

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTIN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOFISICA



ANALISIS DE LA DISTRIBUCION DEL VALOR DE “*b*” EN LA ZONA DE SUBDUCCION DE PERU

*Tesis presentada por el Bachiller en
Ciencias Geofísicas:*

HERNAN LUCAS HERAS MUCHICA

*Para optar el Título Profesional de
INGENIERO GEOFISICO*

AREQUIPA – PERU

2002

*Dedicado a mi Madre y Amiga: Sra.
Paula Muchica C.
Por su Constante Apoyo en mi
Formación Profesional*

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se realizó con el apoyo del INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ (IGP), quién otorgo al autor una beca de estudios para realizar Practicas Pre-Profesionales y posteriormente el presente estudio. Asimismo, la beca brindo al autor la posibilidad de desarrollarse profesionalmente en el campo de la Geofísica.

Mi agradecimiento al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG - Sismología), Dr. Hernando Tavera por su asesoramiento en la realización del presente estudio y por guiar mi formación, así como por sus criticas, sugerencias y consejos. Asimismo, por brindarme su confianza y amistad.

A los Drs. Stefan Wiemer del Instituto Geofísico ETH Hoenggerberg Zurich – Suiza; Max Wyss, del Instituto Geofísico de la Universidad de Alaska y al Ramón Zúñiga del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional Autónoma de México por el envío de artículos relacionados a la Sismología y en los cuales se describe y aplica la metodología de los valores anómalos de “*b*” en diferentes regiones sísmicas, así como por sus sugerencias y apoyo con los algoritmos de ZMAP.

A la MSc. Yolanda Zamudio por compartir sus experiencias con el software ZMAP y por su amistad. A los Sr(as). Consuelo Agüero, Ivonne Pérez, Efraín Fernández, Henry Salas, Simeón Rodríguez, Héctor Alemán, Luis Vilcapoma, Cesar Jiménez y José Millones (personal del CNDG), por compartir sus conocimientos y experiencias en sismología, así como por su amistad y calidad humana brindada al autor.

A los compañeros (as) que elaboran paralelamente su Tesis de grado, Isabel Bernal, Yanet Antayhua, Julia Carpio y Oscar Pomachagua por compartir bibliografía, consejos y amistad. Asimismo, a los Sr. Fredy Ccallo, Igor Valdivia, Ronald Yupa y Manuel Lara por su amistad.

A Mary Rosa Luna por su apoyo desinteresado en la utilización de software y compartir sus experiencias en informática. También, a Alejandra, Juan, Javier, Guillermo, Koby, Karin, Carmen, Lourdes, Sandra, Imelda, Adolfo, Juan Carlos, Manuel, Martín y Nicolas, todos amigos del IGP.

A los Ings. Roberto Kosaka, Jorge Soto, Hector Palza, Melecio Lazo, Edgar Gonzáles, Armando Minaya y Victor Aguilar, por sus enseñanzas y compartir sus experiencias en las aulas de la Universidad.

Mi agradecimiento a la Sra. Candelaria Mamani, quien me brindo su apoyo desinteresado durante mi estadía en la ciudad de Lima. A la Srta. Luz Marina Zubizarreta y Yolanda Heras por sus constantes consejos, sugerencias, amistad y por su apoyo en los momentos más difíciles. Asimismo, al Sr. Orlando Vilca y esposa por su colaboración desinteresada y amistad, así como a Mijael Heras por darme la inspiración de seguir adelante.

Un especial agradecimiento a mis padres, Paula Muchica y José Ponce por darme una formación profesional y por su apoyo incondicional. A mis tíos Sergio, Emilia, Susana y Jorge, así como a mis hermanos, Liliana, José Miguel, Ángel, Christian y sobrinos.

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

CONTENIDO

CONTENIDO	iii
RESUMEN	vi
CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1. Ubicación del área de estudio	3
1.2. Objetivos del estudio	4
CAPITULO 2. CARACTERISTICAS TECTONICAS Y SISMICIDAD DE PERU	5
2.1. Tectónica	6
2.1.1. La Zona Costanera	6
2.1.2. La Cordillera Occidental	6
2.1.3. El Altiplano	8
2.1.4. La Cordillera Oriental	8
2.1.5. La Zona Subandina	8
2.2. Estructuras submarinas	8
2.2.1. Fosa Peruano – Chilena	9
2.2.2. Dorsal de Nazca	11
2.2.3. Fractura de Mendaña	11
2.3. Características de la sismicidad de Perú	11
2.3.1. Distribución espacial	12
2.3.1.1. Sismos con foco superficial	12
2.3.1.2. Sismos con foco intermedio	14
2.3.1.3. Sismos con foco profundo	15
2.3.2. Análisis en profundidad	15
2.3.2.1. Región norte	15
2.3.2.2. Región central	17
2.3.2.3. Región sur	17
2.4. Geometría de la subducción en el Perú	17

7.3.1. Estudios en zonas de subducción	76
7.3.2. Estudios en sistemas de fallas	79
7.4. Aplicación del método de Wiemer y Wyss en Perú	79
7.4.1. Generación de la grilla para la zona de subducción de Perú	79
7.4.2. Periodo de recurrencia	80
CAPITULO 8. DISTRIBUCION DEL VALOR DE “ <i>b</i> ” Y PERIODOS DE RECURRENCIA EN PERU	83
8.1. Valores de <i>b</i> antes del terremoto de 1996	85
8.2. Periodos de recurrencia antes del terremoto de 1996	87
8.3. Valores de <i>b</i> , periodo 1964-1999	89
8.4. Periodos de recurrencia, periodo 1964-1999	90
8.5. Áreas con mayor probabilidad para producirse un terremoto	93
CAPITULO 9. ANOMALIAS DEL VALOR DE “ <i>b</i> ” Y EL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 23 JUNIO DE 2001	95
9.1. Introducción	95
9.2. Resultados	97
9.3. Conclusión	98
CAPITULO 10. DISCUSION E INTERPRETACION	100
CAPITULO 11. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	104
CAPITULO 12. BIBLIOGRAFIA	107
ANEXO: TRABAJOS DE INVESTIGACION	115
– Anomalías de los valores de “ <i>b</i> ” y el Terremoto de Arequipa del 23 Junio de 2001: <i>Informe Final: Terremoto de la región Sur de Perú del 23 de Junio</i> 2001. <i>CNDG, 133-140.</i>	

- Intensidades Macrosísmicas en las Areas Urbanas de las Ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna: ***Informe Final: Terremoto de la región Sur de Perú del 23 de Junio 2001. CNDG, 200-298.***
- Áreas con Mayor y Menor Probabilidad de Ocurrir Grandes Terremotos a lo Largo de la Costa de Perú, Estimado desde Periodos de Retorno Locales Basado en Valores de “*b*”. ***Artículo enviado para su publicación al Boletín de la Sociedad Geológica del Perú (Enero 2002).***
- Anomalías del valor de “*b*” en la zona de subducción de Perú y el Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001: ***XI Congreso Peruano de Geología, Septiembre 25 - 28, 2002.***
- Los Terremotos en Perú: Una Proyección al Futuro: ***Revista del Centro de Estudios y Prevención de Desastres, N° 15, 2001.***
- Análisis Preliminar espacio-tiempo de la sismicidad ocurrida en la región del Gap Sísmico de Nazca (Octubre 1998 – Agosto 1999): ***Revista de Trabajos de Investigación Realizado por estudiantes durante el año 1999, Volumen 1. 105-119.***

RESUMEN

En este estudio, se realiza un análisis de la distribución espacial de la sismicidad ($0^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$) asociada al proceso de interacción de las placas de Nazca y Sudamericana dentro del proceso de subducción presente en Perú ($h \leq 60\text{km}$), con la finalidad de identificar las áreas más probables para la ocurrencia de futuros terremotos de magnitud $M_s \geq 7.2$. Estas áreas se presentan asociadas como gaps sísmicos también conocidos en términos de ruptura sísmica como *Asperezas*. Para tal objetivo, se hace uso de la hipótesis de que los valores anómalos de $b \leq 0.6$ obtenido probabilísticamente a partir de la distribución frecuencia – magnitud definida por Gutenberg y Richter (1944, 1954) permite identificar asperezas. El valor de b , es obtenido aplicando la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss (1997). La base de datos utilizada considera 1200 sismos ocurridos entre 1964 y 1999 con un umbral mínimo de magnitud de 3.5 M_s . Estos datos corresponden a los catálogos del IGP, NEIC y Engdahl.

Los resultados obtenidos en este estudio han permitido identificar, para la zona de subducción de Perú, la presencia de siete asperezas de diferente dimensiones y se ubican en la región Norte: en el límite de Perú y Ecuador ($2.5 - 3^{\circ}\text{S}$), frente a la costa Sur de Piura ($6.5^{\circ} - 7^{\circ}\text{S}$), costa de Ancash ($10^{\circ} - 11^{\circ}\text{S}$) y costa Norte de Lima ($12^{\circ} - 13^{\circ}\text{S}$). En la región Central, las áreas se encuentran en el límite de Lima e Ica ($13.5^{\circ} - 14^{\circ}\text{S}$), a lo largo de la costa de Ica ($15^{\circ} - 16.5^{\circ}\text{S}$) y finalmente, en la región Sur frente a la costa de Arequipa (17° y 18°S). Para estas áreas, los terremotos presentan periodos de retorno de 50 años aproximadamente. Las áreas con periodos retorno del orden de 100 a 150 años se ubican frente a la costa de La Libertad (8°S), costa Central de Lima (13°S) y en el extremo Norte de la costa de Arequipa (17°S).

CAPITULO 1

INTRODUCCION

Los rasgos topográficos visibles en la superficie de la Tierra, tales como cadenas montañosas, simas oceánicas, grandes fracturas o fallas geológicas producidas por los terremotos, actualmente son explicados con la teoría de la tectónica de placas. La interacción de las diferentes placas existentes en el mundo, trae como consecuencia la ocurrencia continua de terremotos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. Una de las regiones con una mayor actividad sísmica en el mundo viene a ser el borde Occidental de América del Sur. En esta región son frecuentes los terremotos de magnitud elevada, los mismos que por lo general producen enormes daños materiales con cuantiosas pérdidas de vidas humanas. El origen de esta importante sismicidad se encuentra en la interacción que se produce entre la placa de Nazca y la Sudamericana dando inicio al proceso conocido como subducción y por el cual la placa oceánica se introduce bajo la placa continental con una velocidad del orden de 8cm/año en dirección N80° (Minster y Jordan, 1978; DeMets et al. 1990).

El Perú, se ubica en la parte central del borde Occidental de América del Sur y actualmente se constituye como una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo. El mayor número de sismos se distribuye, de norte a sur, entre la línea de fosa y la costa, siendo estos asociados al inicio del proceso de subducción ($h \leq 60\text{km}$). En el interior del continente, también hay presencia importante de sismos y estos se

distribuyen a lo largo de la Cordillera de los Andes, siendo estos debidos en mayor porcentaje a las deformaciones corticales o sistemas de fallas y en menor porcentaje debido a la deformación de la placa oceánica pero a niveles más profundos. La sismicidad presente en Perú, se ha caracterizado por la ocurrencia continua de sismos de magnitud elevada como el ocurrido en 1868 (8.8Mw) que produjo destrucción en gran numero de localidades y ciudades del Sur del Perú y Norte de Chile (Arequipa, Moquegua y Tacna en Perú y Arica y Iquique en Chile). Otro terremoto importante es el ocurrido en 1746 (8.6Mw) y que destruyo casi en su totalidad la ciudad de Lima. En la región Norte, el terremoto de 1619 (8.0Mw) afectó principalmente la ciudad de Trujillo. Entre los terremotos más recientes destacan los ocurridos en los años 1940 (8.1Mw), 1942 (8.2Mw), 1966 (7.7Mw), 1970 (8.0Mw), 1974 (7.9Mw) y 1996 (7.7Mw), los mismos que provocaron grandes daños materiales y pérdidas de vidas humanas en ciudades como Huaraz, Lima y Nazca principalmente. Recientemente, el 23 de Junio de 2001 la región Sur de Perú fue afectada por otro terremoto de magnitud Mw igual a 8.2 que produjo muerte y destrucción en el departamento de Arequipa, Moquegua, Tacna en Perú y Arica en Chile. Este terremoto se constituye como el más grande ocurrido en Perú en los últimos 133 años.

Por otro lado, la distribución espacial de las áreas de rupturas de los terremotos ocurridos en Perú en los dos últimos siglos, ha permitido identificar la presencia de otras que no han experimentado ruptura y que son conocidas como “gap sísmico”. El término gap sísmico, se define como una región geográfica donde históricamente ha ocurrido sismos destructores y en donde no han vuelto a ocurrir después de un tiempo y muestran actualmente un nivel de actividad sísmica por debajo de lo normal. Actualmente, en Perú existen dos áreas de gap sísmico, la primera es reconocida internacionalmente y se localiza entre las ciudades de Arequipa - Tacna; mientras que la segunda se ubica entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942/1996. El estudio de las características y la distribución espacial de las áreas de ruptura y gap sísmicos en el Perú, ha sido tema de diversas investigaciones utilizando diferentes métodos y base de datos sísmicos (Kelleher, 1972; McCann et al. 1979 y Delouis, 1997). Sin embargo, son pocos los estudios realizados sobre la base de un catalogo sísmico homogéneo y aplicando metodologías que permiten conocer la geometría y tamaño del área de ruptura, así como los periodos de recurrencia de los grandes terremotos en Perú, aunque en general se considera periodos del orden de 100-150 años (Dorbath et al, 1990).

1.1. Ubicación del área de estudio

El área de estudio, es decir el Perú, se encuentra ubicada en la parte central del borde Occidental de América del Sur tal como se observa en la Figura 1.1. En este estudio, se analiza las características de la sismicidad de Perú distribuida, de norte a sur, entre la línea de fosa y la costa ($0^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$) con la finalidad de identificar las áreas de gap sísmicos o otras áreas probables en donde puedan ocurrir en el futuro terremotos de magnitud $M_s \geq 7.2$. Para tal fin, se hace uso de la hipótesis de que los valores anómalos de $b < 0.6$, obtenidos probabilísticamente de la distribución frecuencia – magnitud definida por Gutenberg y Richter (1944, 1954), pueden ser utilizados para identificar los gap sísmicos, *también conocidos en términos de ruptura como Asperezas* y así será denominado durante el desarrollo del presente estudio. El valor de b , se obtiene aplicando la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss (1997) y esta considera que las asperezas se caracterizan por presentar valores anómalos de “ b ” y sus geometrías serían proporcionales a las áreas de ruptura y a la magnitud del terremoto que pudiera producirse.

Para el desarrollo del presente estudio se ha considerado los siguientes capítulos: Un Capítulo 1, que está dedicado a la introducción, en donde se explica la manera general los principales rasgos topográficos visibles en la superficie de la tierra mediante la tectónica de placas. Asimismo, se define el área de estudio y se plantea los objetivos del presente estudio. En el Capítulo 2, se presenta una descripción general de las características tectónicas y de los patrones de sismicidad que caracterizan al Perú. En el Capítulo 3, se realiza un análisis de la distribución de las áreas de ruptura de los grandes terremotos ocurridos en Perú, Ecuador y Chile; mientras que el Capítulo 4, se describe la complejidad de los procesos de ruptura en un terremoto y se describe los modelos de barreras y asperezas. En el Capítulo 5, considera la evaluación de los catálogos sísmicos disponibles para el Perú a fin de constituir una base de datos homogénea a ser utilizada en el desarrollo del presente estudio. En el Capítulo 6, se describe la base teórica de la relación frecuencia – magnitud de los sismos ($\log N = a - bM$) y los métodos para calcularlo y en el Capítulo 7, la descripción de la metodología empleada por Wiemer y Wyss (1997) para calcular el parámetro “ b ”. El Capítulo 8, está dedicado al análisis cualitativo de la distribución de los valores anómalos de b , periodos de recurrencia de grandes terremotos en Perú y densidad probabilística y en el Capítulo 9, se presenta una

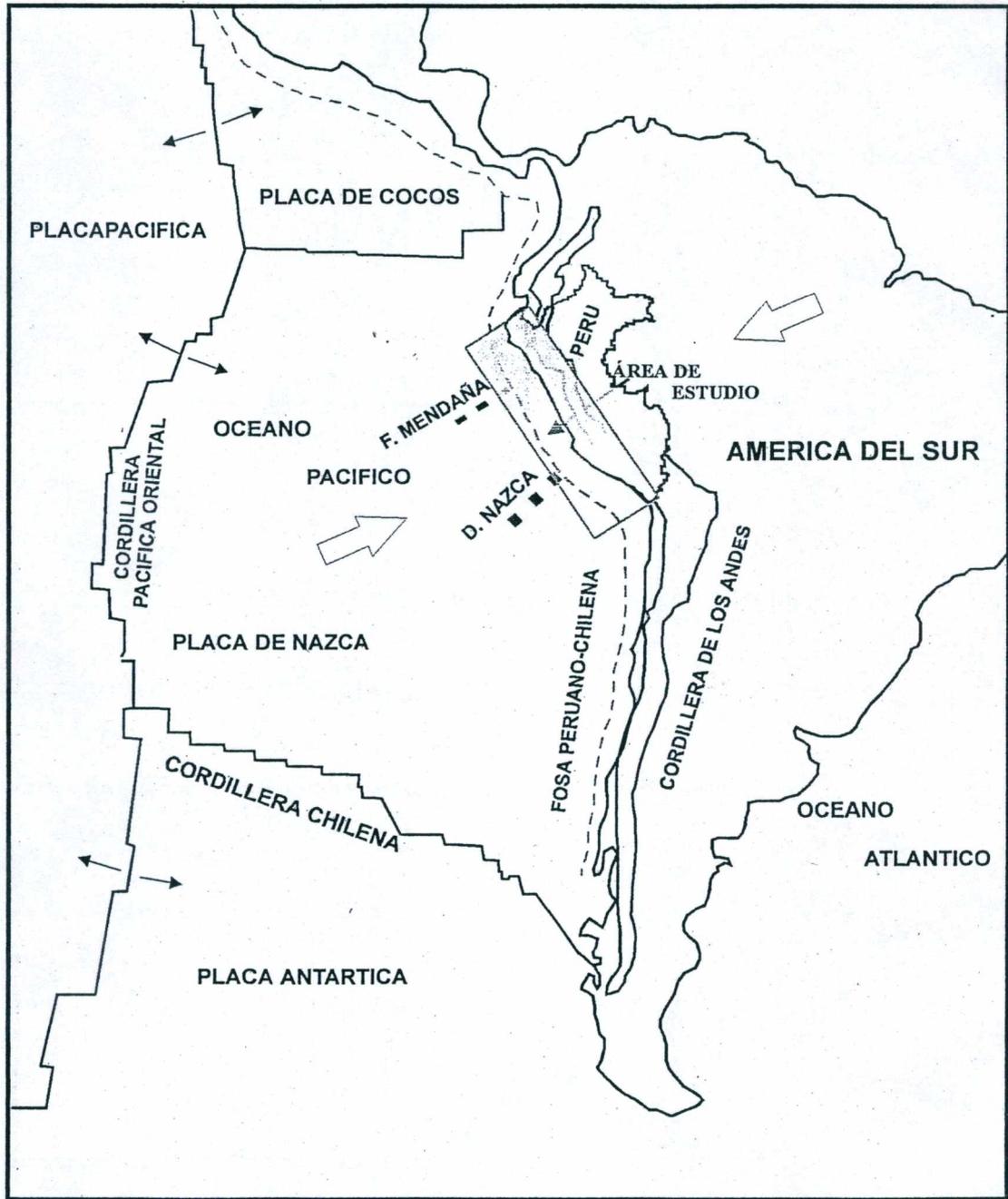


Figura 1. Ubicación del área de estudio, se ubica en la parte central del borde Occidental de América del Sur. Identificación de principales rasgos topográficos (Cordillera de los Andes) y estructuras submarinas (Dorsal de Nazca y Fractura de Mendaña)

aplicación de los valores anómalos de b al terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. En el Capítulo 10, se realiza la discusión e interpretación de los resultados obtenidos en este estudio y en el Capítulo 11 se presenta las conclusiones a las que se han llegado en este estudio, además de algunas recomendaciones. En el Capítulo 12 esta dedicado a la bibliografía utilizada durante el desarrollo del presente estudio.

