pero son las de mayor importancia, debido a que trabajan con información correspondiente a sismos superficiales. Para la gráfica de periodo de retorno consideraremos a toda el área de estudio, en vista que las fuentes tienen muy poca información. Las gráficas de las fuentes 01, 02 y 03 servirán para realizar una comparación sismotectónica entre ellas.

En la fuente sismogénica N° 01 el valor de b por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud, es relativamente aproximado. En vista que esta fuente tiene más sismos de gran magnitud comparado con la fuente sismogénica N° 02 (que también trabaja con sismos superficiales), considero que el valor de b se inclinaría más al calculado por el método de máxima verosimilitud, para lo cual estimaría un valor de b igual a 1.34. La información sísmica en esta fuente, se encuentra ubicada con mayor concentración en el litoral costero.

En la fuente sismogénica N° 02 el valor de b por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud, es relativamente aproximado. En vista que esta fuente tiene menos sismos de gran magnitud comparado con las fuente sismogénicas N° 01 y 03, considero que el valor de b se inclinaría más al calculado por el método de Frecuencia - Magnitud de Gutenberg & Richter (ajuste por mínimos cuadrados), para lo cual estimaría un valor de b igual a 1.46. La información sísmica en esta fuente, se encuentra ubicada con mayor concentración en el litoral costero.

En la fuente sismogénica N° 03 el valor de b por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud, es relativamente aproximado. En vista que esta fuente tiene más sismos de gran magnitud comparado con la fuente sismogénica N° 02 (que también trabaja con sismos superficiales), considero que el valor de b se inclinaría más al calculado por el método de máxima verosimilitud, para lo cual estimaría un valor de b igual a 1.03. La información sísmica en esta fuente, se encuentra algo dispersa sobre toda el área de la misma.

En la fuente sismogénica N° 04 el valor de b por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud, es relativamente aproximado, y esto se puede reflejar en las curvas de periodo de retorno de esta fuente (ver Fig. 7.1). En vista que esta fuente no tiene sismos de gran magnitud, considero que el valor de b debería ser un promedio de ambos métodos, para lo cual estimaría un valor de b igual a 1.55. La información sísmica en esta fuente, se encuentra bien distribuida en toda el área de la misma.

En la fuente sismogénica N° 05 el valor de b por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud difiere bastante, y esto se puede reflejar en las curvas de periodo de retorno de esta fuente (ver Fig. 7.2). En vista que esta fuente tiene una cantidad regular de sismos de gran magnitud, considero que el valor de b debería ser el calculado por el método de máxima verosimilitud, para lo cual se tendría un valor de b igual a 1.24. La información sísmica en esta fuente, se encuentra algo dispersa pero con una ligera concentración en la parte SE de la misma.

Cuando se consideró toda el área de estudio, se buscó realizar un análisis general de los sismos superficiales e intermedios, y se llegó a determinar lo siguiente:

- Para sismos superficiales, el valor de b calculado por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud, es relativamente aproximado, y esto se puede reflejar en las curvas de periodo de retorno de esta fuente (ver Fig. 7.3). Como la diferencia es muy pequeña, considero que el valor de b se podría considerar el promedio calculado por los dos métodos, para lo cual estimaría un valor de b igual a 1.22. La información sísmica correspondiente a

los sismos superficiales se encuentra más concentrada en el litoral costero.

- Para sismos intermedios, el valor de b calculado por los métodos de frecuencia - magnitud y de máxima verosimilitud difiere bastante, y esto se puede reflejar en las curvas de periodo de retorno de esta fuente (ver Fig. 7.4). En vista que esta fuente tiene una cantidad regular de sismos de gran magnitud, considero que el valor de b debería ser el calculado por el método de máxima verosimilitud, para lo cual se tendría un valor de b igual a 1.30. La información sísmica en esta fuente, se encuentra algo concentrada en la parte NW y SE de la misma.

Con los valores de b bien definidos, podemos establecer las comparaciones sismotectónicas siguientes:

7.2.1. Para los Sismos Superficiales

El peligro sísmico en las fuentes guarda la siguiente relación:

$$F. SIS. N^{\circ} 02 (b = 1.46) > F. SIS. N^{\circ} 01 (b = 1.34) > F. SIS. N^{\circ} 03 (b = 1.03)$$

Como se puede observar la fuente sismogénica N^o 02 tiene mayor peligro que el resto de fuentes, y si quisiéramos analizar todo el área de estudio usaríamos el valor de $b = 1.22$.

La explicación para que la fuente sismogénica N^o 02 tenga un valor de b elevado se debe a dos razones:

- La fuente 2 tiene un área menor comparada con las fuentes 1 y 3, lo cual puede interpretarse como una zona con menor información sísmica que las otras dos.
- En base a la sismicidad histórica de esta fuente, podemos apreciar que no se cuenta con muchos sismos de elevada magnitud, pero si se dispone información sobre sismos de menor magnitud. Este esquema se repite en el intervalo analizado en donde no existe presencia de sismos de magnitud elevada.

Con estas observaciones podemos llegar a la conclusión que una zona que tiene bastante información sobre sismos de pequeña magnitud, es propensa a tener una baja resistencia, y no resiste un proceso de acumulación de esfuerzos. Todo esto se traduce en tener un valor de b bastante elevado.