Finalmente, en los anexos, se presenta copia de los diferentes trabajos de investigación en los cuales el autor ha participado durante el desarrollo del presente estudio.

1.2 Objetivos del estudio

El objetivo principal del presente estudio, es aplicar la metodología propuesta y desarrollada por Wiemer y Wyss (1997) para el estudio de las características físicas de la sismicidad asociada al proceso de subducción en Perú. Este método permite identificar la ubicación y la geometría de las *asperezas* más probables para ser afectadas en el futuro por un terremoto con magnitud $M_s \geq 7.2$. La zona de estudio se ubica entre la fosa Peruana – Chilena y línea de costa y considera los terremotos con origen en la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana dentro del proceso conocido como subducción. En detalle, los objetivos del presente estudio son:

- Identificar la presencia en la zona de subducción de Perú, áreas anómalas de valores bajos de b : *Asperezas*
- Evaluar los valores de b y los periodos de recurrencia de grandes terremotos en la zona de subducción de Perú
- Identificar las áreas más probables a ser afectadas por la ocurrencia en el futuro de un terremoto de gran magnitud ($M_s \geq 7.2$) en la zona de subducción de Perú
- Estimar los periodos de recurrencia para grandes terremotos en la zona de subducción de Perú.
- Obtener el grado de Ingeniero Geofísico.

CAPITULO 2

CARACTERISTICAS TECTONICAS Y SISMICIDAD DE PERU

En el mundo, mas del 85% de la energía producida por los terremotos es liberada en los límites de las placas tectónicas y su cantidad dependerá de la velocidad con que se desplazan y la continua fricción entre ambas. Este proceso da origen a sismos de diversa magnitud a diferentes niveles de profundidad. Estas características son especialmente significativas en el borde Occidental de América del Sur.

En el Perú, la mayor cantidad de energía liberada en forma de sismos es producto del proceso de colisión y subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la continental (Sudamericana). Este proceso continuo, que se inicia en la fosa Peruana - Chilena, ha dado lugar a la formación de la Cordillera de los Andes que gobierna, de Norte a Sur, la topografía abrupta del continente. Asimismo, la fosa Peruana - Chilena, donde empieza a subducir la placa oceánica, es afectada por importantes estructuras submarinas como la Dorsal de Nazca, presente en el límite de la región Central y Sur del Perú y la Fractura de Mendaña en la región Norte. Ambas estructuras influyen en gran medida en controlar el nivel de sismicidad en las regiones circundantes.

2.1 Tectónica

Como resultado del proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la continental (Sudamericana), en el borde Oeste de América del Sur se ha formado la Cordillera de los Andes. Esta cordillera se extiende desde Venezuela hasta el Sur de Chile cubriendo una longitud de 7000 km, con una anchura que oscila entre 250 km en la región Central de Perú y de 500 km en el límite entre Perú, Chile y Bolivia. En general, la Cordillera de los Andes está formada por una ancha franja de cadenas montañosas con volcanismo activo muy intenso que se distribuye paralela al margen de subducción. La actual topografía de la Cordillera de los Andes, permite distinguir la presencia de hasta cinco unidades estructurales formadas como resultado de su evolución, tal como se muestra en la Figura 2.1. En esta figura, de Oeste a Este, se puede distinguir la Zona Costera, la Cordillera Occidental, la Cordillera Oriental, el Altiplano y la Zona Subandina (Dalmayrac et al. 1987; Tavera y Bufo, 1998). Para un mejor conocimiento de estas unidades, a continuación se realiza una breve descripción de cada una de ellas.

2.1.1 *La Zona Costera (Z.C)*

Esta zona es definida como una franja estrecha que se extiende entre la línea de costa y el batolito costanero. Esta unidad, presenta un ancho de 40 km aproximadamente en la región Norte y esta constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. En la zona Sur, esta formada por basamentos de rocas cristalinas fuertemente plegadas y sujetas a deformación desde el Precámbrico.

2.1.2 *La Cordillera Occidental*

2.1.3

Esta es la principal cadena montañosa de los Andes y se constituye como el batolito plutónico andino de mayor volumen, continuo desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile. Esta cordillera se formó en el curso del Mesozoico y Cenozoico, siendo su rasgo más importante la presencia en la región Sur de un alineamiento de conos volcánicos que se extienden desde el límite con Chile hasta aproximadamente los

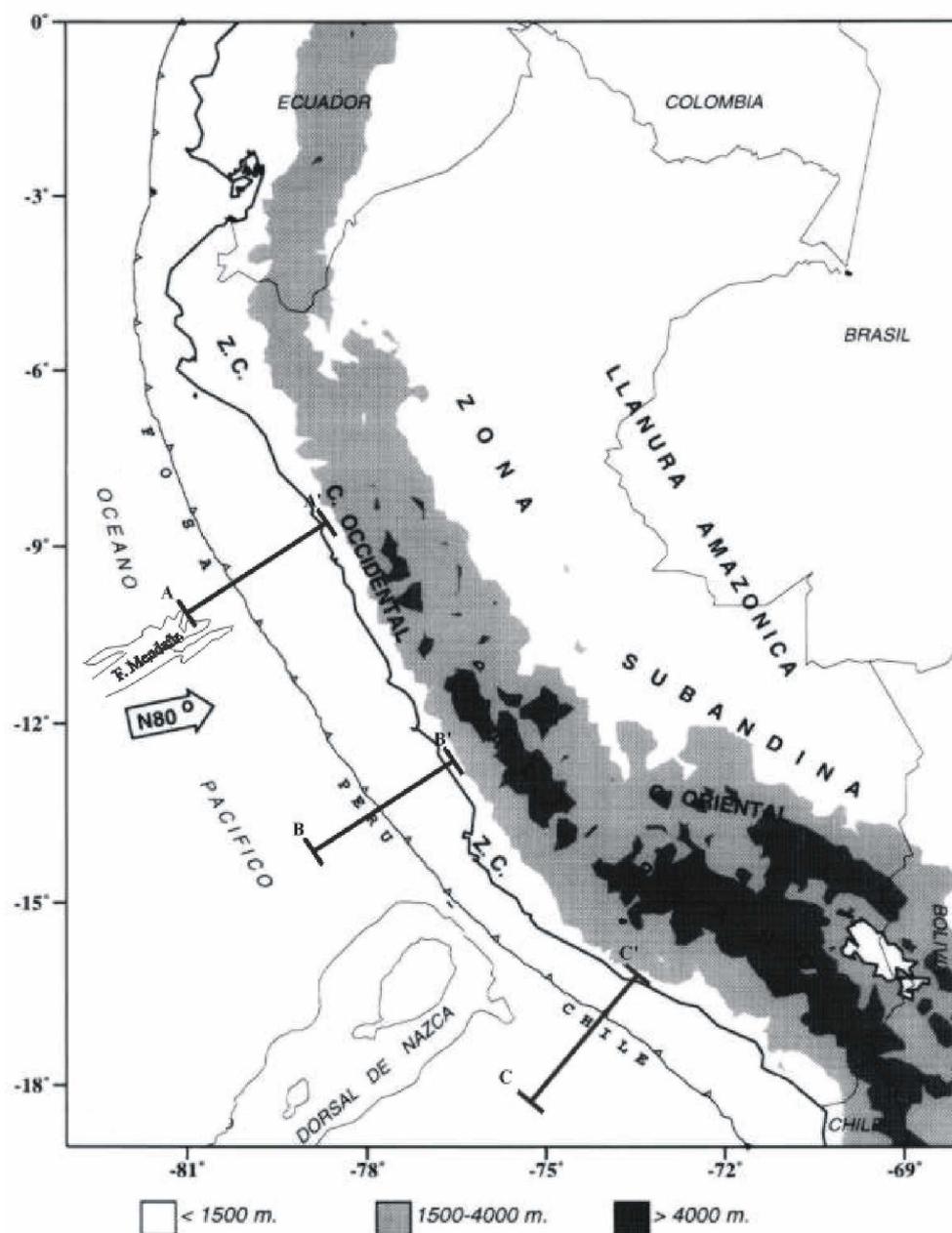


Figura 2.1. Principales unidades estructurales en Perú de acuerdo a Dalmayrac et al. (1987) y estructuras submarinas (Fosa Peruana - Chilena, Dorsal de Nazca y Fractura de Mendaña) Z.C = Zona costera. La topografía viene indicada por el color de fondo (Modificado de Tavera y Buforn, 1998).

15° S. La cordillera Occidental presenta elevaciones que oscilan entre 4200-4500m, siendo su anchura mayor en la región Sur del Perú.

2.1.3 *El Altiplano*

Esta unidad esta ubicada entre las cordilleras Occidental y Oriental, netamente individualizada en la región Sur de Perú, en donde alcanza un ancho de 200 km aproximadamente. En la región Central, esta unidad es más angosta y desaparece al Norte en los 10° S en donde las Cordilleras Occidental y Oriental sólo están separadas por el valle del Marañón. Esta unidad esta formada por una serie de cuencas intramontañosas del Cenozoico que se prolongan hacia el Altiplano boliviano.

2.1.4 *La Cordillera Oriental*

La altura media de esta cordillera es menor que la Cordillera Occidental (3700 - 4000 m), siendo esta formada durante el Paleozoico pasando por regeneraciones tectónicas durante el Mesozoico y Cenozoico. En la región Sur, esta cordillera se curva en dirección E-W para luego continuar paralela a las unidades mencionadas anteriormente. Esta unidad está compuesta por depósitos intrusivos del Precámbrico.

2.1.5 *La Zona Subandina*

Esta unidad corresponde al piedemonte de los Andes y esta limitada al Oeste por la Cordillera Oriental y al Este por la llanura Amazónica, En general, esta unidad esta formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico, siendo estas fuertemente afectadas por pliegues de gran longitud de onda.

2.2 Estructuras submarinas

El proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, tiene su inicio en la fosa Peruana-Chilena a donde llega la primera, no como una estructura simple, sino afectada por otras estructuras submarinas. Las características de estas estructuras influyen en gran medida en la forma de la subducción y en consecuencia en el mayor o menor nivel de sismicidad. Las principales estructuras submarinas lo conforman la Dorsal de Nazca y la Fractura de Mendaña.

2.2.1 Fosa Peruana – Chilena

Las fosas oceánicas marcan el inicio de los procesos de subducción, siendo asociadas de manera general a la producción de una intensa actividad sísmica a diferentes niveles de profundidad. Estas fosas se presentan paralelas a los arcos de islas o cadenas volcánicas, las que a su vez se sitúan por encima de las zonas de subducción. En Sudamérica, la línea de contacto entre la placa de Nazca y la Sudamericana se denomina fosa Peruana-Chilena, siendo esta continua a través de varios miles de kilómetros desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. La velocidad de convergencia de estas placas (8cm/año) ha permitido definir a esta como una de las regiones sísmicas más activas del mundo (Kelleher, 1973). La forma de la curvatura y descenso de la placa Nazca a partir de la fosa Peruana-Chilena y los diferentes tipos de esfuerzo presentes en la fosa han sido ampliamente estudiado por diversos autores (Prince y Kulm, 1975; Schweller et al. 1981; Kulm et al. 1993; Tavera y Buforn, 2001) siendo los primeros resultados la consideración de diferentes orientaciones a lo largo del borde Occidental de Sudamérica. Así, en Ecuador y Colombia se orienta en dirección NE-SW, en el Centro y Norte de Perú en NNW-SSE, la región Sur de Perú se orienta en dirección NW-SE y finalmente en Chile en dirección N-S.

En general, en Perú la profundidad de la fosa Peruana – Chilena alcanza una profundidad de hasta 6000 m, tal como se observa en tres perfiles perpendiculares a la fosa mostrado en la Figura 2.2. En la sección vertical de la región Norte (Figura 2.2a), se observa que la fosa alcanza una profundidad máxima de 6000 m desde la línea de costa (LC), con una pendiente de 35° aproximadamente y teniendo la forma de una “V”, la misma que sugiere la forma de subducción de la placa oceánica en esta región. En la región Central (Figura 2.2b), la fosa alcanza una profundidad de 5000 m con una pendiente menor (3-5°) y no ostenta la forma de una V en comparación de la región Norte. En este caso, el ángulo de subducción de la placa oceánica, sugiere un mayor acoplamiento o fricción entre las placas. Para la región Sur (Figura 2.2c), la fosa presenta una profundidad de 6000 m con una pendiente de 25° y al igual que la región Norte presenta la forma de una V; sin embargo, el acoplamiento entre placas sería menor que el sugerido para la región Central. Asimismo, en la Figura 2.2 se observa como la forma y pendiente de la placa continental varía, de norte a sur, con ángulos de 70° a 30° indicando que la subducción en estas regiones se realizaría con diferentes geometrías.

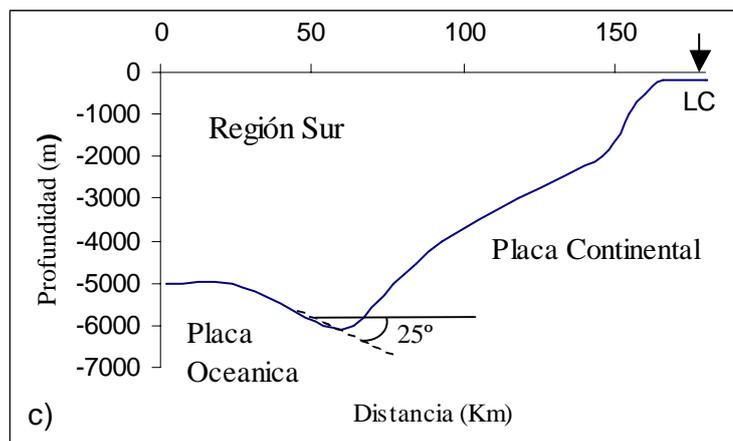
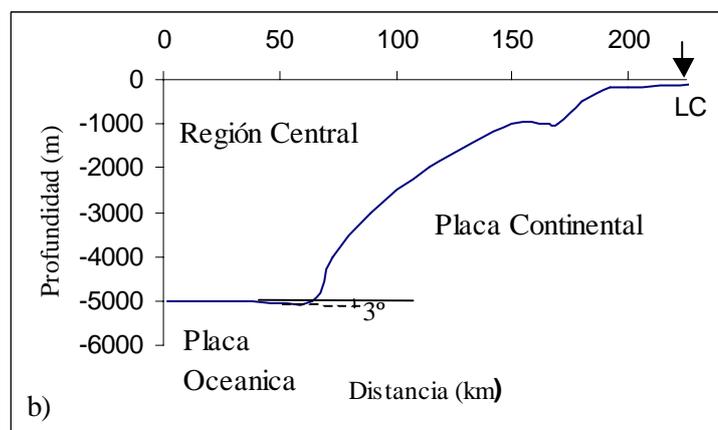
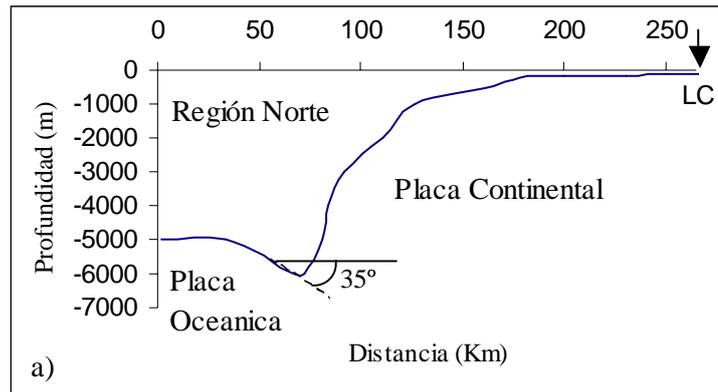


Figura 2.2. Perfiles verticales para la fosa Peruana - Chilena a lo largo de la costa de Perú, según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 2.1. (L.C = Línea de costa)

2.2.2 Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca es una cordillera submarina que forma parte de la placa oceánica y actualmente se localiza frente a la línea de costa a la latitud de 15°S. La altitud de la cordillera oscila entre en el orden de los 2000-4000 m (Figura 2.1). Actualmente, la orientación de esta cordillera es NE-SW; es decir, perpendicular a la fosa Peruana-Chilena. La Dorsal de Nazca, litológicamente no está bien definida ya que se desconoce si es parte de una corteza continental u oceánica; sin embargo, por su forma, ubicación y composición basáltica, se cree que forma parte de la corteza oceánica (Kulm et al. 1983).

2.2.3 Fractura de Mendaña

En la actualidad, no existe mayor información sobre las características físicas de la Fractura de Mendaña; sin embargo, se cree que esta comprendería una porción de una antigua zona de divergencia de placas. Esta unidad se localiza en el extremo Norte de la región Central de Perú (Figura 2.1) a la altura de la latitud de 10°S aproximadamente con elevaciones del orden de 2000 m. Sobre esta cota, la Fractura de Mendaña presenta un ancho de 150 km aproximadamente con una orientación N62°. Según Kulm et al. (1983), la Fractura estaría compuesta principalmente por basaltos.

2.3 Características de la sismicidad de Perú

El Perú se localiza en la región de mayor potencial sísmico en Sudamérica, el mismo que tiene su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo el continente Sudamericano. La alta velocidad de convergencia de estas placas, permite que se produzca un fuerte acoplamiento entre ambas, provocando sismos de diferentes magnitudes a varios niveles de profundidad (Tavera y Buforn, 1998). De ahí, que frente a la línea de costa se haya producido de manera frecuente terremotos de magnitud elevada como los ocurridos el 17 de octubre de 1966 (7.7Mw), 31 de mayo de 1970 (8.0Mw), 3 de octubre de 1974 (7.9Mw), 12 noviembre de 1996 (7.7Mw) y 23 de Junio de 2001 (8.2Mw), los mismos que provocaron diversos grados de destrucción en las principales ciudades de los departamentos de Ancash, Lima, Ica, Arequipa y Moquegua.

En el continente ocurren sismos que presentan magnitudes moderadas ($m_b < 6.0$) y estos se localizan en mayor número entre la Cordillera Oriental y el margen Occidental de la zona Subandina (Figura 2.3). Son importantes los sismos acontecidos el 24 de julio de 1969 (5.6mb), 1 de octubre de 1969 (5.8mb), 30 de mayo de 1990 (6.1mb), 5 de abril de 1991 (6.5mb) y el más reciente, el 31 de octubre de 1999 (4.0mb) en Chuschi - Ayacucho. Asimismo, en el continente existen zonas de bajo índice de sismicidad entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (4°S - 13°S) y en el sur de Perú (13°S - 16°S), lo cual sugiere que el régimen de deformación cortical es probablemente menor o que existe períodos mayores de recurrencia para terremotos de magnitud elevada en estas regiones (Tavera y Buforn, 1998).

2.3.1 Distribución espacial

Existen muchos procedimientos para clasificar los terremotos, ya sea considerando su magnitud, profundidad, intensidad, etc. sin embargo, la clasificación que se realice va a depender del tipo de estudio o de los objetivos de investigación que se busca. En este estudio se considera clasificar los sismos en función de la profundidad de los focos, debido a que esta tendría el análisis y la evaluación directa de la geometría de las fuentes sismogénicas presentes en el Perú. Entiéndase por “fuente sismogénica” a un espacio limitado en donde se originan sismos que obedecen a un mismo proceso tectónico. La clasificación en función de la profundidad de sus focos permite organizar los sismos en:

Sismos con foco superficial : profundidad menor a 60km ($h \leq 60\text{km}$)

Sismos con foco intermedio : profundidad entre 60 y 300km ($60 < h \leq 300\text{km}$)

Sismos con foco profundo : profundidad mayor a 300km ($h > 300\text{km}$)

2.3.1.1 Sismos con foco superficial

En la Figura 2.3, se presenta un mapa con la sismicidad de Perú para el período de 1964 y 1995 con magnitudes mayores a $m_b > 5.0$. Los sismos con foco superficial (Figura 2.3a) se localizan en mayor número entre la fosa oceánica y la línea de costa, siendo en esta zona donde se producen los sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia. El terremoto de Mayo de 1970 y el más reciente de Junio 2001, son dos

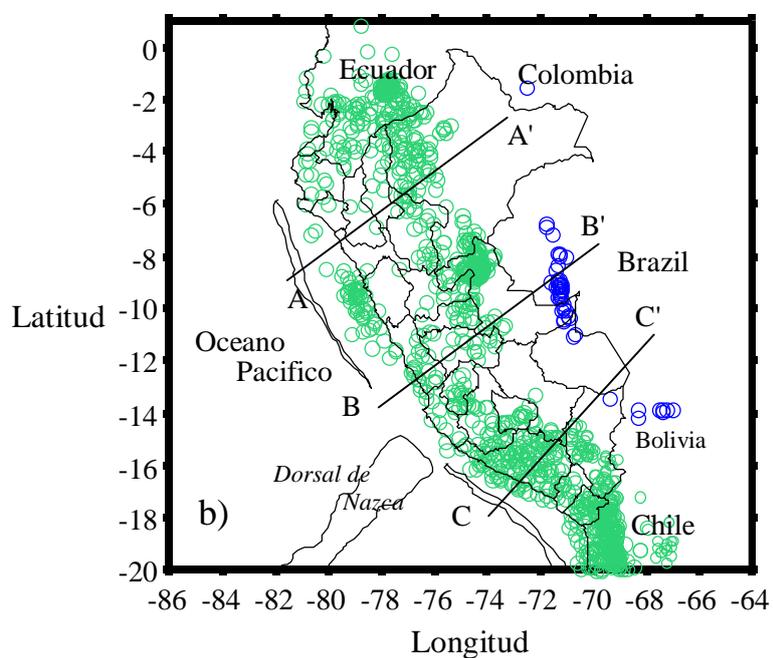
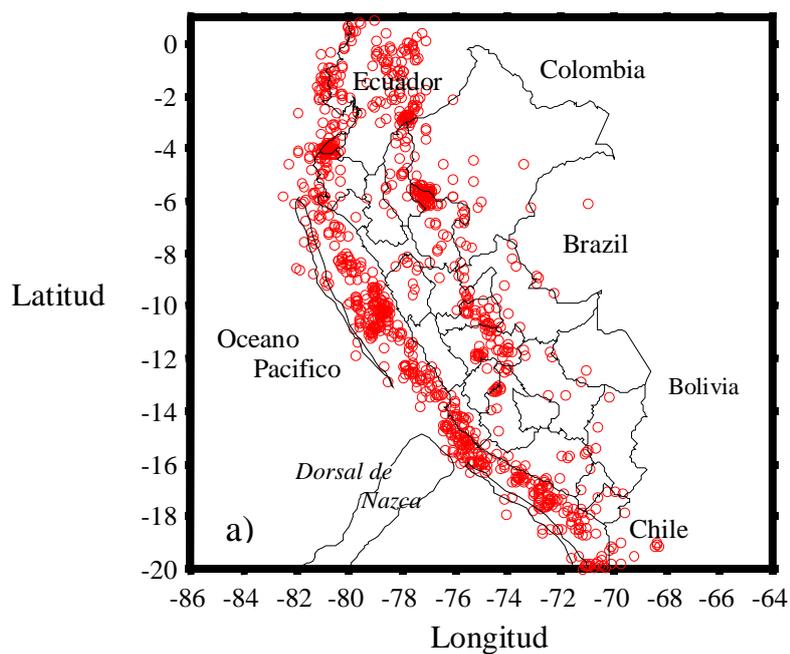


Figura 2.3. Distribución espacial de sismos en el Perú para el periodo 1964 -1995 (Engdahl et al. 1998) a). Sismos con foco superficial ($h \leq 60\text{km}$, círculos rojos), b). Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300\text{km}$, círculos verdes) y profundo ($h > 300\text{km}$, círculos azules).

ejemplos claros del poder destructivo de estos terremotos. El terremoto de 1970 alcanzó intensidades de VII –VIII MM y en la zona del Callejón de Huaylas el sismo ocasionó una avalancha, de tierra y lodo que destruyó completamente la ciudad de Yungay llegando a morir 50.000 personas aproximadamente. El terremoto de Junio del 2001 presentó intensidades de VII – VIII en las localidades de Ocoña, Camaná, Mollendo, Arequipa, Moquegua y Tacna, dejando muchos daños materiales y aproximadamente 23 personas muertas el mismo día del sismo. En términos generales, estos terremotos y otros provocaron pérdidas de vidas humanas y ocasionaron enormes daños materiales en las importantes localidades y ciudades que se distribuyen, de norte a sur, cerca de la línea de costa. La sismicidad de esta zona, es asociada al inicio del proceso de subducción o contacto de las placas.

En el interior del continente (Figura 2.3a), se localiza otro grupo importante de sismos con foco superficial, los mismos que se distribuyen de norte a sur a lo largo de la Cordillera Oriental y en el margen Occidental de la zona Subandina (3°-13°S). Estos sismos pueden ser asociados a las deformaciones corticales que dieron origen a los principales sistemas de fallas tales como la falla de Moyobamba, Huaytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Cordillera Blanca, Marcona, etc. (Tavera y Buforn, 1998). En la zona del Altiplano, también existen sismos superficiales pero son en menor número y más dispersos. Asimismo, se puede observar la existencia de zonas de baja sismicidad entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (4°-13°S) y en la región Sur de Perú (13°-18°S), lo cual indicaría que el régimen de deformación cortical en estas zonas, es mucho menor a comparación de las zonas en donde existen fallas activas.

2.3.1.2 Sismos con foco intermedio

La distribución de los sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km), puede ser analizada en la Figura 2.3b (círculos de color verde). En esta figura se observa que los sismos se distribuyen principalmente en el interior del continente formando tres grupos. El primer grupo considera a los sismos que se localizan paralelo a la línea de costa por debajo de 8°S y que se caracterizan porque frecuentemente son sentidos en superficie (15 de enero de 1958, $M_s=6.5$; 28 de septiembre de 1968, $M_s=6.0$; 1 enero de 1974, $M_s=6.4$; 16 de febrero de 1979, $M_s=6.9$; 28 de marzo de 1982, $m_b=6.1$ y 18 de abril de 1993, $m_b=6.0$). El segundo grupo de sismos se localiza en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina en la región Norte y Centro del Perú,

las mismas que raramente producen daños. El tercer y mayor grupo de sismos se encuentra en la región Sur del Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad (Tavera y Buforn, 1998).

2.3.1.3 Sismos con foco profundo

En la Figura 2.3b (con círculos azules), se muestra la distribución de sismos con foco profundo ($h > 300$ km). El mayor número de estos sismos se localiza en la región Central (6° - 11° S) siguiendo una orientación en dirección N-S sobre una longitud de 500 km aproximadamente; mientras que, en la región Sur la cantidad de sismos es menor y más dispersa pero con aparente alineación en dirección E-W. La naturaleza del origen de estos terremotos aún viene siendo tema de investigación (Stauder, 1975; Cachill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998).

2.3.2 Análisis en profundidad

A fin de analizar la distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado tres perfiles sísmicos perpendiculares a la fosa para las regiones Norte, Centro y Sur del Perú según las líneas de la Figura 2.3b.

2.3.2.1 Región Norte

En la sección vertical de la región Norte (Figura 2.4a), se observa que la profundidad de los sismos va aumentando de Oeste a Este desde la superficie hasta llegar a 150 km de profundidad aproximadamente y con una pendiente media de 10° - 15° . Entre los 200 y 500 km de distancia desde el punto A en superficie, el número de sismos disminuye y los pocos sismos que ocurren presentan focos superficiales. Esta ausencia de sismicidad es interpretada por Tavera y Buforn (1998) como una posible laguna sísmica para sismos con foco intermedio. A partir de los 500 km desde el punto A, el número de sismos y la profundidad de estos aumenta hasta 160 km, y se mantiene constante hasta una distancia de 850 km. El agrupamiento de los sismos con foco superficial a la distancia de 600 km desde el punto A, estaría asociado a sistemas de fallas presentes en la zona Subandina de la región Norte de Perú.

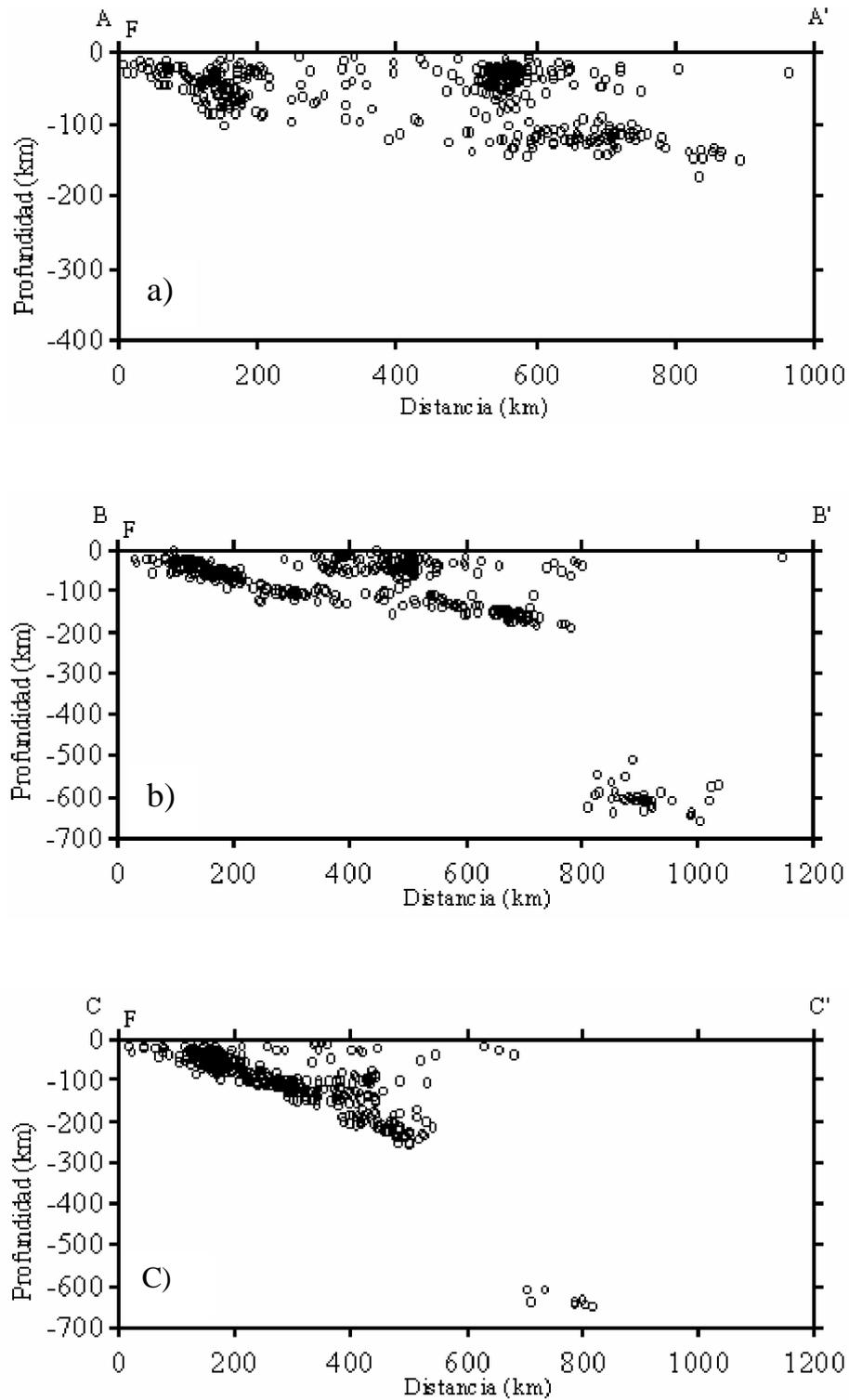


Figura 2.4. Perfiles verticales de sismicidad para el Perú, periodo 1964-1995 según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 2.3b. F= Fosa. a). Región Norte, b). Región Central y c). Región Sur.

2.3.2.2 Región Central

En la región Central (Figura 2.4b), los sismos se distribuyen con características similares a las descritas para la región Norte, pero sin observarse la posible laguna sísmica. Los sismos se distribuyen siguiendo una pendiente próxima a 15° hasta llegar a una profundidad de 150 km y a partir de esta, la sismicidad se presenta de manera casi horizontal hasta una distancia de 400 km desde el punto B. Entre 400-500 km, el número de sismos disminuye para aumentar entre 500-800 km. Los sismos superficiales localizados a la distancia de 400-600 km desde el punto B, estarían asociados a los diferentes tipos de fallamientos existente en la región Central. Entre 800-1000 km de distancia del punto B y en un rango entre 500-700 km a profundidad se localizan los sismos profundos.

2.3.2.3 Región Sur

En la Figura 2.4c, se muestra la distribución de los sismos en profundidad para la región Sur y en ella se observa que estos se distribuyen con características contrarias a la región Norte y Centro del Perú. La profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el interior del continente con una pendiente constante de 30° hasta una profundidad de 300 km. En superficie, los sismos se ubican hasta una distancia de 500 km desde el punto C. Los sismos con foco profundo, a comparación de la región Central, se presentan en un menor número y se localizan entre 700-800 km de distancia desde el punto C.

2.4 Geometría de la subducción en el Perú

La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, ha permitido a muchos autores proponer diferentes geometrías de subducción para la región Norte – Centro y Sur de Perú (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Hasegawa y Isacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al. 1984; Grange et al. 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991) y recientemente para todo el Perú (Cahill y Isacks, 1992; Tavera, 1995; Tavera y Buforn, 1998a; Tavera y Buforn, 1998b). En general, estos autores han propuesto dos modos de subducción: una subhorizontal y otra denominada normal

En la Figura 2.5, se muestra un esquema geométrico que muestra los dos tipos de subducción propuesto por Tavera y Bufo (1998). En esta figura, se puede observar que en las regiones Norte - Centro de Perú, la placa oceánica se introduce hasta profundidades de 100-150 km. A partir de esta profundidad, la placa se introduciría de manera subhorizontal hasta una distancia en superficie de 700 km a partir de la fosa. Esta región se caracteriza por la no presencia de actividad volcánica, mas bien si deformación en el continente como es mostrado en la Figura 2.1. Para la región Sur, la subducción se iniciaría con un ángulo dominante de 30° hasta profundidades de 300 km desde la superficie y en este caso la actividad volcánica es intensa.

El cambio en la geometría de la subducción entre la región Norte - Centro y Sur de Perú, fue interpretado inicialmente como una ruptura de la placa oceánica con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte Norte-Centro (Barazangi y Isacks, 1979; Snoke et al. 1979) y estudios posteriores, han confirmado la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produce debido a una contorsión de la misma, siendo la zona afectada de un ancho de 80 km aproximadamente (Hasegawa y Isacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al. 1984; Grange et al. 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodriguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Suarez et al. 1996; Tavera, 1995; Tavera y Bufo, 1998a; Tavera y Bufo, 1998b)

Las causas por la cual la placa oceánica se contorsiona, aun es tema de estudio; sin embargo, algunas hipótesis consideran que es debido a la llegada de la Dorsal de Nazca a la fosa Peruana-Chilena que cambia completamente la geodinámica de toda esta región (Tavera y Bufo, 1998). Este proceso ha ocasionado en superficie la contorsión o cambio en la orientación de la Cordillera Andina para pasar de NW a SE en las regiones Norte-Centro a casi Norte- Sur en la región Sur de Perú. La zona donde se produciría este cambio es conocida como la deflexión de Abancay.