Los únicos sismos de magnitud $m_b \geq 6.0$ en la fuente sismogénica N° 02 son: el de 1913 ($m_b = 6.6$), 1948 ($m_b = 6.1$), 1994 ($m_b = 6.1$), y ahora último 2001 ($m_b = 6.9$).

Con esta información algo escasa sobre los sismos de elevada magnitud, podemos presumir que anterior al sismo del año 2001, esta fuente era muy poco propensa a tener sismos de elevada magnitud, pero al producirse el sismo del 2001, es muy probable que se haya alterado el campo de esfuerzos de esa zona, lo que significa que la recta de ajuste tendría una pendiente menor, o sea un valor de b menor al calculado.

Cuando analizamos a la fuente sismogénica N° 01, vemos que tiene un valor de b , que coloca a esta fuente en un nivel medio de importancia

con respecto a las otras dos fuentes, y esto se debe a que en esta fuente se tiene más sismos de gran magnitud comparado con la fuente N° 02, y este esquema se repite cuando revisamos la sismicidad histórica.

Cuando analizamos la fuente sismogénica N° 03, vemos que tiene un valor de b menor comparado con las otras dos fuentes, lo que podría interpretarse como la única fuente de las tres, en donde se tiene una mayor cantidad de sismos de gran magnitud, lo cual implica que la recta de ajuste tenga una pendiente menor comparada con las otras fuentes. Cuando se revisa la sismicidad histórica se puede apreciar que en esta fuente se han registrado los sismos más importantes en el sur del País, y que liberaron una gran cantidad de energía acumulada.

El análisis general de la sismicidad superficial en la región de estudio, llevó a determinar que toda la región de estudio tendría un valor de b igual a 1.22, con lo cual se calificaría a toda la región de estudio como una región con un alto peligro sísmico.

Según los registros históricos se tiene que los sismos más destructivos son los que corresponden a los años: 1604, 1687, 1784 y 1868, pero no necesariamente liberaron la misma energía. Es por esa razón que no podemos considerar que esta misma liberación de energía se repita cada 100 años.

El uso de las gráficas de Periodo de Retorno debe de hacerse con mucho cuidado, debido a que existe ausencia de sismos grandes en el periodo de análisis y esto pudo ocasionar que se tengan rectas de ajuste con pendientes pronunciadas. Sin embargo al momento de analizar las gráficas llegamos a encontrar que existe una coincidencia en el periodo de

retorno (ver Fig. 7.3) de los sismos de m_b igual a 6.9, puesto que cuando analizamos la sismicidad histórica encontramos que el sismo de 1604, en el cual se estima que tuvo una magnitud m_b entre 6.9 y 7.0, guarda alguna relación con el último sismo del 2001 de m_b igual a 6.9, en vista que existe cerca de 400 años de diferencia, y en base a la gráfica misma se puede observar que la recurrencia esta alrededor de los 420 años. Con esto último se pretende únicamente encontrar cual es la gráfica de periodo de retorno que puede servir para estudios de predicción sísmica, especialmente para los sismos superficiales que vienen a ser los de mayor interés en vista que estos producen una mayor intensidad en la zona de estudio.

Si calculamos la probabilidad de que ocurra un sismo de m_b mayor o igual a 6.5 dentro de un periodo de 100 años según la ecuación 4.7, nos daremos cuenta que la probabilidad llega a ser de 80%, lo cual es bastante elevado.

7.2.2. Para los Sismos Intermedios:

El peligro sísmico en las fuentes guarda la siguiente relación:

$$F. \text{ SIS. N}^\circ 04 (b = 1.55) > F. \text{ SIS. N}^\circ 05 (b = 1.24)$$

Como se puede observar la fuente sismogénica N° 04 tiene mayor peligro que la fuente sismogénica N° 05, y si quisiéramos analizar todo el área de estudio usaríamos el valor de $b = 1.30$.

En la fuente sismogénica N° 04 podemos apreciar que se tiene un valor elevado de b , debido a que la información sísmica trabajada no cuenta con sismos de gran magnitud.

Cuando se observa la Fig. 6.41, se puede apreciar que la distribución sísmica da en una profundidad que varía entre 60 – 150 km., lo cual es muy importante resaltar, en vista que el índice de sismicidad de esta fuente puede traer consigo sismos con elevada intensidad, ya que la profundidad es menor y su peligro sísmico puede ser comparado con el de la fuente sismogénica N° 02 y el de toda la región de estudio (para sismos superficiales).

La fuente sismogénica N° 04 es la única fuente que tiene la información sísmica más ordenada, tanto en profundidad como en ubicación geográfica.

En la fuente sismogénica N° 05 se tiene más información sobre sismos de elevada magnitud, y en base a esto es que esta fuente tiene un valor de b menor comparado con la fuente N° 04.

La información en la fuente sismogénica N° 05 se encuentra bien distribuida hasta una profundidad de 200 km.

Es probable que la ausencia de sismos grandes en los 39 años de estudio, pueden influenciar en el periodo de retorno.

FUENTE	M_{umbral}	Frecuencia - Magnitud	Frec. Acum. - Magnitud	Máxima Verosimilitud
F1	4.9	$\text{Log } N = 6.67 - 1.44 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 8.87 - 1.75 m_b$	$\text{Log } N = 6.04 - 1.31 m_b$
F2	4.9	$\text{Log } N = 6.21 - 1.44 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 7.74 - 1.64 m_b$	$\text{Log } N = 6.73 - 1.52 m_b$
F3	4.9	$\text{Log } N = 3.76 - 0.94 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 6.62 - 1.36 m_b$	$\text{Log } N = 4.38 - 1.06 m_b$
F4	4.9	$\text{Log } N = 7.55 - 1.59 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 11.49 - 2.26 m_b$	$\text{Log } N = 7.12 - 1.50 m_b$
F5	4.9	$\text{Log } N = 7.48 - 1.51 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 9.77 - 1.84 m_b$	$\text{Log } N = 6.04 - 1.24 m_b$

Tabla 7.1 Resumen del Análisis Estadístico para cada una de las Fuentes Sismogénicas.

FUENTE	M_{umbral}	Frecuencia - Magnitud	Frec. Acum. - Magnitud	Máxima Verosimilitud
AEST _{Superf.}	4.9	$\text{Log } N = 5.68 - 1.20 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 7.78 - 1.48 m_b$	$\text{Log } N = 5.96 - 1.24 m_b$
AEST _{Interm.}	4.9	$\text{Log } N = 8.63 - 1.69 m_b$	$\text{Log } \Sigma N = 10.85 - 2.01 m_b$	$\text{Log } N = 6.54 - 1.30 m_b$

Tabla 7.2 Resumen del Análisis Estadístico para toda el Área de Estudio, tanto para los sismos superficiales, como para los intermedios.

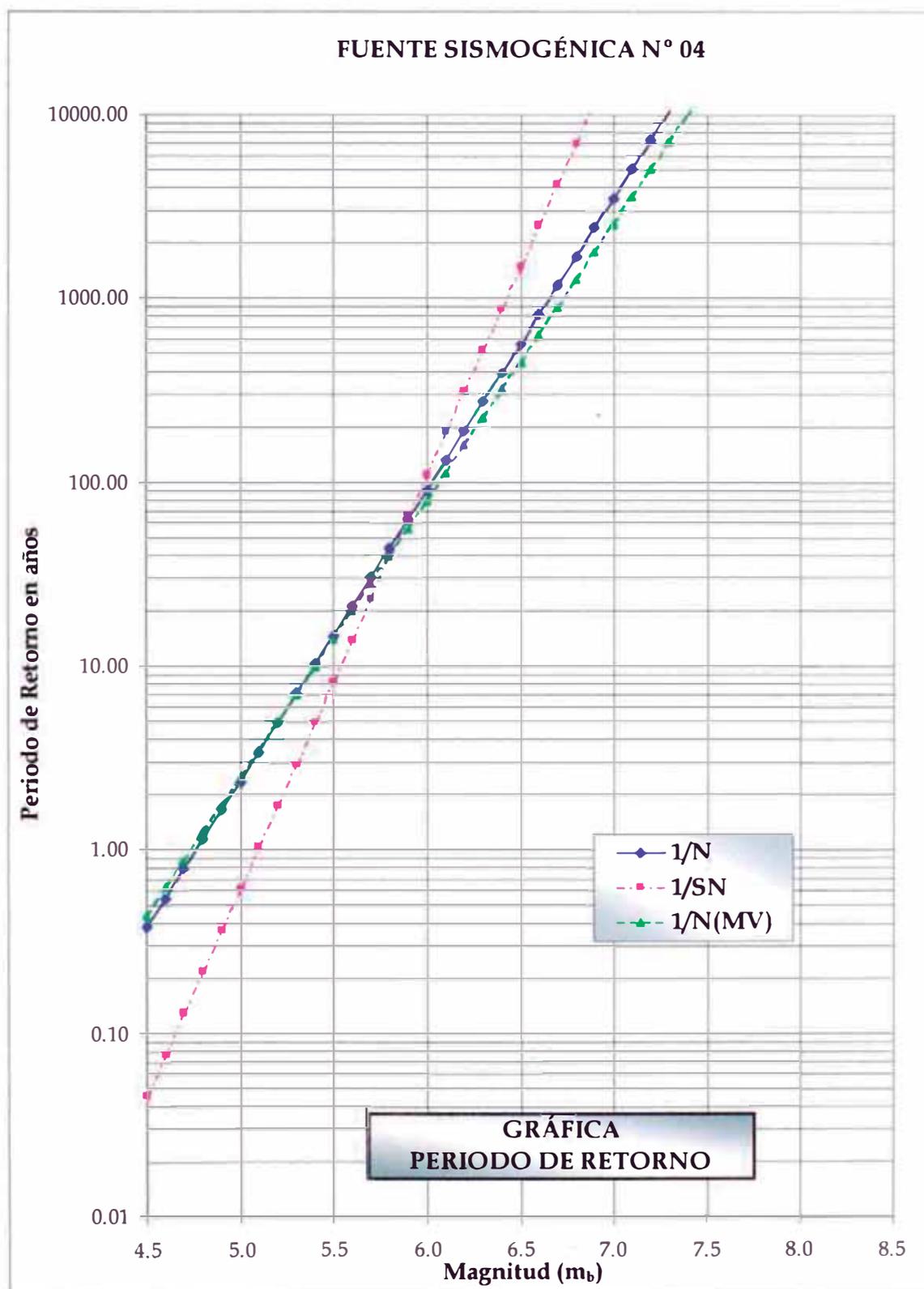


Fig. 7.1 Gráfica del Periodo de Retorno para la Fuente Sismogénica N° 04.