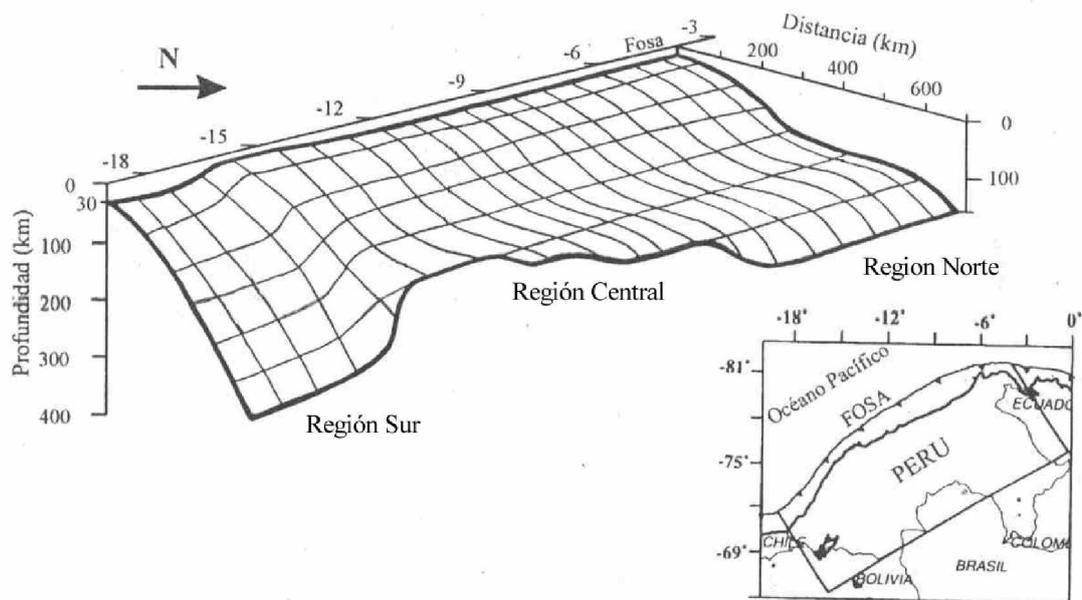


Figura 2.5. Geometría de subducción en Perú deducido a partir de la distribución de los sismos en profundidad según Tavera y Buforn (1998)

CAPITULO 3

GRANDES TERREMOTOS EN PERU

La información sísmica de Perú data aproximadamente del siglo XV, la misma que fue recopilada por Silgado (1968, 1978, 1985) y Dorbath et al. (1990). Esta información ha permitido observar que el Perú, desde entonces, ha sido afectado por grandes terremotos que produjeron importante destrucción en ciudades como Trujillo, Ancash, Lima, Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna, etc. De acuerdo a Dorbath et al. (1990), estos terremotos presentaron áreas de ruptura con longitudes del orden de 100 a 500 km y a la vez muchos de ellos ocasionaron maremotos con olas de 15-20 m de altitud que causaron destrucción en el Callao, Pisco, Ilo, Mollendo, Tacna en Perú y Arica e Iquique en Chile.

Los estudios desarrollados por Silgado (1968, 1978, 1985), Dorbarth et al. (1990) y Delouis (1997) fueron complementarios de los realizados por Kelleher (1972), y McCann et al. (1979); sin embargo, todos ellos han permitido configurar en el borde Oeste de Perú y Chile, las áreas de ruptura asociadas a los principales terremotos históricos e instrumentales, información que permitió conocer en detalle la distribución espacio tiempo y las dimensiones de las áreas de ruptura. En la actualidad, estas áreas han permitido identificar la presencia de otras que no han sufrido ruptura alguna en los últimos 100 años y son reconocidas como áreas de gap sísmico o aspereza tal como se ha especificado en el capítulo 1.

Las metodologías más simples en identificar las áreas de asperezas, es sobre la distribución espacio – tiempo de los sismos ocurridos durante un tiempo mayor al posible periodo de retorno de grandes sismos. La información utilizada en estos estudios se encuentra compilada en los catálogos sísmicos, de ahí la importancia a que estas bases de datos sean lo mas completa posible.

3.1 Periodo histórico

Para el Perú, el periodo histórico puede ser considerado desde 1471, fecha a partir de la cual se dispone de la primera información sobre la ocurrencia de los sismos, hasta 1960 cuando se instala la primera red sísmica mundial (Word Wide Standard Seismograph Network, WWSSN). Sin embargo, la calidad de los datos que describen las características de los terremotos va a depender fundamentalmente de la distribución y densidad de las poblaciones en las diferentes regiones afectadas por estos eventos sísmicos. Así, los parámetros sísmicos han sido recopilados o interpretados a partir de crónicas religiosas, reportes administrativos, testimonios y obras inéditas elaboradas por autoridades españolas y representantes de la iglesia católica. El historiador Toribio Polo (1904) analiza todas estas fuentes y otras, para identificar la ocurrencia de al menos 2500 sismos ocurridos en el Perú después de la llegada de los Españoles. Posteriormente, una recopilación más completa sobre esta sismicidad, fue realizada por Silgado (1968, 1978, 1985) y Dorbath et al, (1990) ambos consideran los sismos ocurridos hasta el año 1974.

En la Tabla 1, se presenta los parámetros de los sismos de magnitud elevada ocurridos durante el periodo histórico, los mismos que afectaron principalmente a las localidades y ciudades distribuidas en la costa Central y Sur del Perú tal como se observa en la Figura 3.1a. Sin embargo, es probable que hayan ocurrido terremotos en otros puntos de Perú, pero la información que se dispone permite considerar que las regiones en donde se ubican los epicentros fueron las mas pobladas y donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI. Todos estos terremotos habrían generado intensidades mayores de VII MM y maremotos con olas de 15-20 m de altitud que provocaron daños a lo largo de la costa de Perú y Sudamérica.

Tabla 1

Terremotos asociados al proceso de subducción ocurridos durante el periodo histórico (1471 - 1960)

Fecha	Coordenadas		Magnitud		Intensidad	L. ruptura	Ciudad afectada
	<i>Año mm da</i>	<i>Lat. S</i>	<i>Lon. W</i>	<i>M_w</i>	<i>M_s</i>	<i>I (MM)</i>	
1582-01-22	-16.3°	-73.3°	7.5	7.9	X	80	Arequipa
1586-07-09	-12.2°	-77.7°	8.1	8.1	IX	175	Lima
1604-11-24	-18.0°	-71.5°	8.7	8.4	IX	450	Arequipa
1619-02-14	-8.0°	-79.2°	7.7-8.0	7.8	IX	100-150	Trujillo
1664-05-12	-14.0°	-76.0°	7.5	7.8	X	75	Ica
1678-06-16	-12.3°	-77.8°	7.7-8.0	-	IX	100-150	Norte Lima
1687-09-20	-13.0°	-77.5°	8.4	8.2	IX	300	Lima
1725-01-22	-12.0°	-77.0°	7.5	-	VIII	75	Norte Lima
1746-09-28	-11.6°	-77.5°	8.6	8.4	X-XI	350	Lima
1784-05-13	-16.5°	-72.0°	8.4	8.4	X	300	Arequipa
1833-09-18	-18.2°	-71.0°	7.2-7.7	8.0	VIII	50-100	Tacna
1868-08-13	-18.5°	-71.2°	8.8	-	X-XI	500	Sur de Perú
1940-05-24	-10.5°	-77.6°	8.1	8.2	VII-VIII	180	Norte Lima
1942-08-24	-15.0°	-76.0°	8.2	8.4	IX	200	Nazca

M_w= magnitud obtenida por *Dorbath et al, (1990)*; *M_s*= Magnitud obtenida por *Silgado (1978)*; *L(km)*= Longitud de ruptura; *MM* = Intensidad en escala Mercalli Modificada.

Tabla 2

Terremotos asociados al proceso de subducción ocurridos durante el periodo Instrumental (1961 – 2000)

Fecha	Coordenadas		Magnitud		Intensidad	L. ruptura	Ciudad afectada
	<i>Año mm da</i>	<i>Lat. S</i>	<i>Long. W</i>	<i>M_w</i>	<i>M_s</i>	<i>I (MM)</i>	
1966-17-10	-10.7°	-78.6°	7.7	-	VIII	100	Lima Norte
1970-05-31	-9.2°	-78.8°	8.0	-	VII-VIII	180	Huaraz
1970-12-10	-4.6°	-80.6°	-	7.2	VIII	75	Tumbes
1974-03-10	-12.3°	-77.8°	7.9	-	VII	140	Lima
1996-11-12	-15.3°	-76.4°	7.7	-	VII-VIII	125	Nazca

M_w= magnitud obtenida por *Dorbath et al, (1990)*; *M_s*= Magnitud obtenida por *Silgado (1978)*; *L(km)*= Longitud de ruptura; *MM* = Intensidad en escala Mercalli Modificada

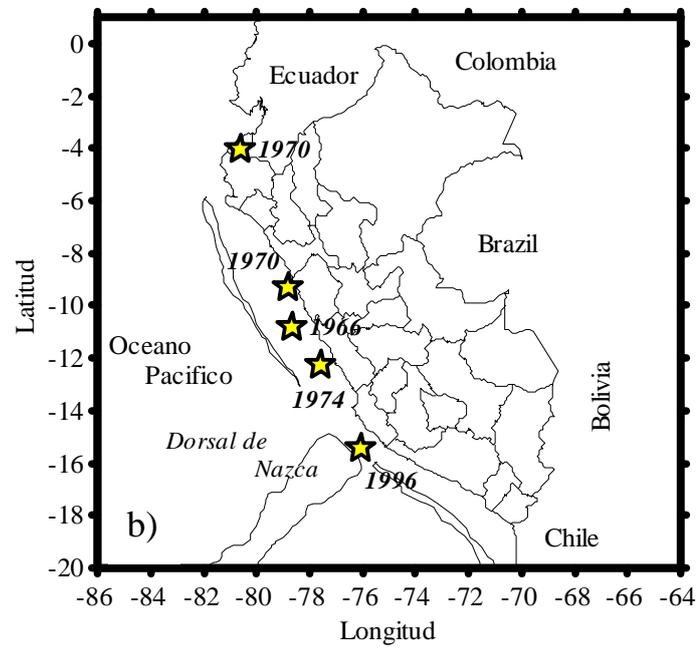
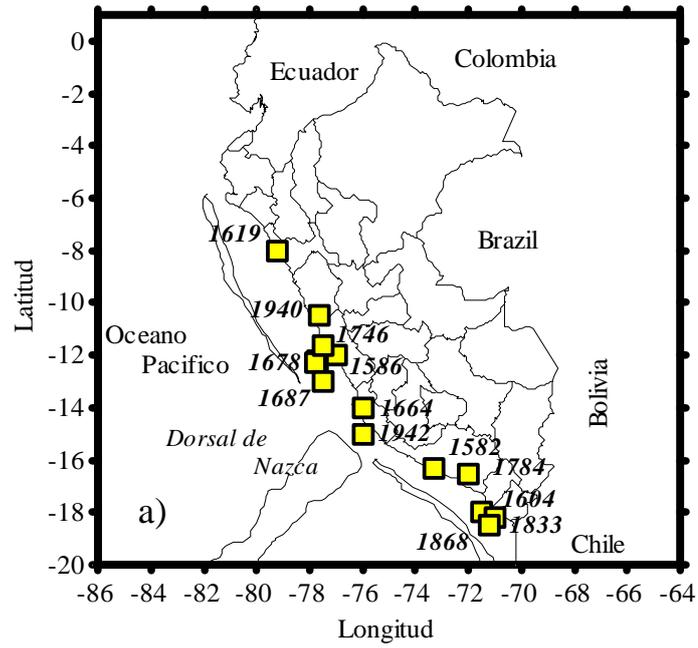


Figura 3.1. Distribución espacial de terremotos de magnitud elevada en el Perú. a). Terremotos históricos ocurridos entre 1471 y 1960 b). Terremotos del periodo instrumental (1961-1999).

El terremoto ocurrido en el Sur de Perú en 1868, magnitud 8.8Mw, se puede considerar como el más grande de todos ya que produjo intensidades de X-XI MM y una longitud de ruptura del orden 500 km. En el centro de Perú, el terremoto más importante es el ocurrido en 1746 con una magnitud 8.6Mw y destruyo en gran porcentaje la ciudad de Lima. Este terremoto presento intensidades máximas de X-XI MM y una longitud de ruptura mayor a 350 km. Para la región Norte, solo existe información de la ocurrencia de un terremoto en 1619 (7.7Mw), desconociéndose el nivel de daño producido y si produjo o no-tsunami. Las características de ruptura de estos terremotos, así como otros ocurridos en el Perú, se explica con detalle mas adelante. En general, todos los terremotos ocurridos en el periodo histórico son asociados al proceso de subducción, es decir al contacto de las placas de Nazca y Sudamericana.

3.2 Periodo instrumental

La información sísmica instrumental puede ser considerada a partir del año 1960, fecha en que empieza a funcionar de manera homogénea la WWSSN. A partir de esta época y a nivel mundial, la determinación de parámetros hipocentrales de un sismo son más precisos. Para el Perú, el catalogo del IGP, versión Revisada y Actualizada (Tavera y Agüero, 2000), compila los sismos instrumentales ocurridos entre 1547 y 1982 y los ocurridos hasta el año 2000 están siendo actualmente corregidos y evaluados (Tavera 2000, Comunicación personal). Asimismo, es posible obtener información sísmica de catálogos internacionales tales como los de Engdahl et al. (1998) y NEIC, pero a diferencia del catalogo del IGP, el umbral de magnitud mínima de estos últimos es mayor a $M > 4.5$

Durante el periodo comprendido entre 1960 y 1999, en el Perú ocurrieron cinco terremotos de magnitud elevada en las regiones Centro y Norte de Perú (Figura 3.1b), estos a comparación con los históricos, tienen la ventaja de tener sus parámetros sísmicos bien determinados y estudiados por diversos autores (Kelleher, 1972; McCann et al. 1979; Dorbath et al. 1990; Delouis, 1997). Los parámetros hipocentrales de estos terremotos son presentados en la Tabla 2, siendo el más importante el ocurrido el 31 de Mayo 1970, el mismo que fue considerado como el más catastrófico debido a que murieron 50.000 personas, desaparecieron 20.000 y quedaron heridos 150.000 como resultado de la avalancha que se produjo en la zona de Yungay a consecuencia del terremoto. Este terremoto presento una magnitud 8.0Mw, además de intensidades de

VII-VIII MM en la zona del Callejón de Huaylas y una longitud de ruptura de 180 km. (Dorbath et al. 1990). Los terremotos del 17 de Octubre 1966 (Zona norte de Lima), 10 de Diciembre de 1970 (Tumbes), 03 de Octubre de 1974 (Lima) y 12 de Noviembre 1996 (Nazca), presentaron magnitudes entre 7.2 y 8.0 Mw, y cubrían longitudes de ruptura mayores a los 100 km (Tabla 2). De estos terremotos, tres se concentran en la región central (1966, 1970, 1974), uno frente a la Dorsal de Nazca (1996) y otro en el norte de Perú (1970). En la región sur no ocurrieron terremotos durante este periodo.

3.3 Distribución de áreas de ruptura

La ocurrencia de grandes terremotos en el borde Oeste de Sudamérica y el conocimiento de las dimensiones de sus áreas de ruptura, ha permitido identificar la presencia de zonas con diferentes características, tal como se aprecia en la Figura 3.2a. La primera se localiza al Sur de Chile (37°S - 45°S) y se caracteriza porque los terremotos que ocurren en ella pueden presentar áreas de ruptura de 1000 km; la segunda zona considera la región del Sur de Perú y Norte - Centro de Chile (18°S - 37°S), aquí los terremotos presentan longitudes de rupturas del orden de 300 km. La tercera zona se localiza en la región Central de Perú (9°S - 18°S) y en ella los terremotos presentan longitudes de ruptura del orden de 150 km; mientras que, para el Sur de Ecuador y Norte de Perú (0°S - 9°S) no se tiene conocimiento de la ocurrencia de grandes terremotos durante los últimos 500 años. Finalmente, la quinta zona se localiza en el Norte de Ecuador (+2°S - 0°S) en donde los terremotos producen longitudes de ruptura del orden de 150 km (McCann et al. 1979).

En la Figura 3.2, se puede observar que prácticamente todo el borde Oeste de Sudamérica ha sido afectado por un terremoto a excepción del área comprendida entre las coordenadas 0° - 9°S, siendo considerada este como la mayor aspereza presente en este borde de placa. Los terremotos que generaron longitudes de ruptura mayores son los ocurridos en 1960 (9.5 Mw) al Sur de Chile con 1000 km, el de 1868 (9.0 Mw) y 1877 (9.0 Mw) al Sur de Perú y Norte de Chile con longitudes de 500 km. Otros terremotos de mayor magnitud son los de 1746 (8.6 Mw) con epicentro en la parte Central de Perú (350 km de longitud) y el de Ecuador de 1906 (8.8 Mw) con 300 km de longitud de ruptura. En algunos casos, los terremotos que produjeron longitudes de ruptura mayores como el de 1746, han retornado en el tiempo con terremotos de magnitud menor ocurridos en 1940, 1966, 1970 y 1974, pero la suma de sus longitudes

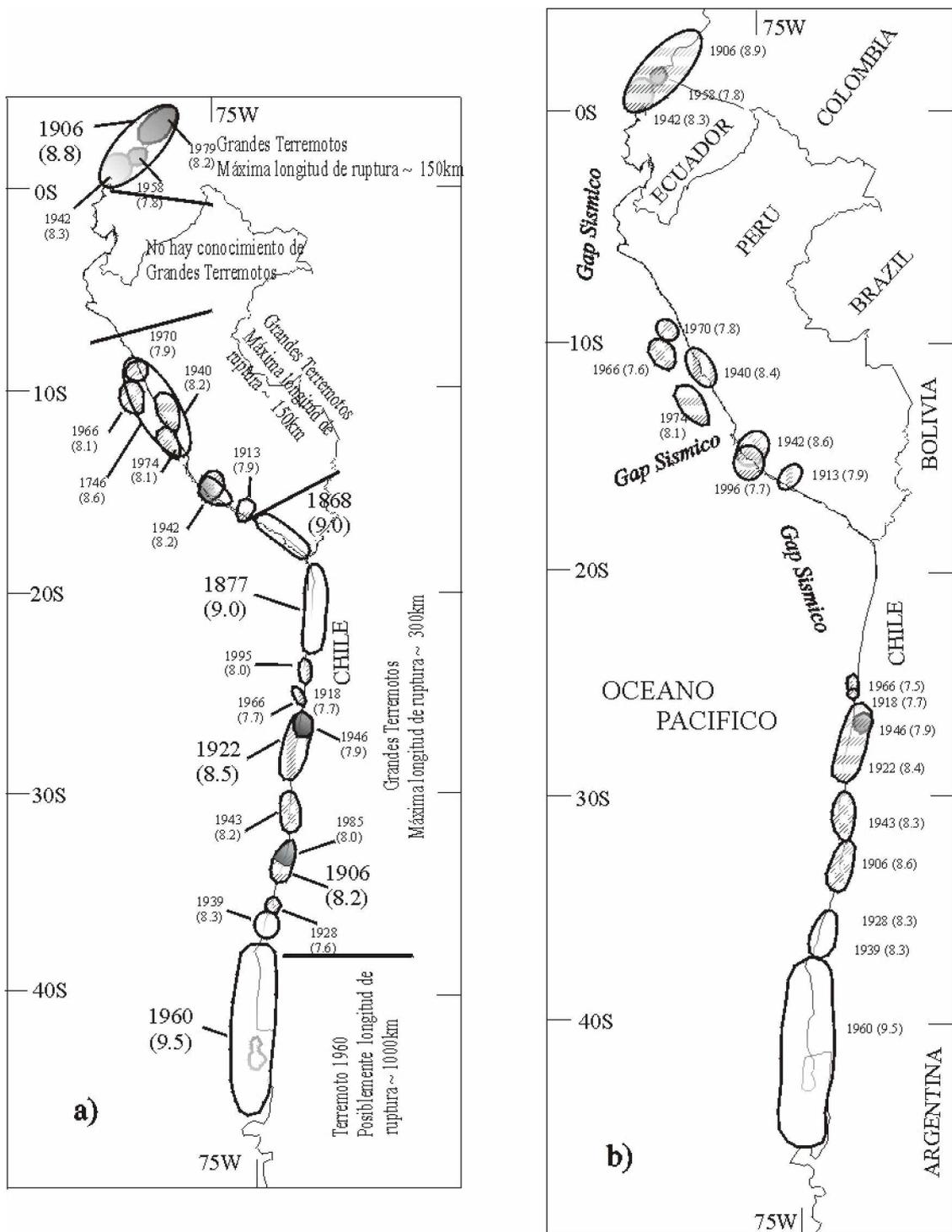


Figura 3.2. Distribución de las áreas de ruptura de terremotos históricos ocurridos en Ecuador, Perú y Chile a) Zonificación en base a la longitud de ruptura b) Identificación de áreas que no han experimentado ruptura en los últimos 100 años (gap sísmicos) según Séller (1972)

de ruptura es coherente con la producida por el terremoto principal. Similar situación se presenta con el terremoto ocurrido en Ecuador en 1906 (8.9 Mw).