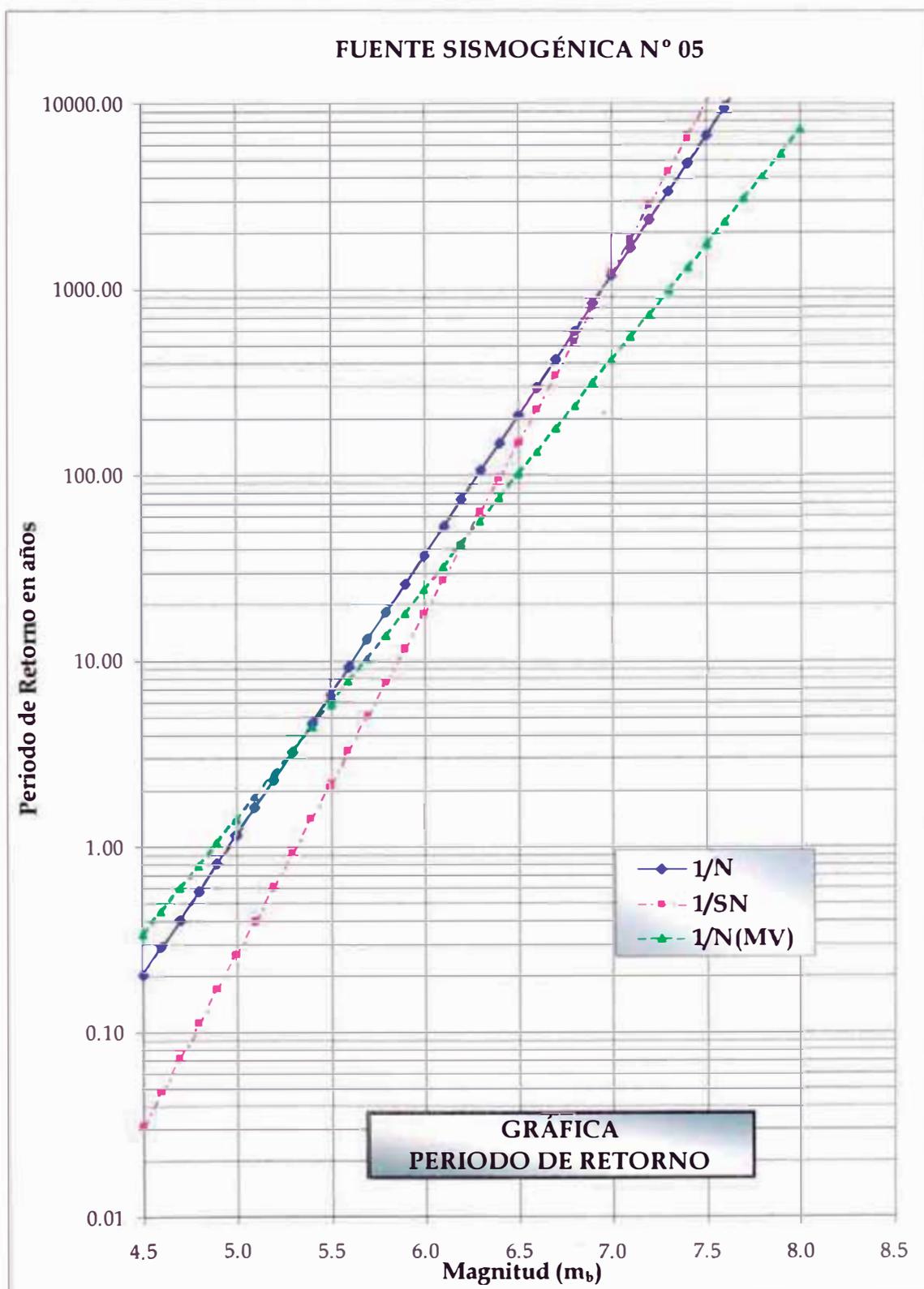


Fig. 7.2 Gráfica del Periodo de Retorno para la Fuente Sismogénica N° 05.

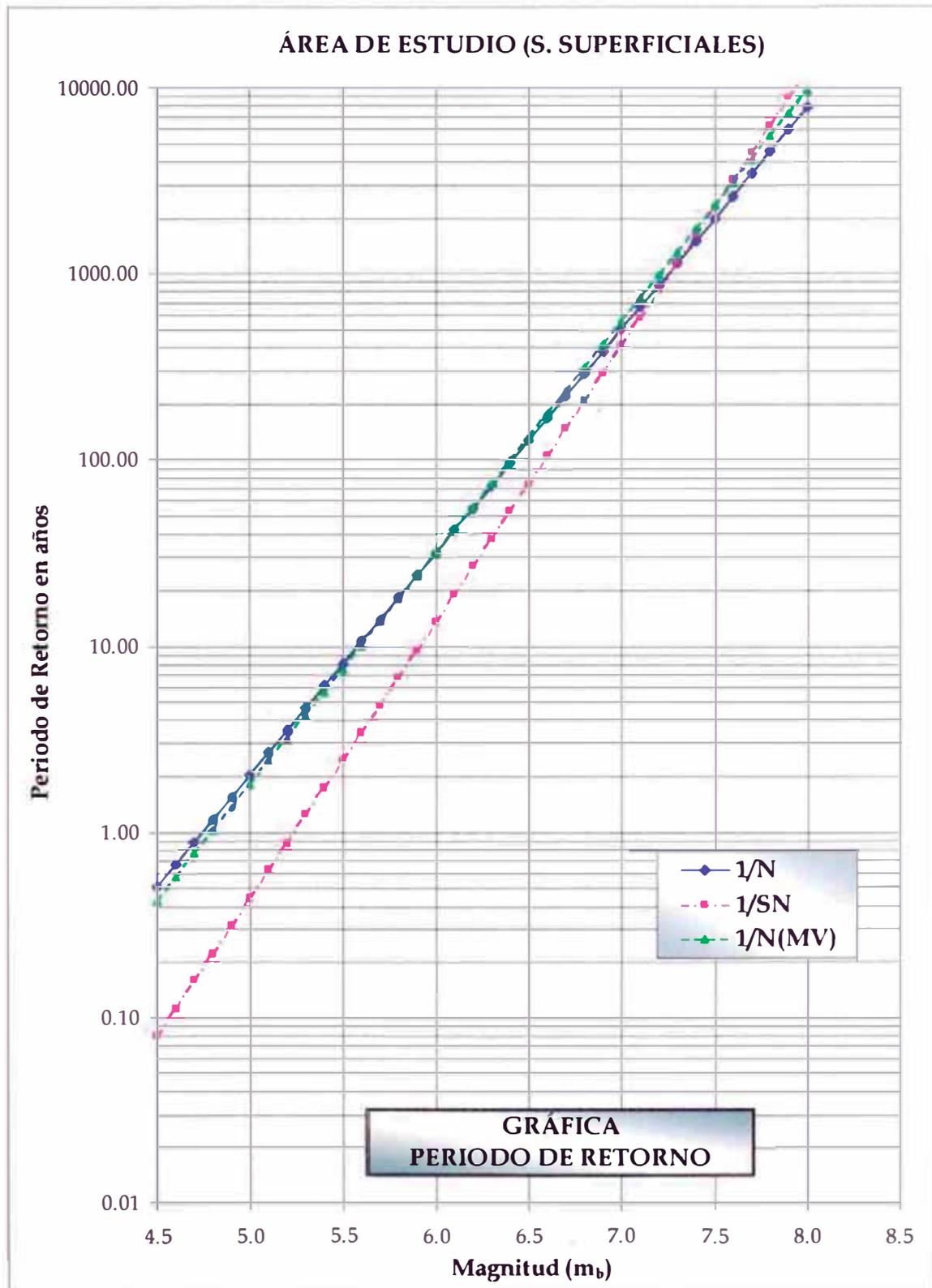


Fig. 7.3 Gráfica del Periodo de Retorno para toda el Área de Estudio (s. superficiales).