En la Figura 3.2b, se presenta la distribución de las áreas de ruptura de los terremotos ocurridos entre los años 1900 y 2000, y en cual se observa la presencia de áreas que todavía no ha experimentado ruptura alguna como la que se encuentra en la región del Sur de Perú y Norte de Chile, en la región Central y Norte de Perú, al Sur de Ecuador. Estas áreas son denominadas como asperezas (gap sísmico). Por otro lado, algunos autores como Kelleher, (1972) y Dorbath et al. (1990), han propuesto que los terremotos con magnitud del orden 8.0 Mw presentan periodos medios de retorno de 100 a 150 años. En la aspereza del Sur de Perú y Norte de Chile (Figura 3.2a), históricamente fueron afectados por terremotos con longitudes de rupturas del orden de 500 km (1868, 9.0Mw y 1877, 9.0Mw) y después de estos, ambas regiones no han sido afectadas por otros terremotos de similar magnitud y por el periodo de tiempo transcurrido (+100años), se puede decir que en esta región se ha producido una gran acumulación de energía que se espera sea liberada con la ocurrencia de un nuevo terremoto, lo cual permite considerar a estas regiones como las de mayor peligro sísmico. En la región Central de Perú, entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942/1996, se localiza la aspereza de Nazca (Figura 3.2b), el mismo que presenta una extensión de aproximadamente 300km y que podría producir un sismo de magnitud similar al ocurrido en 1974. Otra aspereza de gran longitud se ubica en la región sur de Ecuador y norte de Perú, cuyos terremotos de acuerdo a la información que se dispone, presentarían periodos de retorno mayores a 500 años.

Una distribución temporal mas detalla de los terremotos ocurridos en Perú desde 1500 en función de su latitud y longitud de ruptura se muestra en la Figura 3.3. En esta figura se observa que en la región Norte del Perú (1.0°S a 10°S) solo se tiene información de la ocurrencia de los terremotos de 1619 (Trujillo) y 1970 (Tumbes) pudiéndose establecer periodos de retorno del orden de 400 años. En la región Central (10°S a 15.5°S) se han producido un mayor numero de sismos con longitudes de rupturas muy irregulares y que van desde 75 hasta 350 km. En esta región los sismos pueden ser agrupados en 2 periodos del orden de 200 años seguidos por otros de 110 – 150 años en los cuales no ocurrieron sismos, lo cual sugiere que en esta zona se puede considerar periodos medios de retorno para los sismos de 150 años.

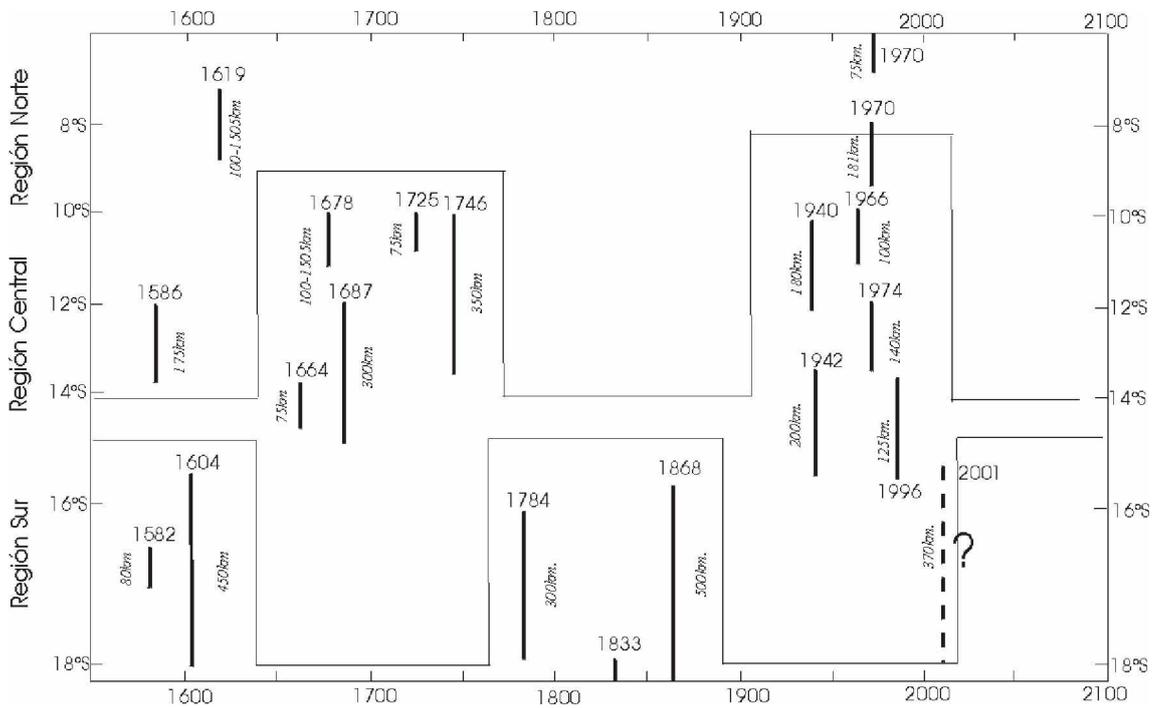


Figura 3.3. Zonas de ruptura de terremotos históricos e instrumental en función del tiempo. La zonas de ruptura es medida a lo largo de la fosa y no del meridiano. La línea continua indica el terremoto y la discontinua futuro terremoto. Modificado de Dorbath et al. (1990) .

En la región Sur de Perú (15.5°S a 20°S), los sismos también pueden ser agrupados en periodos de 200 años con longitudes de rupturas entre 350 a 500 km, siendo estas más extensas a comparación de las regiones Norte y Centro de Perú. En esta región, se localizaba la aspereza del Sur de Perú y Norte de Chile, la misma que después de 133 años de silencio sísmico, es interrumpida con el terremoto de magnitud Mw8.2 ocurrido el 23 de Junio de 2001, lo cual sugiere que se inició nuevamente otra etapa o periodo de recurrencia de terremotos de magnitud elevada; por lo tanto, actualmente representa ser la que presenta mayor peligrosidad sísmica.

Dentro de este contexto, se puede considerar que las diferentes dimensiones de las áreas de ruptura, la irregularidad de los periodos de retorno y la migración espacial de los sismos, confirman que los procesos de ruptura de los sismos de magnitud elevada son heterogéneos, siendo en la actualidad aun tema de estudio. Sin embargo, en base al conocimiento de las características de los procesos de ruptura de grandes terremotos, se ha podido formular hipótesis que ayudan a conocer con anterioridad las características del futuro terremoto que puede afectar a una determinada región sísmica.

CAPITULO 4

MODELOS DE RUPTURA

El proceso de ruptura de un terremoto es por lo más heterogéneo y por lo tanto, difícil de describir. Las características de la ruptura de los terremotos ha sido estudiado y discutido por muchos autores (Madariaga, 1979; Papageorgiou y Aki, 1983; Tavera, 1992, entre otros), los mismos que han propuesto diferentes modelos para explicar su génesis. El terremoto de San Francisco de 1906 (California), es el primero que ha permitido establecer, mediante observaciones en superficie, que estos tienen relación directa con los procesos de fracturación de las rocas. A partir de estas observaciones, Reid (1906) formulo la primera teoría para explicar el mecanismo de ruptura producido por un terremoto conocida como *Rebote Elástico*.

La Teoría del rebote elástico propone que los terremotos son producto de la interacción de dos bloques sólidos que en un inicio se encuentran en equilibrio (no hay desplazamiento, $t=0$), pero que se deforman continuamente debido a la acción de las fuerzas que tienden a ponerlas en movimiento (Figuras 4.1a y 4.1b). Este proceso de deformación continuará en tanto que las rocas de la zona de contacto puedan comportarse elásticamente; sin embargo, llegará un momento en que estas no soporten más deformación y entonces se romperán permitiendo que ambos bloques se deslicen (reboten) repentinamente hasta alcanzar una posición de equilibrio similar a un resorte mecánico (Figura 4.1c). Cuando esto ocurre, la energía elástica almacenada durante el periodo de deformación se libera y se propaga en todas direcciones en forma de ondas

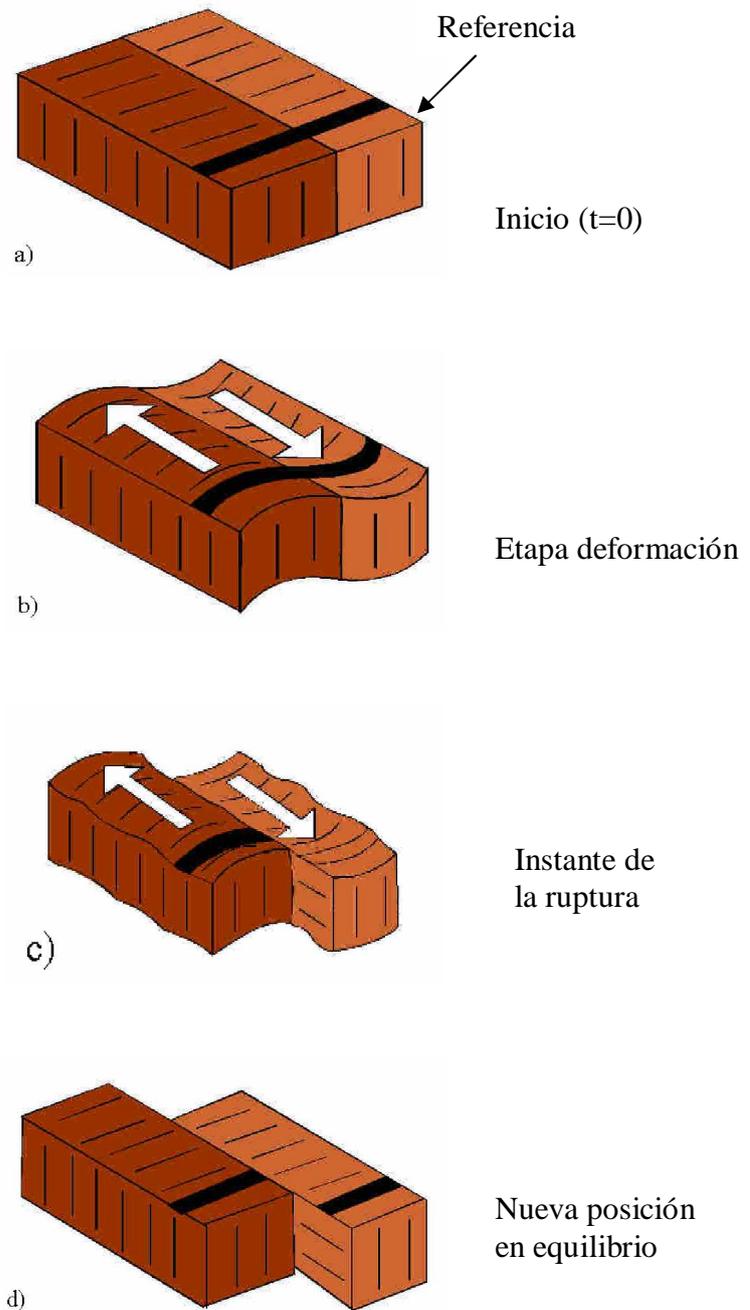


Figura 4.1. Teoría del rebote elástico establecido por Reid (1906). a). Etapa de acumulación de esfuerzos en un $t=0$, b). Etapa de deformación debido a los esfuerzos acumulados, c). Instante de la ruptura, d). Rebote elástico para una nueva posición en equilibrio.

elásticas desde el punto en donde se inicia la ruptura (Figura 4.1d). Esta teoría, toma importancia cuando aparecen los fundamentos que explican la expansión de los fondos oceánicos en 1965.

La propagación de la ruptura en forma de ondas sísmicas, es registrada por los sismógrafos o estaciones sísmicas instaladas en diversas regiones del mundo. En general, el registro de un sismo no es simple, si no que presenta en la mayoría de los casos registros complejos principalmente cuando los terremotos presenta magnitudes elevadas ($M > 6.0$). Esta característica sugiere que la ruptura no es puntual, sino altamente heterogénea y cada vez que se pasa de la ruptura de un punto a otro, una fuerte señal sísmica es registrada. En la Figura 4.2, se muestra ejemplos de las fuentes sísmicas de los terremotos ocurridos en el Valle de Alto Mayo en Moyobamba (Perú), donde se puede apreciar, la ruptura múltiple y compleja de los eventos del 30 de mayo de 1990 (6.4Mw) y 5 abril de 1991 (6.5Mw) y que serán descritos en detalle posteriormente. En la actualidad, con el avance de la instrumentación y la calidad de la señal sísmica, se ha demostrado que sismos superficiales con magnitudes $M > 6.0$ pueden presentar rupturas complejas; es decir, ocurrencia de rupturas múltiples con propagación unilateral, siendo estas de mayor o menor duración en comparación con los procesos de ruptura producidos por sismos con foco intermedio y profundo.

Con el propósito de explicar la complejidad de la ruptura durante un terremoto, dos modelos complementarios de fuente sísmica, han sido propuestos y en la actualidad han tenido aceptación: el modelo de Barreras (Aki y Das, 1977, Aki 1979) y el modelo de Asperezas (Kanamori, 1981).

4.1 Modelo de Barreras

El modelo de Barreras, toma como base, que un terremoto se inicia en un medio sobre el cual hay una serie de fallas, una a lado de otra, separadas por zonas que no se rompen o se llegan a romper después de cierto tiempo. Durante el terremoto, la ruptura se propaga de manera simple y se detiene cuando encuentra una zona irrompible que puede estar asociado a un contacto entre dos tipos de roca o un salto lateral en la falla. Sin embargo, si hay suficiente acumulación de esfuerzos a lo largo de la falla, esta puede saltar la Barrera y continuar con la ruptura en la segunda zona. También, existe la

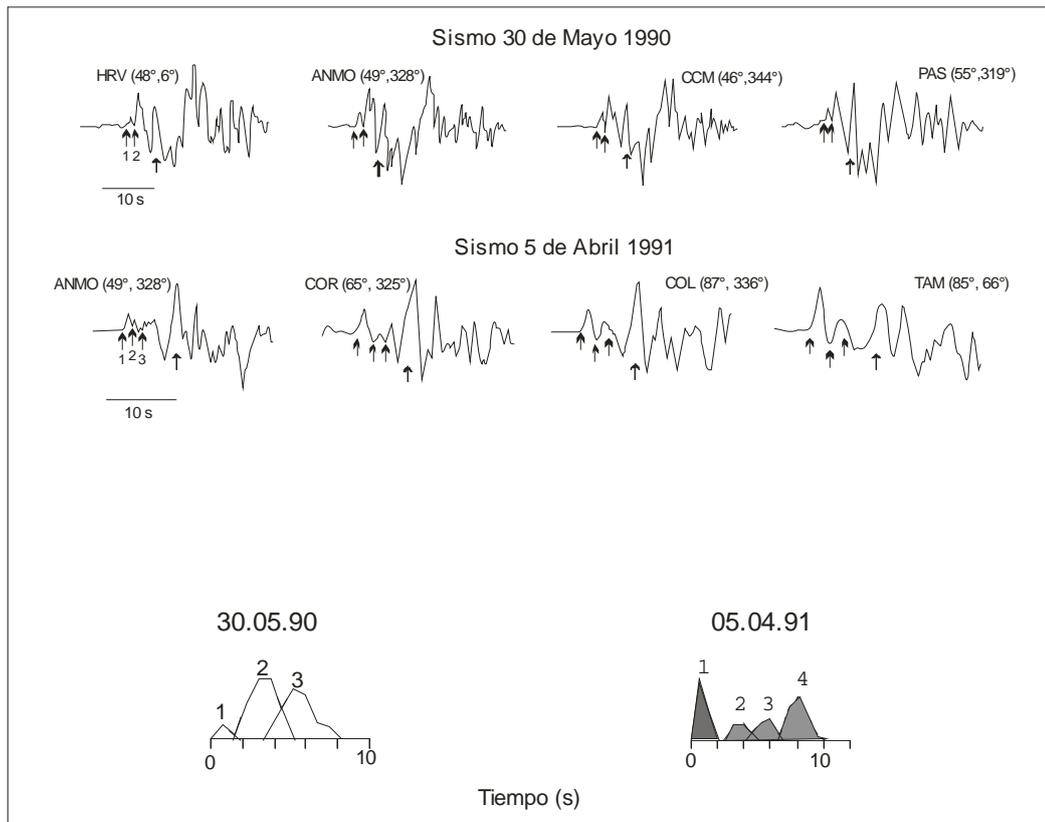


Figura 4.2. Ejemplos de los proceso de ruptura de los terremotos en el Valle de Alto Mayo Moyabamba – Perú (1990 y 1991). Obsérvese la complejidad de la señal y la función temporal de la fuente sísmica obtenidos a partir del modelamiento de ondas. Los números indican las diferentes rupturas aleatorias para cada sismo (Modificado de Tavera et al. 2001)

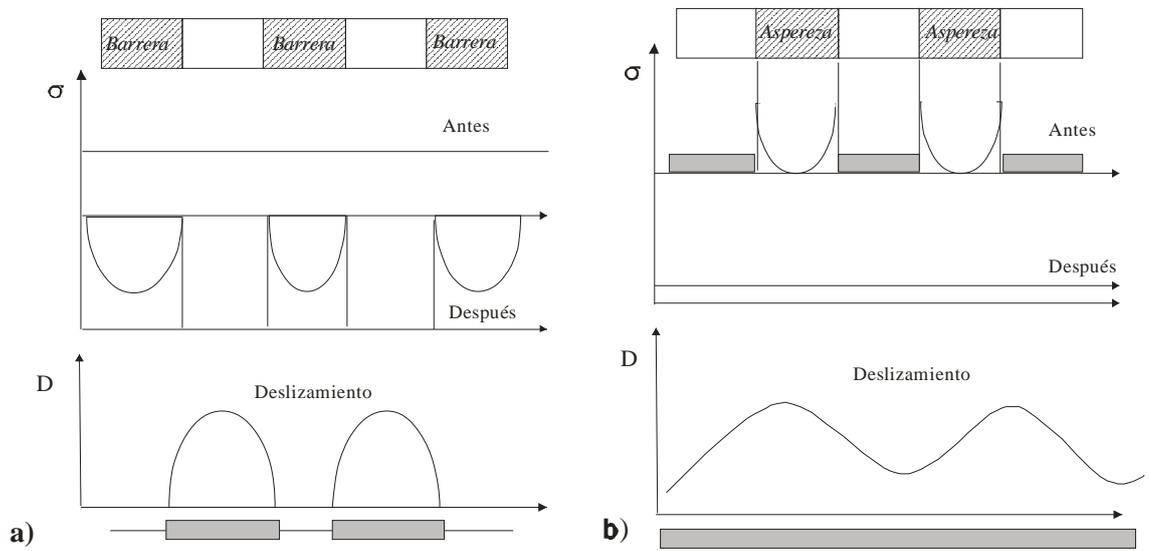


Figura 4.3. Modelos de ruptura sísmica a) Barreras (Das y Aki, 1977) b) Asperidad (Kanamori, 1981). σ = Esfuerzo y D = Deslizamiento (Modificado de Tavera, 1992)

posibilidad que queden zonas pequeñas de la falla sin romperse, pudiendo hacerlo pasado un tiempo generando replicas grandes.