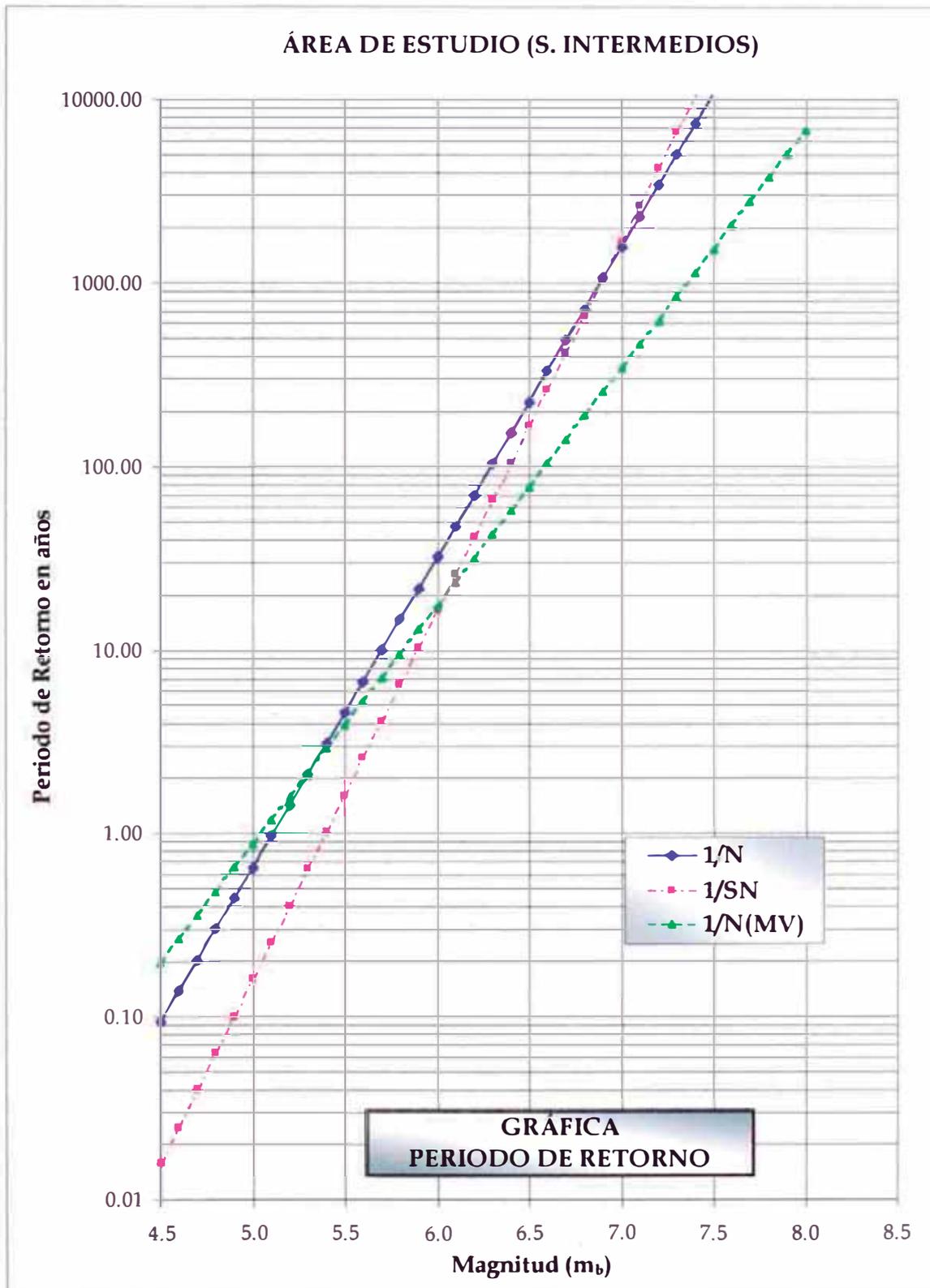


Fig. 7.4 Gráfica del Periodo de Retorno para toda el Área de Estudio (s. intermedios).

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS

8.1. CONCLUSIONES

Las conclusiones que se pueden derivar de este estudio son las siguientes:

- ✓ Cuando analizamos el Diagrama Espacio vs. Tiempo, se puede observar que los sismos de elevada magnitud y que tuvieron una misma liberación de energía, no tienen un mismo periodo de retorno, en vista que se dan cada 89, 182 y 84 años. Esto último dificulta la tarea de predicción sísmica, en vista que no existe un patrón repetitivo.
- ✓ En base a la gráfica de periodo de retorno para los sismos superficiales se llegó a la conclusión que los sismos de m_b igual a 6.4 podrían tener un periodo de retorno de 100 años, y los sismos de m_b igual a 6.9 estarían bordeando los 400 años. Se debió hacer la aclaración que esta gráfica se determinó en base a los 39 años

de periodo de análisis, y que no se pudo trabajar con la sismicidad histórica, en vista que esta información no se encuentra del todo completa, y no presenta la misma fiabilidad que los 39 años considerados en este estudio, que corresponden a la etapa de la sismicidad instrumental.

- ✓ En base a la gráfica de periodo de retorno para los sismos intermedios se llegó a la conclusión que los sismos de m_b igual a 6.6 tienen un periodo de retorno de 100 años. Esta gráfica fue realizada en base a los 39 años de análisis.
- ✓ La probabilidad de que ocurra un sismo de m_b mayor o igual a 6.5 dentro de un periodo de 100 años llega a ser del 80%, lo cual es bastante elevado.
- ✓ La falta de sismos de magnitud grande pudo influenciar en los periodos de retorno calculado, que son bastante elevados.
- ✓ No existe una regla general para escoger el mejor ajuste entre los métodos de Gutenberg & Richter y el de Máxima Verosimilitud, mucho importa el criterio personal. En este trabajo se optó por inclinarse más al método de Máxima Verosimilitud cuando la fuente disponía de mayor información sobre sismos de magnitud elevada, y cuando no era así, se inclinaba al método de Gutenberg & Richter que tiene un ajuste por mínimos cuadrados.

- ✓ Cuando la fuente tiene bastante información sobre sismos de pequeña magnitud, es propensa a tener un valor de b bastante elevado.
- ✓ El análisis general de la sismicidad superficial en la región de estudio, permitió determinar que la región de estudio tendría un valor de b igual a 1.22, con lo cual se podría calificar a toda la región de estudio, como una región con un alto peligro sísmico.
- ✓ Cuando se hizo el análisis comparativo entre las fuentes sismogénicas superficiales, llegó a la conclusión que la fuente 2 viene a ser la que tendría mayor peligro sísmico comparada con las otras dos.
- ✓ La fuente sismogénica 04, es también catalogada con un alto peligro sísmico (entre los sismos intermedios) que debe tomarse en cuenta para estudios posteriores, en vista que los sismos de esta fuente se encuentran principalmente distribuidos entre las profundidades de 60 – 150 km.
- ✓ El análisis estadístico de los sismos intermedios en toda el área de estudio determinó que el valor de b era 1.30. Si bien es cierto los sismos superficiales son los que producen más daño en la superficie en cuanto se refiere a valores de Intensidad y de aceleración del terreno, pero no por esto deben dejarse de considerar los sismos intermedios, especialmente los de la fuente sismogénica N° 04.

- ✓ Los sismos del 30 de Julio de 1995 y del 23 de Junio del 2001, han modificado el campo de esfuerzos de la zona, lo que trae consigo un aumento de las posibilidades de que se produzca un gran terremoto en la zona objeto de estudio.
- ✓ Al analizar la distribución de los sismos en la región de estudio se pudo definir la geometría del proceso de subducción, y comprobar como el ángulo de subducción varía de sur a norte, debido a una especie de contorsión en la denominada “Zona de Transición”.
- ✓ En los perfiles sísmicos se pudo apreciar que la sismicidad estaba presente hasta una profundidad de 300 km. La existencia de algunos sismos entre la frontera Perú – Bolivia, hace suponer que la placa oceánica continúa a niveles más profundos.

8.2. RECOMENDACIONES

Las recomendaciones que se pueden aportar para futuros estudios similares a este, son las siguientes:

- ✓ Cuando se trabaja con catálogos sísmicos, hay que procurar escoger un periodo de tiempo en donde la información sísmica este lo más completa posible y en donde las condiciones de operación de una red de instrumentos no hayan cambiado de manera significativa. Esto último se resume en escoger periodos de reporte homogéneo.

- ✓ Se debe de separar la información correspondiente a la sismicidad histórica de la instrumental, porque la segunda esta basada en la información proporcionada por instrumentos que han registrado los eventos sísmicos, a diferencia del primero en donde se ha basado en lo que la población pudo percibir. Es por esta razón que la sismicidad histórica está incompleta, y evidentemente no se puede llegar a interpretar bien, cuando se hace una análisis estadístico.
- ✓ Se recomienda no mezclar la información correspondiente a los sismos superficiales, intermedios y profundos, en vista que cada uno de ellos influye de manera diferente en la peligrosidad (los sismos superficiales son más peligrosos que los intermedios, y estos últimos son más peligrosos que los profundos). Por esta razón se tienen fuentes sismogénicas para sismos superficiales e intermedios.
- ✓ No hay que olvidar que la relación de Gutenberg & Richter es teórica, y se ha dado muchos casos en donde se espera que la distribución de los sismos cumpla con una determinada tendencia, pero la realidad es otra.
- ✓ La escasa información en las magnitudes grandes requiere un cuidadoso manejo de la misma, puesto que: por un lado puede que no sea representativo por causa del corto intervalo de observación, y por otro lado puede ser muy importante para estimaciones de peligro sísmico.

- ✓ Para poder definir la geometría del contacto de placas, es necesario realizar perfiles sísmicos paralelos y perpendiculares a la fosa. El número de perfiles a utilizar dependerá del área de estudio y la precisión con que se quiera definir la geometría de la zona W – B.

8.3. LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS

Las futuras líneas de investigación que se pueden desprender de este estudio son las siguientes:

- ✓ En base a la información recopilada se pueden realizar estudios para determinar la aceleración del terreno, así como también realizar mapas de Isosistas de la región de estudio.
- ✓ Los resultados de esta investigación servirán para evaluar el Riesgo Sísmico de las principales ciudades de la región, como lo son: Arequipa, Moquegua y Tacna, para lo cual debe realizarse anteriormente un estudio de vulnerabilidad sísmica en dichas ciudades.
- ✓ Contribuir a la realización de más tesis, que tengan como fin la evaluación sísmica de la Región Fronteriza Perú – Chile, el cual viene a ser objetivo principal de la propuesta de estudio realizada por el CERESIS (ver APÉNDICE E).

BIBLIOGRAFÍA

Barazangi, M. e Isacks, B. L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidences from spatial distribution of earthquakes, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 57, pp. 537-555.

Bath, M. (1979). Seismic risk in Fennoscandia, *Tectonophysics*, 57, pp. 285 - 295.

Bath, M. (1981). Earthquake Magnitude-Recent Research and Current Trends, *Earth - Science Reviews*, 17, pp. 315-398.

Bernal, I. (2000). Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú. Compendio Trabajos de Investigación r alizados durante el año 1999 (Prácticas Pre - Profesionales), volumen I.

Berrocal J. (1991). Aspectos sismotectónicos sobre la región Andina, Tesis para concurso a libre docencia en el dep. de Geofísica, IAG - USP, 51 pp.

Bozzo L. y Barbat A. (1995). Diseño Sísmico de Edificios de Hormigón Armado. Monografías de Ingeniería Sísmica. Monografía CIMNE IS - 15.

Bullen, K. E. y Bolt, B. A. (1987). An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge, 4^o ed., pp. 371-395.

Burchfiel, B. C. (1996). Intraplate Tectonics, via Internet, abril 96.

Canas, J. y Banda, E. (1994). Sismicidad y Peligrosidad Sísmica. Universidad Politécnica de Catalunya. Barcelona - España.

Castillo J. y Alva J. (1993). Peligro Sísmico en el Perú. Ponencia presentada en el VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, 6 - 10.

Condie, K. C. (1982). Plate Tectonics and Crustal Evolution, Pergamon Press, 2^o ed, pp. 310.

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: Com I Cong. Nac. Sism. Ing. Antisísmica, Lima.

Engdahl, R., Van Der Hilst, B. y Buland, R. (1998). Global Teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. B.S.S.A., 88, 722-743.

Fisher, R. (1974). Pacific - Type Continental Margins, The geology of Continental Margins, C. A. Burk & C.L. Drake editors, New York, pp. 25-41.