El modelo de Barreras puede ser mejor explicado a partir del estado de esfuerzos antes y después de ocurrir un terremoto, así como el deslizamiento que producen. De acuerdo a la Figura 4.3a, se debe suponer que las zonas que se han roto durante el terremoto son dos, representadas por las áreas de color blanco. En los perfiles adyacentes, se puede observar que los esfuerzos antes del terremoto son uniformes y si hay variación esta es pequeña y relativamente importante. Durante el terremoto, la ruptura se produce en las áreas sin sombrear y en ellas los esfuerzos se relajan y caen hasta llegar un valor cero, produciéndose una transferencia de esfuerzos hacia los bordes y las uniones entre las fallas, en donde aumenta la tensión para impedir que la falla se deslice. Estas zonas son llamadas **Barreras** o zonas de alta resistencia. En el caso del deslizamiento, este solo se produce en las dos áreas sin sombrear sobre la falla, esto debido a que las Barreras reducen enormemente el movimiento de sus compartimentos.

En el modelo de Barreras, inicialmente el campo de esfuerzos es relativamente uniforme y al final se tiene un sistema de rupturas discontinuas y un estado de esfuerzos muy heterogéneo, con zonas descargadas de esfuerzos y otras en las que ha aumentado (Madariaga, 1976). De manera general, el modelo de Barreras describe mejor los terremotos asociados a deformaciones corticales (fallas), donde se produce eventos sísmicos con magnitud moderada ($M \geq 6.0$)

4.2 Modelo de Asperezas

El modelo de Asperezas esta basado en la idea de los gap sísmicos presentes en las zonas de subducción y fue desarrollado por Kanamori (1981). En estas zonas, los terremotos grandes tienden a repetirse en el mismo lugar después de un determinado periodo de tiempo. En este modelo, se supone la existencia de una gran falla en donde hay zonas rotas y otras no (superficie de contacto de placas). Los esfuerzos iniciales no son homogéneos, debido al hecho de que ha habido terremotos antes del sismo actual y los esfuerzos ya han sido liberados. El nuevo terremoto comienza donde no habido terremotos con anterioridad y en donde hay una fuerte acumulación de esfuerzos. Para una mejor comprensión de este modelo, se analizará el estado de esfuerzos antes y

después de ocurrir un terremoto, así como el deslizamiento que se ha producido durante el mismo.

En la Figura 4.3b, se observa que la situación inicial, es la existencia de una gran falla, que caracteriza al contacto de placas en zonas de subducción, que ha sufrido una serie de terremotos, pero que en su interior aun queda una serie de áreas que no se han roto, las mismas que son representadas por las zonas sombreadas. Esta situación, muestra que se ha liberado energía con los terremotos precedentes, quedando solo dos áreas que no se han roto. El nuevo terremoto se iniciara en alguna de estas dos áreas o en cadena, en términos de esfuerzos, la situación inicial es muy diferente al anterior modelo, es decir, casi el total de la falla ya libero energía y los esfuerzos se concentran en las áreas sombreadas. Durante los próximos terremotos, la energía se libera totalmente y la situación final para los esfuerzos será uniforme. El deslizamiento producido en este modelo es similar al de Barreras; sin embargo, en puntos de caída de esfuerzos apenas si hay deslizamiento, el mismo que se asemeja a una especie de montañas consecutivas (Madariaga 1976, Tavera,1992).

Por otro lado, desde el punto de vista de liberación de la energía, los modelos de **Barreras y Asperezas** son difíciles de distinguir y si se pretende hacerlo, hubiera que medir los esfuerzos y eso es imposible (Tavera, 1992). En general, lo que para un modelo es una aspereza, para el otro sería la parte libre de la falla y aquello que estaría descargado para uno se transformaría en una barrera para el otro; por lo tanto, ambos modelos resultan ser complementarios (Bernard y Madariaga, 1984).

En la Figura 4.4, se esquematiza el mecanismo de ruptura que se produce en una zona de subducción según McCann et al. (1979). En esta figura se observa que la interacción de la placa oceánica con la placa continental provoca en un tiempo (t_0) terremotos de diversa magnitud (color rojo), los mismos que se distribuyen de manera heterogénea sobre la gran superficie de falla o contacto de placas (áreas de color amarillo) restando áreas que no se han roto y que actúan o se comportan como Barreras. Pasado un tiempo ($t_0 + t_1$), las Barreras llegan a comportarse como Asperezas. Debido a que el proceso de subducción es continuo las Asperezas se llegan a romper generando nuevamente grandes terremotos (color negro), siendo este proceso continuo a través de los años. En estas condiciones ambos modelos resultan ser complementarios.

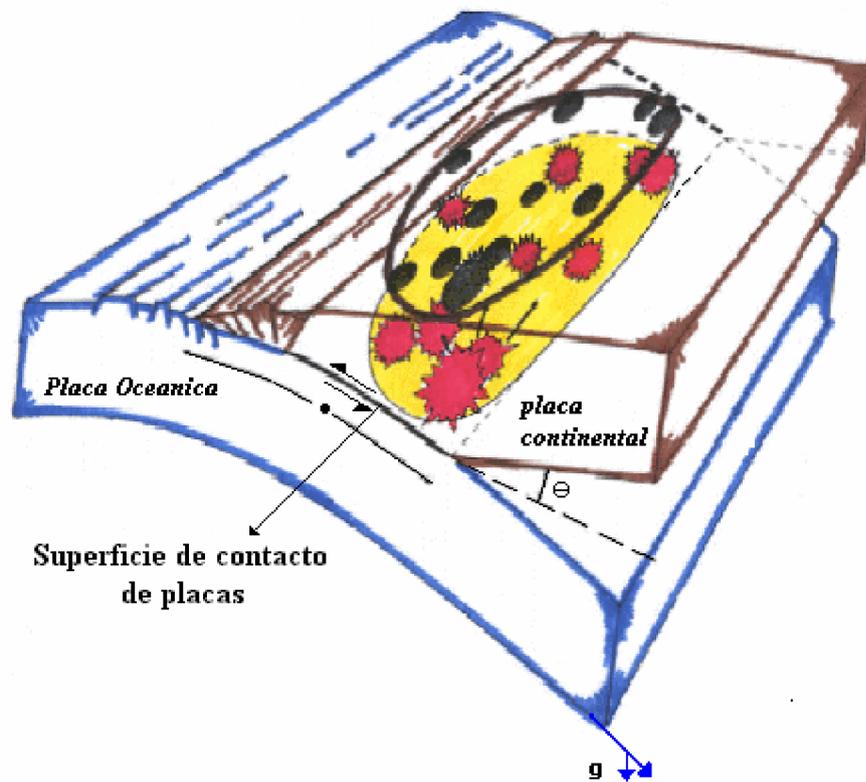


Figura 4.4. Esquema de la propagación de la ruptura en zonas de subducción (McCann et al. 1979).

El terremoto ocurrido en Perú el 12 de Noviembre de 1996 ($M_w = 7.7$), viene a ser un ejemplo que permite explicar el complemento de los modelos de Asperezas y Barreras (Spence et al. 1998). En la Figura 4.5 se observa que las replicas del terremoto de Nazca se distribuye al SE del epicentro, observándose la propagación de la ruptura en esa dirección. Según los autores, la liberación de la energía se incrementa en el frente de ruptura a medida en que avanza la ruptura, siendo esta mucho mayor en la dirección SE. De acuerdo a Spence et al. (1998), esta forma de liberación de energía representa la presencia de intervalos de ruptura o paradas temporales, es decir Barreras que impidió por unos segundos la continuidad de la ruptura. En el caso del terremoto de Nazca, las Barreras más importantes se presentan a partir de 25 y 45 segundos de iniciado el proceso de ruptura.

4.3 Complejidad de la ruptura

Estudios realizados por Madariaga (1979), Papageorgiou y Aki, (1983) y Tavera (1992) sobre modelos de fuente sísmica, permiten considerar la existencia de una repartición heterogénea de la ruptura de un terremoto sobre el plano de falla; es decir, una distribución heterogénea de los esfuerzos o de la resistencia a la ruptura. Esta característica en los procesos de ruptura, da origen a la existencia de fuentes complejas y muchas de ellas asociadas a eventos múltiples. Ejemplos sobre la complejidad de la fuente sísmica se muestran en la Figura 4.2, donde se puede observar que durante el sismo de Moyobamba ocurrido el 30 de Mayo se produjeron 3 rupturas aleatorias sobre el mismo plano de falla y separadas de la primera por 6 y 8 segundos. Contrariamente, el sismo del 5 de abril, presenta dos rupturas principales sobre el mismo plano de falla pero con deslizamiento en diferente dirección, siendo la segunda asociada a tres pequeños puntos de liberación de energía durante un periodo de 8 segundos (Tavera et al. 2001).

4.4 Discusión

El mecanismo de ruptura de un terremoto, como se ha descrito, es muy complejo y va depender principalmente del estado de esfuerzos y de las propiedades físicas del medio que se encuentra sometida o esta próxima a fracturarse. Los modelos de Barreras y Asperezas explican mejor esta complejidad. El modelo de Asperezas, asociado a los

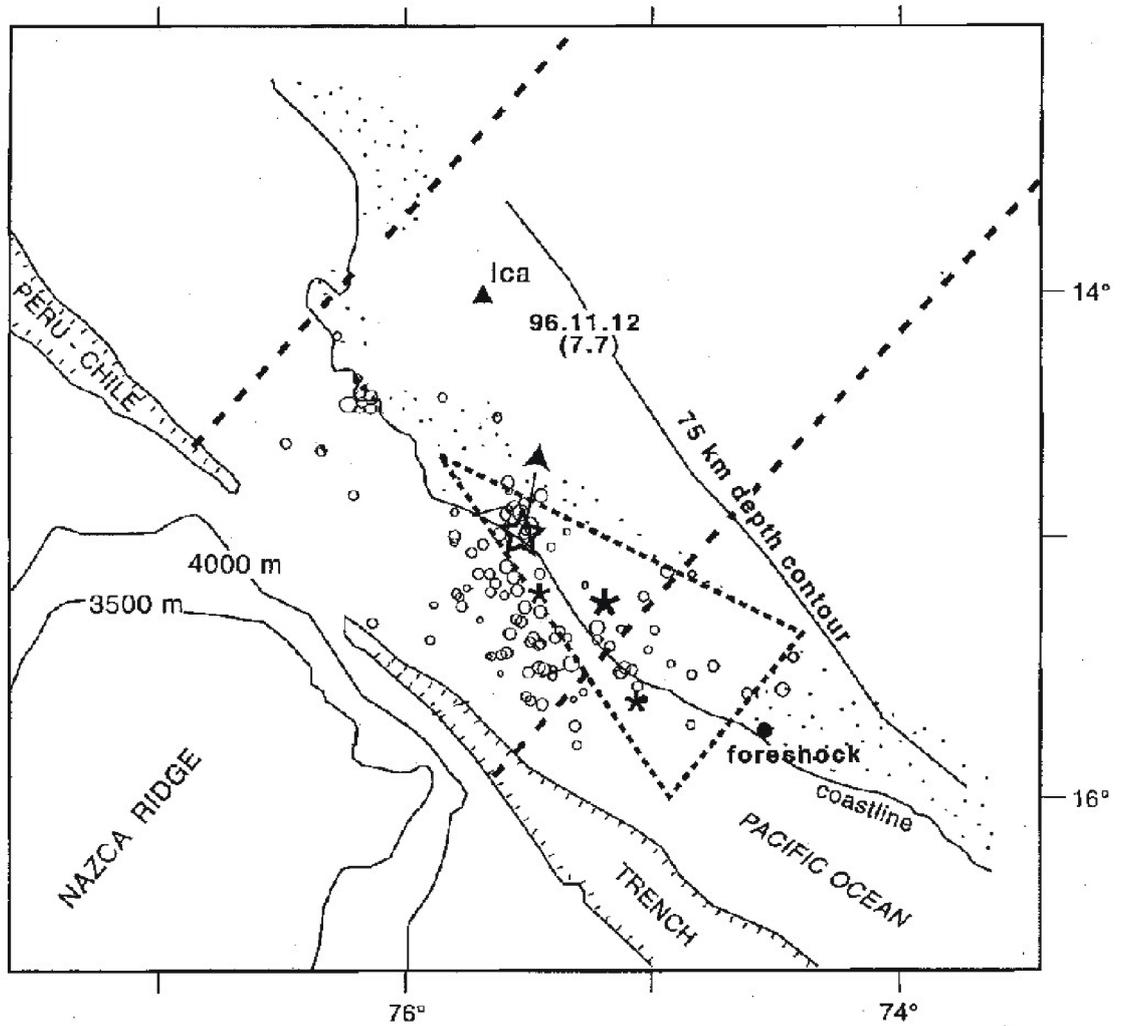


Figura 4.5. Orientación de la zona de ruptura del terremoto de 1996 (estrella). Obsérvese que la ruptura se propaga con dirección al SE respecto al terremoto y el triángulo representa la área afectada por el terremoto, La línea punteada la dirección en que se desplaza la Dorsal de Nazca y asteriscos replicas principales del terremoto (Spence et al. 1998).

mecanismos de ruptura de los terremotos que ocurren en las zonas de subducción y el de Barreras a los terremotos asociados a fallas.

Los grandes terremotos ocurridos en el periodo histórico e instrumental en el borde Oeste de Perú, fueron debidos principalmente al proceso de subducción y según los modelos expuestos obedecerían al modelo de Asperezas. Los terremotos ocurridos en el interior del continente, asociado a fallas activas, obedecerían al modelo de Barreras, sin embargo, estos son menos destructores a comparación de los que ocurren por el proceso de subducción.

En la actualidad, de norte a sur, frente a la costa peruana ha sido posible identificar un número importante de Asperezas (gap sísmico), tal como se ha demostrado en el capítulo 3. Estas Asperezas, en un futuro cercano o lejano tienen que experimentar ruptura y liberar la energía acumulada. De estas Asperezas, las más importantes se ubican al Sur de Perú y Norte de Chile con una longitud del orden de 1000 km y que en términos de riesgo, resultan de vital importancia. Otra Asperenza de menor tamaño se localiza en el extremo Sur de la región Central de Perú.

CAPITULO 5

EVALUACION Y SELECCIÓN DE DATOS

Un catalogo sísmico define a una base de datos validos para realizar cualquier estudio en el campo de la sismología (microsismicidad, patrones de sismicidad, variación de velocidades, predicción de terremotos, etc). Todo catalogo, debe contener en su totalidad los parámetros que caracterizan a un sismo (fecha, hora origen, latitud, longitud, profundidad, magnitud e intensidad) calculados en las mismas condiciones de contorno a fin de constituir una base homogénea (Tavera y Agüero, 2000). Cuanto más precisos sean los datos, mayor es la posibilidad de realizar estudios detallados. Si los catálogos no constituyen una base de datos consistentes puede crear problemas u obstáculos para poder identificar patrones de sismicidad o para estimar el nivel de peligro sísmico de una determinada región sísmica (Zuñiga y Wyss, 1995). La calidad de los catálogos sísmicos ha mejorado cuantitativamente con el tiempo debido al desarrollo de nuevas técnicas de observación y de registro, así como el incremento de estaciones sísmicas a fin de mejorar la cobertura de las redes regionales y mundiales. Esto ha permitido que los catálogos aumenten su umbral mínimo de magnitud y que los errores con respecto al cálculo de los parámetros hipocentrales disminuyan. Para elegir una base de datos sísmicos, con el propósito de realizar un determinado estudio en sismología, se debe tener en cuenta que este no debe permanecer estático, sino que constantemente debe ser actualizado y mejorado.

De contar con una base de datos homogénea, es posible realizar buenos estudios y en consecuencia conseguir resultados óptimos, ya sea para identificar fuentes sismogénicas, riesgo o predicción. Dentro del campo de la predicción o identificación de zonas potencialmente sísmicas, los catálogos deben cumplir los requisitos antes descritos, ya que los resultados a obtenerse dependen únicamente de los datos. En estas condiciones, la información puede ser útil para la aplicación de nuevas metodologías como la desarrollada por Wiemer y Wyss (1997) para identificar regiones con mayor o menor probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud elevada en el futuro. Este método, basado en valores anómalos del parámetro “*b*” ha sido aplicado a zonas sismogénicas importantes en el mundo, pero sus resultados dependen de una completa base de datos.

5.1 Catálogos Sísmicos para el Perú

La actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo 1471-1982, se encuentra contenida en tres catálogos, todos publicados en diferentes años y de los cuales solamente uno fue editado por el IGP. Estos catálogos sísmicos son:

- Catálogo Sísmico República del Perú (1471-1982)
Por : Leonidas Ocola (Proyecto SISISAN)
Publicado en 1984.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1982)
Por : Daniel Huaco.
Instituto Geofísico del Perú (Proyecto SISRA)
Publicado en 1985.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1982)
Por: A Espinoza, L. Casaverde, J Michel, J Alva, J. Vargas-Newman
Instituto Geográfico Nacional de España, Us Geological Survey, Universidad Católica del Perú, Universidad de Ingeniería.
Publicado en 1986.