Frutos, J. (1981). Andean tectonic as a consequence of sea-floor spreading, Tectonophysics, 93, pp. 2095-2155.

González - Ferrán, O. (1985). Mapa Neotectónico preliminar de América del Sur, Centro Regional de Sismología para América del Sur, v. 11. pp. 1-12.

Grange, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These Docteur 3er cycle, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble.

Gutenberg, B. y Richter, C. (1954). Sismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, New Jersey, 2º ed, pp. 310.

Heras, H. (2000). Análisis Preliminar Espacio - Tiempo de la Sismicidad ocurrida en la región del Gap Sísmico de Nazca (Octubre 1998 - Agosto 1999). Compendio Trabajos de Investigación realizados durante el año 1999 (Prácticas Pre - Profesionales), volumen 1.

Herráiz, M. (1997). Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros. Publicación del CISMID.

Instituto Geofísico del Perú (2001-a). Catálogo Sísmico del Perú, 1471-1982 versión revisada y actualizada en CD. Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología. Lima, Perú.

Instituto Geofísico del Perú (2001-b). Catálogo Sísmico del Perú 1982-1999 comunicación personal del Dr. Hernando Tavera. Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología. Lima, Perú.

James, D. E. (1971). Plate tectonic model for the evolution of the central Andes, Geological Society of American Bulletin, 82, pp. 3325 -3346.

Kuroiwa, J. (2001). Prevención de Desastres.

Lee, W. H. K. y Stewart, S. W. (1981). Principles and Applications of Microearthquake Network, Advances in Geophysics-Supplement 2, pp. 293.

Lomnitz, C. y Rosenblueth, E. (1976). Seismic Risk and Engineering Decisions, Development in Geotechnical Engineering 15, Elsevier, Amsterdam, pp. 415.

Minster J. y Jordan T. (1978). Present - day plate motions. J. Geophys. Res., 83, pp. 5331 - 5334.

Mogi, K. (1967). Regional Variations in Magnitude - Frequency Relation of Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Ame., Vol. 45, pp. 313-325.

Nur, A. y Ben - Abraham, Z., (1981). Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, Geol. So . Am. Mem., 154, pp 729 - 740.

Olarte, J. (1998). Revisión de Algoritmos de Inversión y Obtención de Modelos Regionales Elásticos y Anelásticos para la Corteza y Manto Superior de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, pp 33 - 43.

Olarte, J. (2000). Sismología para Ingenieros. 1er Curso de Segunda Especialización en Ingeniería Sismorresistente. Apuntes de Clase. CISMID-FIC-UNI.

PCAT (2000). Procesamiento de Catálogos. IGP - Simeón Rodríguez Cancán.

Pomachagua, O. (2000). Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú. Compendio Trabajos de Investigación realizados durante el año 1999 (Prácticas Pre - Profesionales), volumen I.

Posadas A. (1996). Sismología Aplicada. Monografías : Ciencia y Tecnología. La atenuación de las ondas sísmicas en la provincia de Almería. Universidad de Almería.

Reid, H. F. (1911). The elastic - rebound theory of earthquakes. University of California. Bull. Dept. Geolog. pp 6, 413-444.

Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as indicated by focal mechanism and by seismicity, *Jour Geophys. Res.*, 80, pp. 1053-1064.

Suarez, G., Molnar, P., Burchfiel, B. C. (1983). Seismicity, depths of faulting and active tectonics of the Andes of Peru - Ecuador and Southern Colombia, *Jour. Geophys. Res.*, 88, pp. 10403-10428.

Suyehiro, S. (1967). A research for small, deep earthquakes using quadripartite stations in the Andes, *Bull. Seism. Soc. Ame.*, 57, pp. 447-461.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). En: A. Udías y E. Buforn (ed.). Sismicidad y Tectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., N°10, pp. 187-219.

Tavera, H. (1998). Mecanismo Focal de terremotos en Perú y sismotectónica. Tesis Doctoral, UCM. España, pp. 400.

Tavera, H. & Antayhua Y. (2000). Señales Sísmicas de Volcanes Activos: ejemplos del volcán Sabancaya, Arequipa (Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* v. 90 (2000), pp. 107 - 119.

Udías, A. y Mezcuá, J. (1986). Fundamentos de geofísica. Primera Edición, UCM. Madrid, pp. 419.

USGS, (1996). Understanding plate motions, *This Dynamic Earth*, via Internet, pp. 12.

Vidal, F. (1994). Terr motos, Sacudidas Sísmicas y Daños Sísmicos. Curso de Riesgos Natural s - Seminario d Ri sgos Sísmicos. Universidad Internacional de Andalucía. Cursos de Verano 1994.

Wortel, M. J. R. y Cloething, S. A. P. L. (1985). Accretion and lateral variations in t tonic strutur along the Perú-Chile trench, *Tectonophysics*, 112, pp. 443-463.

Young, J., Presgrave, B., Aichele, H., Wiens, D. y Flinn, E. (1996). The Flinn-Engdahl regionalisation schem : th 1995 revision. *PEPI*, 96, 223-297.

Zamudio, Y. (1998). Características Sismotectónicas e de Sismi idade na Regiao da Fronteira Perú - Chile. Universidade de Sao Paulo. Instituto Astronómico e Geofísi o. Departamento de Geofísica.