Las características de los parámetros focales de los terremotos contenidos en estos catálogos, han sido ampliamente analizados por Tavera y Agüero (2000). Estos

autores unifican los datos de estos tres catálogos a fin de obtener uno homogéneo, constituyendo una “Versión Corregida y Actualizada” para el periodo 1471 – 1982, la misma que se encuentra disponible en web (<http://www.igp.gob.pe/cns/>). En general, los parámetros de la sismicidad histórica (Periodo 1471-1960) en muchos de los casos, son aproximaciones hechas sobre la base de la distribución de intensidades, área de percepción y daños ocasionados por los sismos (Silgado, 1978 y Dorbath et al. 1990). Para estudios que necesitan cuantificar la energía, es recomendable no utilizar datos históricos, principalmente de sismos con magnitudes menores a $M < 6.0$.

A partir del año 1960, a nivel mundial se empezó a instalar una red estándar de sismógrafos conocida como la World Wide Standard Seismograph Network (WWSSN), fecha a partir de lo cual el cálculo de parámetros hipocentrales de un sismo mejora considerablemente. Para muchos países, a partir de este año empieza el periodo instrumental, aunque con el pasar del tiempo el incremento de redes sísmicas regionales ha permitido, en el caso de Perú, contar en la actualidad con una Red Sísmica Nacional (RSN) compuesta por 31 estaciones, de los cuales la mitad son del tipo de banda ancha. El contar con mayor información sísmica instrumental, ha permitido evaluar los diversos parámetros que puedan afectar considerablemente en la determinación de los parámetros hipocentrales de los sismos. El más común, es la incertidumbre que existe en la estimación de la profundidad de los focos, problema relacionado directamente con las características de la cobertura de las estaciones sísmicas sobre las zonas sismogénicas (Lomnitz, 1971). En el caso del Perú, este problema ha sido ampliamente discutido por diversos autores (Spence et al. 1975; Rodríguez y Vazquez, 1987; Rodríguez y Tavera, 1988; Tavera y Rodríguez, 1991), concluyendo que la resolución de los parámetros depende de las condiciones de contorno bajo el cual es realizado el cálculo de los parámetros hipocentrales. Básicamente, estos autores proponen que la correcta localización de un hipocentro depende de:

1. Número de estaciones y cobertura azimutal de las mismas,
2. Número de fases utilizadas,
3. La relación distancia – profundidad,
4. Tamaño del sismo (magnitud),
5. Modelo de velocidad y
6. Relación de velocidades

En estas condiciones, Lamarre et al, (1992) define a la homogeneidad o completeza de un catalogo sísmico como el conjunto de sismos que se encuentran dentro de un intervalo de magnitud para un determinado periodo, en donde el umbral de magnitud es uniforme. Para evaluar la completeza de un catalogo, se debe realizar la comparación entre la distribución temporal de los sismos y los intervalos de magnitud similar para diferentes periodos de tiempo. Es decir, para cada periodo de tiempo el catalogo debe presentar un umbral mínimo de magnitud, valor que indica a partir del cual la base de datos es homogénea.

5.1.1 Catalogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP)

En la Figura 5.1a, se muestra la sismicidad ocurrida en Perú en función de su magnitud (mb) y periodo de tiempo (1960-1982). Obsérvese que durante este periodo, los datos no son homogéneos en magnitud, variando estos entre 3.5 y 6.6mb, siendo el umbral mínimo correspondiente al periodo 1971 –1976 lo cual constituye las replicas de los terremotos de 1970 y 1974. Para el periodo restante, el umbral mínimo es de 4.0mb; sin embargo, debe considerarse que durante este periodo no se contaba con una red sísmica regional y prácticamente los parámetros hipocentrales de estos terremotos fueron casi todos provenientes de la WWSSN. El análisis de frecuencia sísmica para este periodo puede ser evaluados en la Figura 5.1b. Obsérvese que el mayor numero de sismos comprende a las replicas de los principales terremotos ocurridos durante este periodo (1966, 1970, 1974).

En la Figura 5.2a, se muestra la distribución temporal de los sismos ocurridos en Perú durante el periodo de 1983-1999, según la base de datos del IGP. Obsérvese que existe gran irregularidad en el umbral mínimo de la magnitud de los sismos, así, entre los años 1983 y 1994 el umbral de magnitud es del orden de 4.5mb; mientras que, para los años entre 1994 y 2000, este disminuye hasta 1.5mb. Esta diferencia en el umbral de magnitud, puede ser debido a la capacidad de cobertura de la Red Sísmica Nacional (RSN) que para el periodo 1983 –1994 contaba con un numero minimo de estaciones y de las cuales tres integraban la red WWSSN (Ñaña, Huancayo y Arequipa). De ahí, que frecuentemente solo era posible reportar la ocurrencia de sismos con magnitudes mayores a $mb > 4.0$, debido a que los de menor magnitud presentaban mayor incertidumbre.

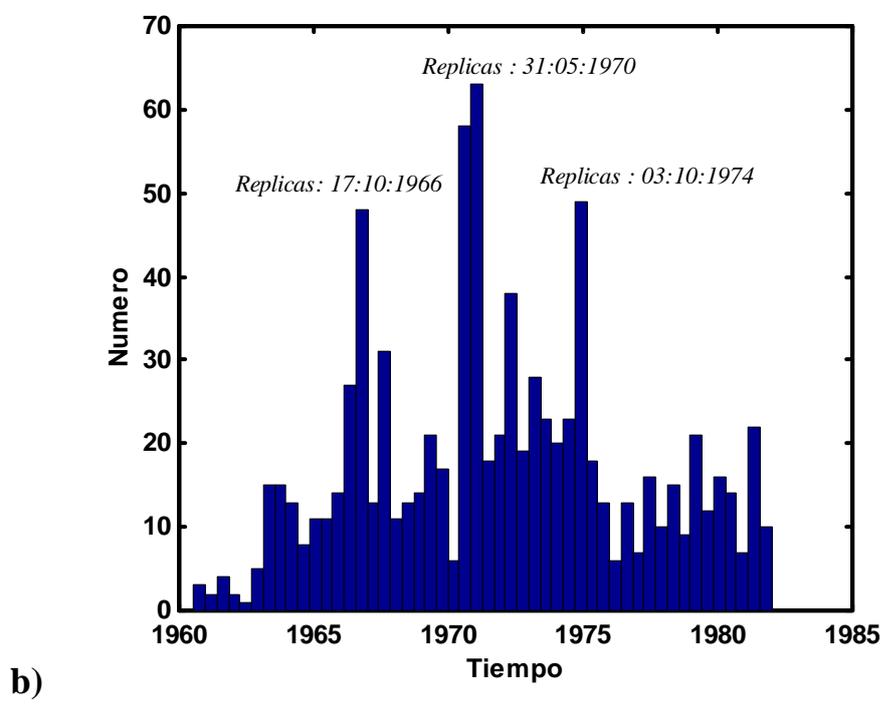
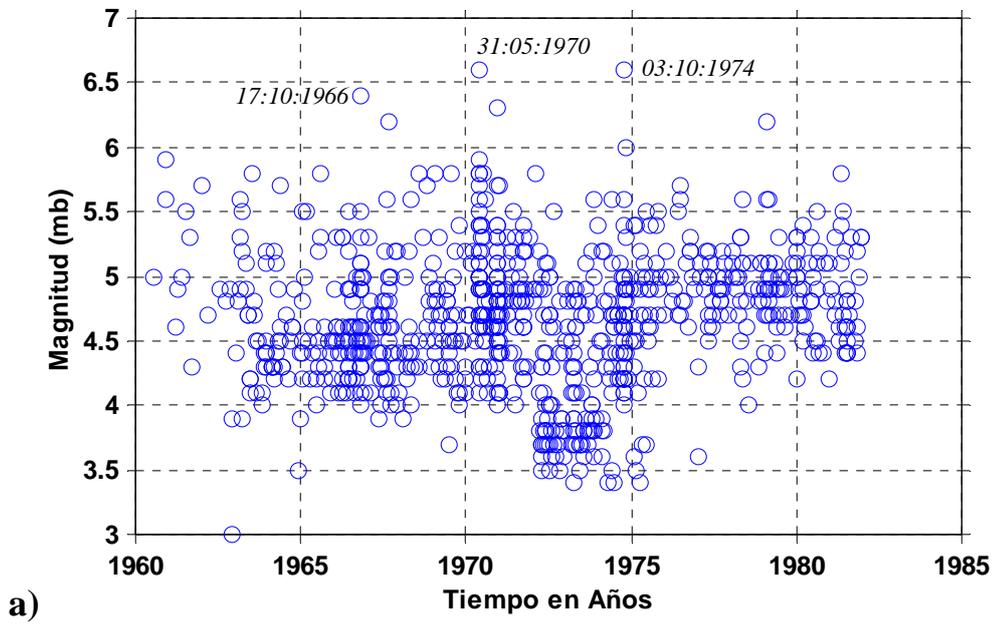


Figura 5.1. Catalogo de IGP para el periodo 1960-1982 a). Distribución de sismos en función de la magnitud (mb) y tiempo b). Histograma de sismos e identificación de replicas de grandes terremotos.

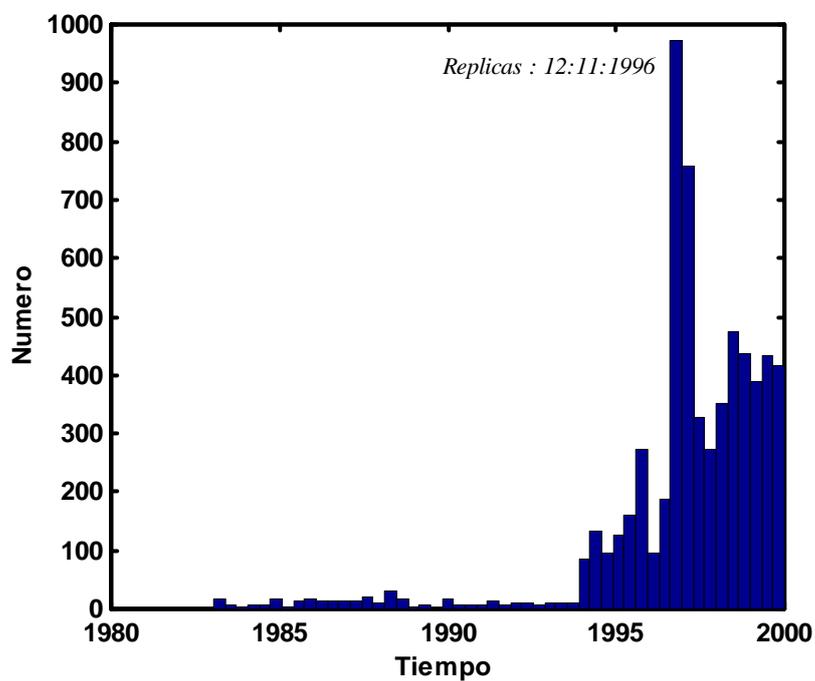
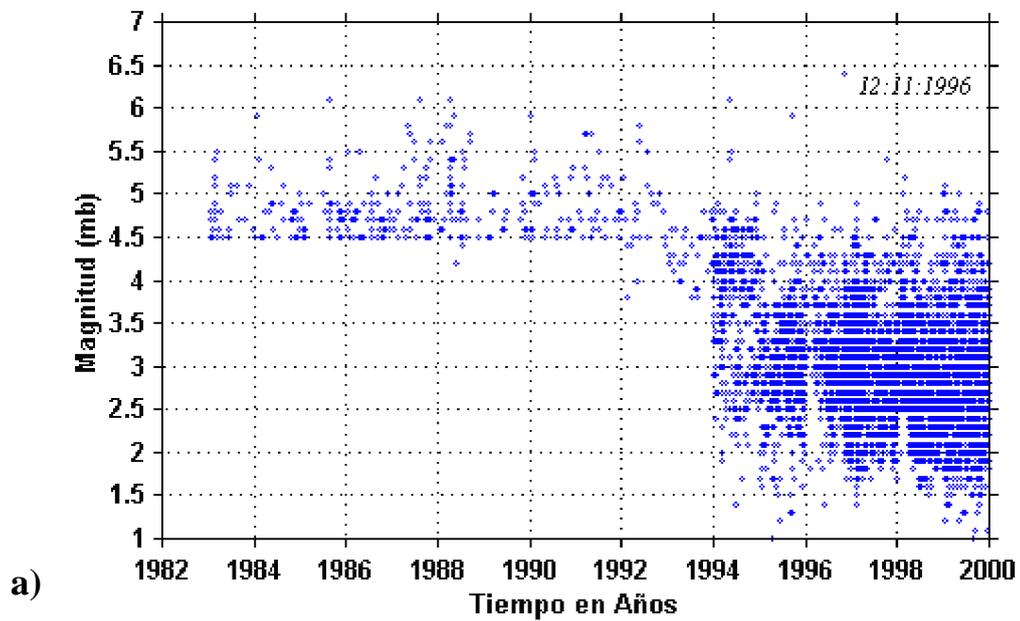


Figura 5.2. Catalogo del IGP para el periodo 1983-1999. a). Distribución temporal de sismos en función de la magnitud (mb). b). Histograma de sismos con identificación de las replicas del terremoto de 1996 (Nazca).

A partir de 1994, la RSN del IGP empieza a incrementarse significativamente y en la actualidad cuenta con un mínimo de 31 estaciones digitales y de las cuales 20 son de periodo corto y 10 de banda ancha. Esto ha permitido en la actualidad registrar sismos locales y a la vez incrementar la base de datos con sismos de magnitud pequeña ($m_b > 1.5$). Un ejemplo claro, viene a ser el terremoto del 12 de Noviembre de 1996 (m_b 6.5), en donde la buena cobertura de la RSN ha permitido registrar, después del terremoto, alrededor de 1000 replicas tal como se puede ver en la Figura 5.2b.

La evaluación de la base de datos del IGP ha permitido observar la existencia de una importante variación temporal en el umbral mínimo de magnitud dentro del periodo de 1960 - 1999; sin embargo, es posible considerar como un umbral mínimo de magnitud el valor de 4.5 m_b , lo cual es en cierta forma valida si se asume que a partir de esta magnitud los sismos suelen producir efectos en superficie.

5.1.2 Catálogos Internacionales.

Desde la operatividad de la WWSSN, el Internacional Seismological Center (ISC) y el National Earthquake Information Center (NEIC) asumen la responsabilidad de editar boletines sísmicos a nivel mundial, pudiendo ser estos preliminares, mensuales y anuales. Asimismo, muchos autores han procedido a evaluar la confiabilidad o calidad de esta base de datos, siendo más importante el trabajo realizado por Engdahl et al. (1998) quien logra homogenizar y cuantificar la profundidad de los eventos sísmicos a nivel mundial y da origen a una nueva base de datos de calidad para realizar diferentes trabajos de investigación a nivel mundial.

5.1.2.1 Catalogo del National Earthquake Information Center (NEIC).

El NEIC, es un organismo que compila en forma rápida los parámetros hipocentrales y el tamaño de los sismos que ocurren en alguna parte de la Tierra, siendo en la actualidad un centro mundial de almacenamiento de datos sísmicos proveniente de la red sísmica WWSSN. La estación sísmica de Ñaña, Huancayo y Arequipa forman-

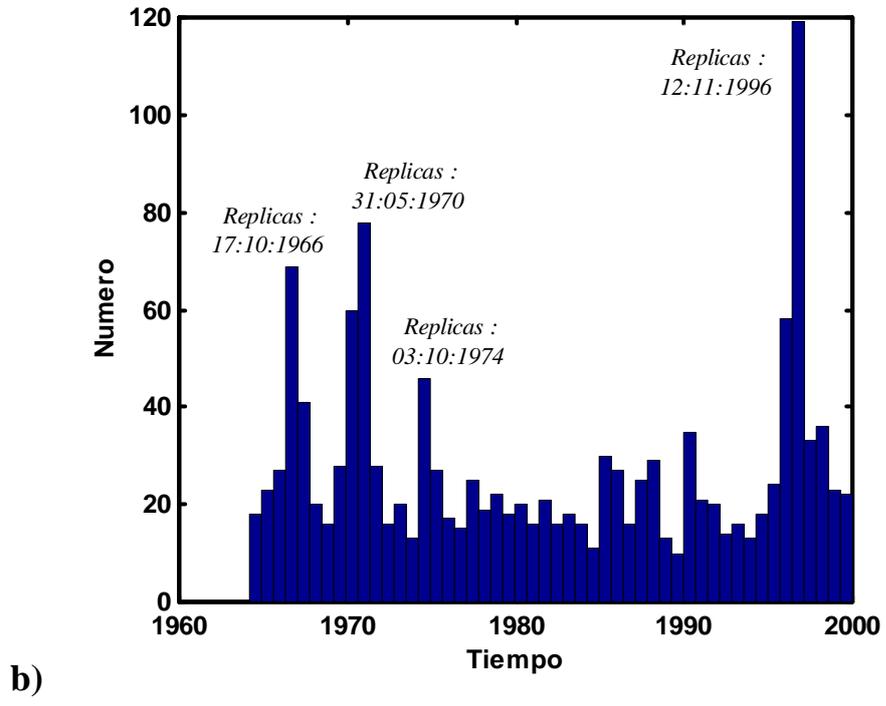
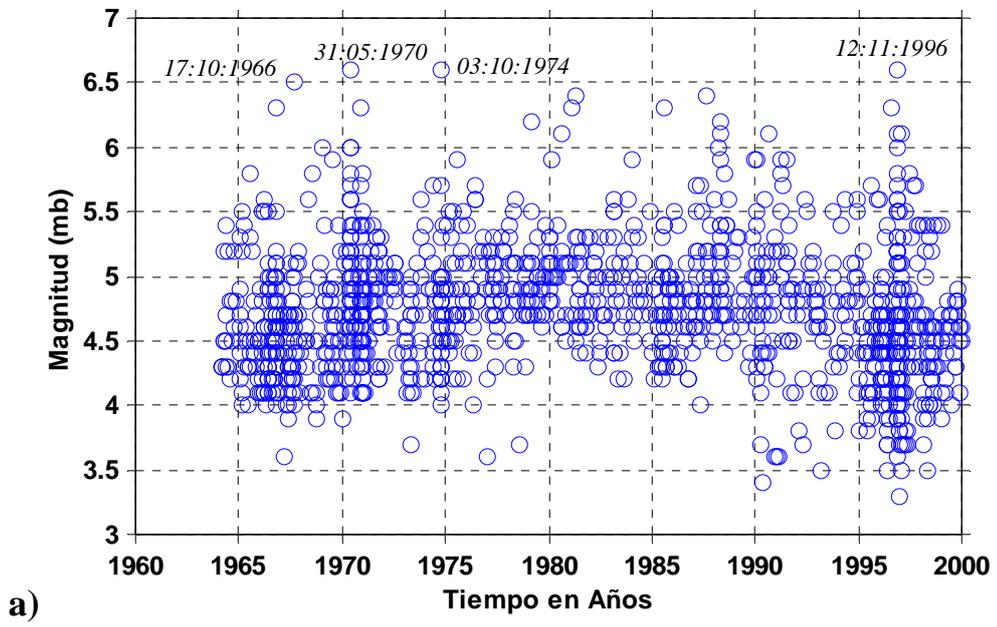


Figura 5.3. Catalogo de NEIC para el periodo 1964-1999. a). Distribución temporal de sismos en función de la magnitud (mb). b). Histograma de sismos con identificación de replicas de grandes terremotos.

parte de esta red y actualmente con el avance de la informática los resultados hipocentrales obtenidos del NEIC para sismos con magnitud m_b mayores a 5.0 están disponibles en corto tiempo y puestos a disposición por Internet. En la Figura 5.3a, se presenta la base de datos con que cuenta el NEIC para el Perú, periodo 1964-1999. A pesar que el umbral mínimo de magnitud m_b varía entre 3.5 y 4.5, es posible asumir como umbral mínimo promedio el valor de 4.2. Al igual que en el catálogo de Perú, la frecuencia sísmica de los datos del NEIC permite identificar claramente las fechas de ocurrencia de los terremotos de 1964, 1970, 1974 y 1996, tal como se observa en la Figura 5.3b.

5.1.2.2 Catálogo de Engdahl

Tal como se dijo anteriormente, las agencias internacionales como el ISC y NEIC, reportan en forma casi inmediata los parámetros hipocentrales del evento sísmico; sin embargo, debido a la cobertura de la red sísmica mundial, en general la profundidad del sismo no suele ser estimado correctamente y casi siempre se asume el valor de 33 km como el correspondiente a un foco de profundidad normal (superficial). A fin de lograr mejor precisión en la profundidad del foco (h), Engdahl et al. (1998), utiliza la información de estas instituciones para el periodo entre 1964-1995 y analiza los tiempos de llegada de las fases P y S, PkiKP (Onda P reflejada en la superficie del núcleo interno), PKPdf (Onda P difractada en el núcleo externo), pP, pwP y sP (Fases reflejada en la superficie de la Tierra y océano), a fin de cuantificar la profundidad de los hipocentros de los sismos. Los resultados, permitió contar con una base de datos a nivel mundial de 100 000 eventos sísmicos ocurridos entre 1964 –1995 y que en adelante se llamara catálogo de Engdahl. Esta nueva base de datos resulta ser mas precisa y ha permitido a muchos autores definir con exactitud los patrones de sismicidad existente en las diferentes zonas sísmicas del mundo.

Para el Perú, la distribución temporal de la base de datos de Engdahl para el periodo 1964-1995 se presenta en la Figura 5.4a. En esta figura se observa que el umbral mínimo de magnitud m_b es del orden de 4.5 con algunos periodos en donde la magnitud es del orden de 4.0. En general, se puede considerar como umbral mínimo de magnitud en esta base de datos el valor de 4.5. En la Figura 5.4b se presenta la frecuencia sísmica del catálogo y en el cual se identifica la presencia de los terremotos de 1966, 1970 y 1974 al igual que los catálogos del IGP y NEIC; sin embargo, en -

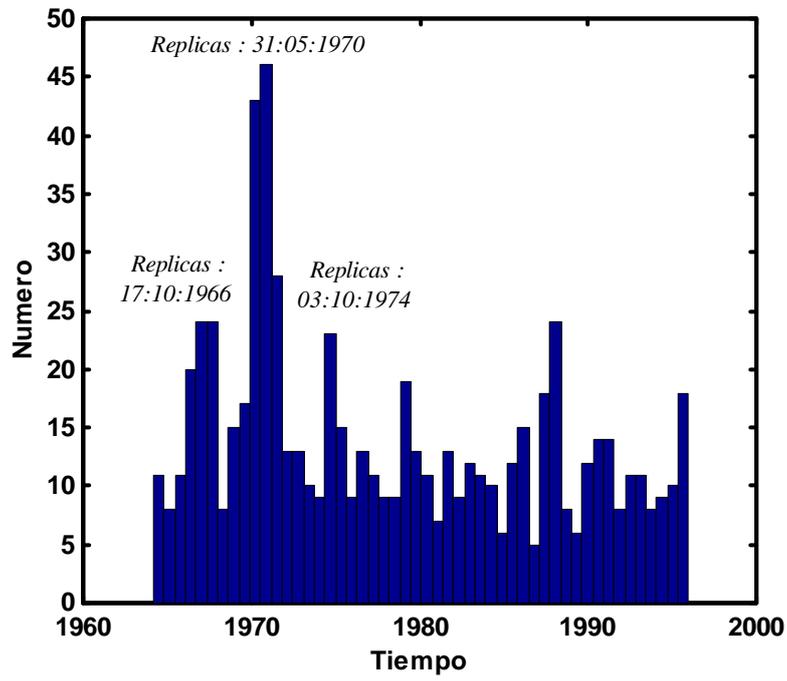
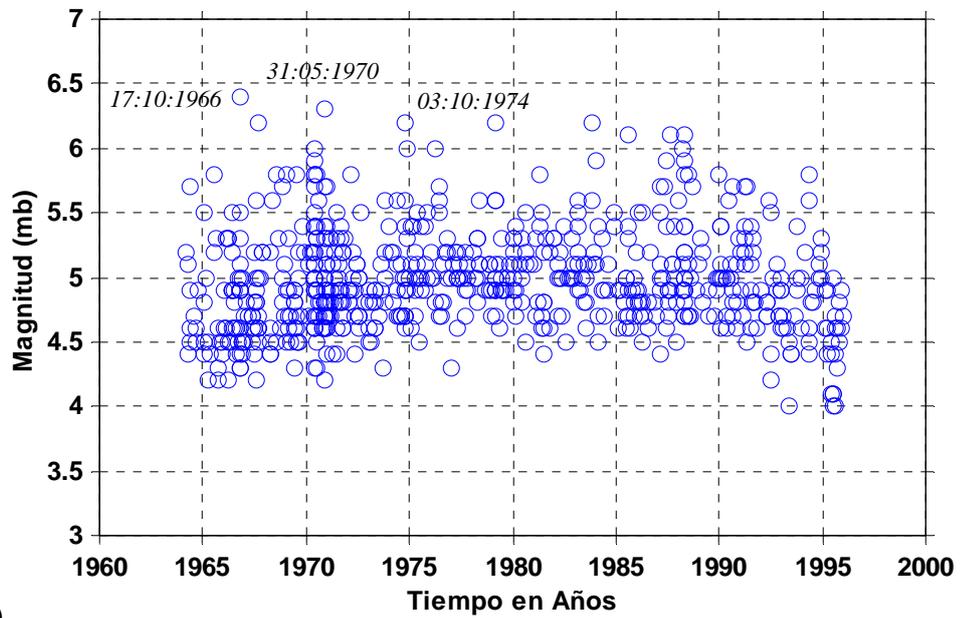


Figura 5.4. Catalogo de Engdahl et al. (1998) para el periodo 1964-1995. a). Distribución temporal de sismos en función de la magnitud (mb). b). Histograma de sismos con la identificación de replicas.

comparación a estos dos catálogos, se puede observar que el catalogo de Engdahl presenta un menor numero de sismos.

Otra manera de estimar la completeza de un catalogo, es mediante la derivada numérica obtenida a partir del numero acumulativo de sismos con la magnitud (m_b), tal como se aprecia en la Figura 5.5a. En esta figura, el valor mas alto de la derivada, representada por la tangente, es usado como una primera aproximación para definir el nivel de completeza de un catalogo y partir del cual es posible realizar el ajuste de la frecuencia sísmica.

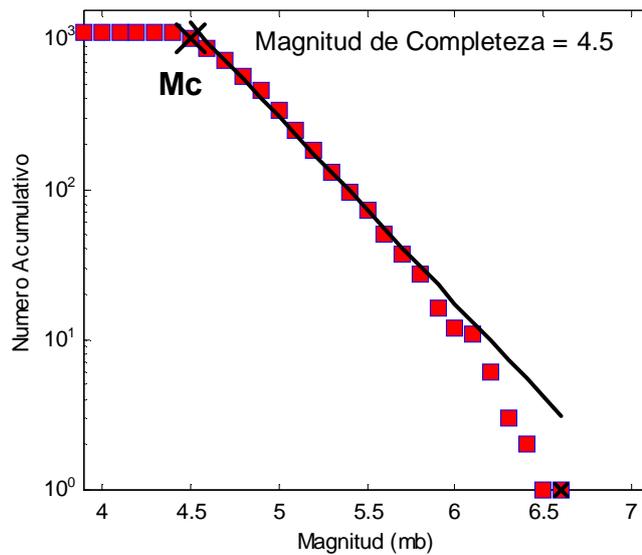
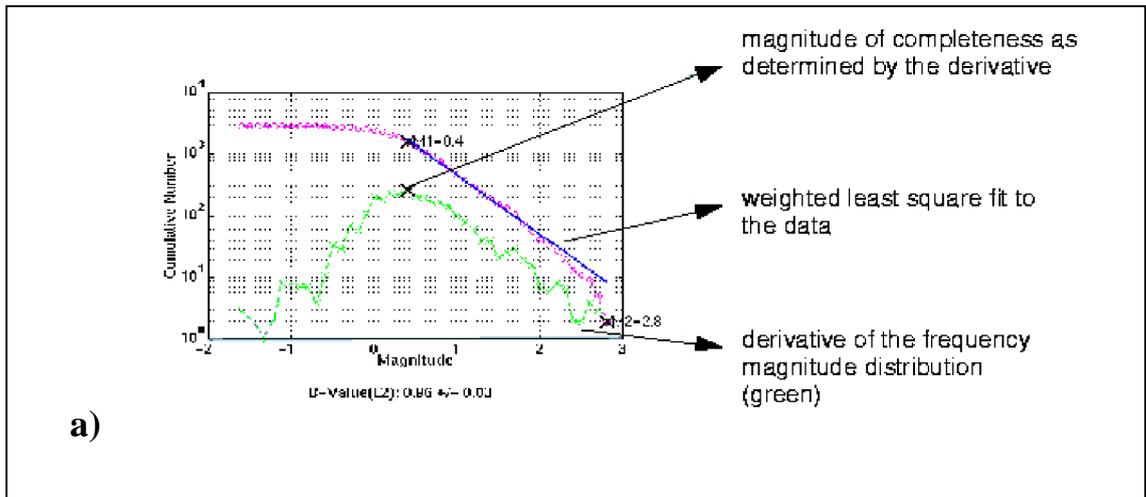
En las Figuras 5.5b, 5.5c, 5.5d, se muestra la frecuencia sísmica para los catálogos del IGP, NEIC y Engdahl para el periodo 1964 y 1995. Obsérvese que los umbrales mínimos de magnitud m_b fluctúan entre 4.5 y 4.9, lo cual indica que estos catálogos presentan de manera aproximada similares valores, pudiéndose establecer estos rangos de magnitud como la de completeza de dichos catálogos. En general, se observa que el catálogo del IGP es homogéneo a partir de una magnitud de $m_b=4.5$, para el NEIC se calcula un umbral de magnitud mínima de $m_b=4.7$ y finalmente para el catálogo de Engdahl una magnitud de $m_b=4.9$. De los resultados obtenidos, se puede ver que un catalogo local como el del IGP, presenta mejor completeza en comparación con los catálogos internacionales.

5.1.3 Base Preliminar de Datos Sísmicos

Después de realizar la evaluación de los catálogos del IGP, NEIC y Engdahl respectivamente, se ha procedido a construir la base de datos a ser utilizada en el presente estudio. La información ha considerarse es parte de estos catálogos según los siguientes periodos (Figura 5.6a).

- Catalogo de IGP, periodo 1964 - 1982
- Catalogo de Engdahl, periodo de 1983 - 1995
- Catalogo de IGP-NEIC, periodo 1996 - 1999

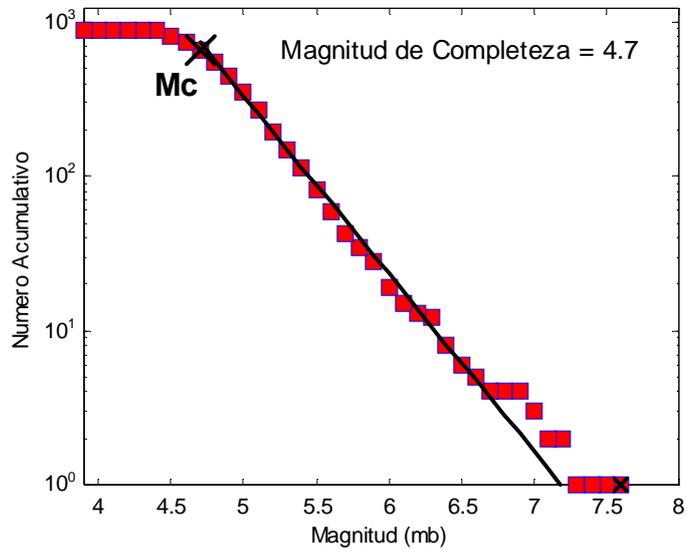
Tal como se observa en la Figura 5.6a, la base de datos a utilizarse en este estudio es uniforme a partir de una magnitud m_b de 4.5. A fin de buscar homogenizar con mayor precisión esta base de datos, se procede a eliminar las replicas de los-



Solución con Maxima Verosimilitud

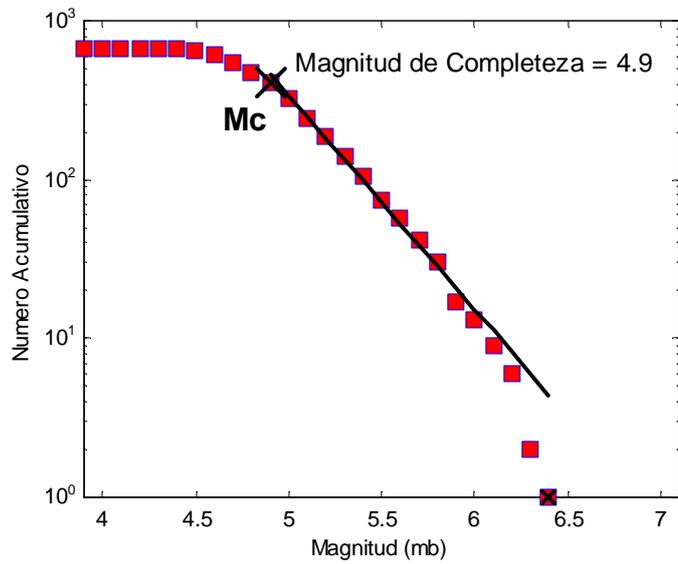
b)

Figura 5.5. a). Ejemplo de la estimación de la completitud de un catalogo sísmico mediante la derivada de la distribución frecuencia y magnitud de los sismos (color verde). Niveles de completitud de los catálogos del IGP (b), NEIC (c) y Engdahl et al. (1998) (d) para el periodo de 1964-1995.



c)

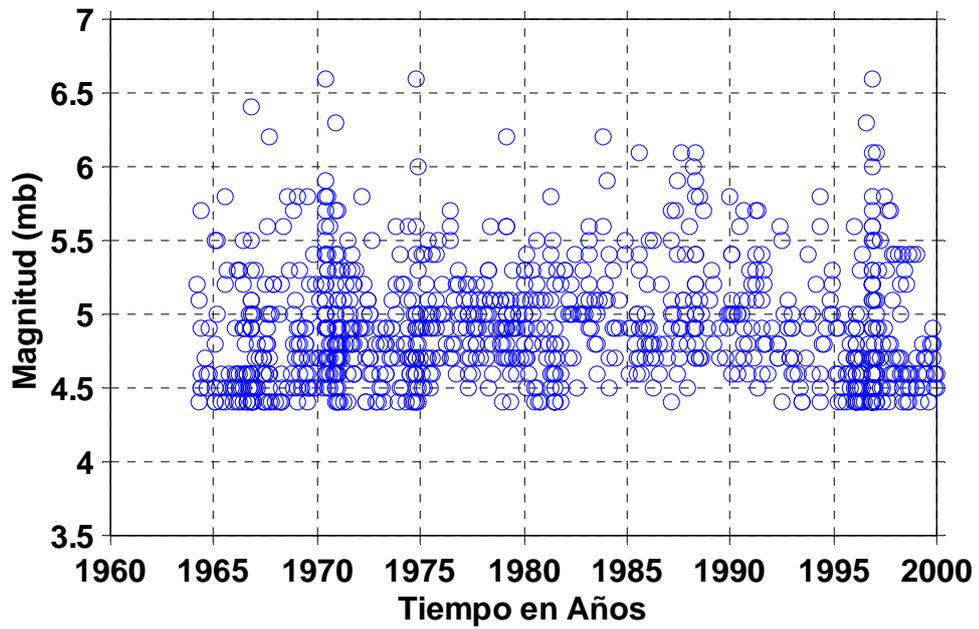
Solución con Maxima Verosimilitud



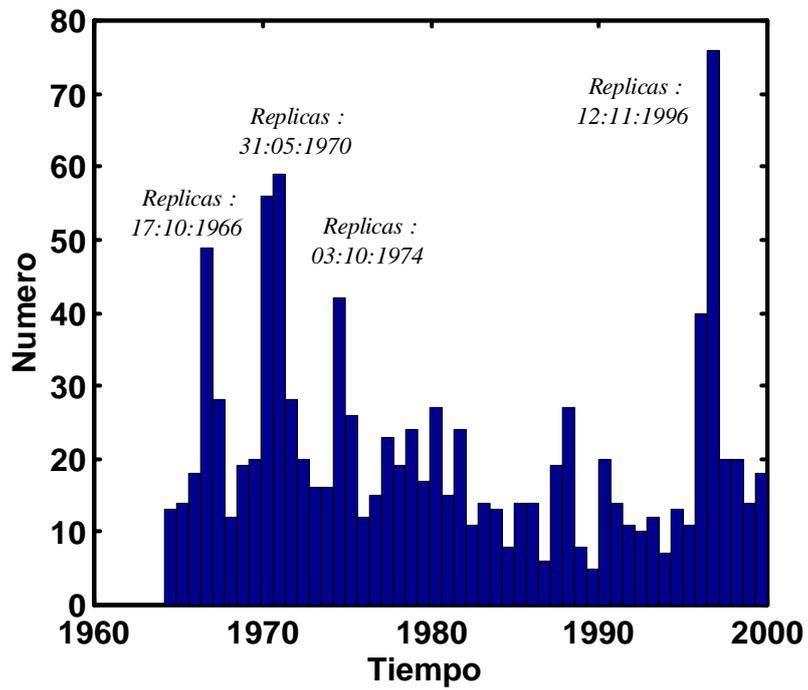
d)

Solución con Maxima Verosimilitud

Figura 5.5. Continuación.



a)



b)

Figura 5.6. a). Base preliminar de datos obtenido a partir de los catalogos del IGP (1960-1982), Engdahl (1983-1995) y IGP/NEIC (1996-1999). b). Histograma de sismos con replicas de grandes terremotos.

terremotos de magnitud elevada que ocurrieron durante este periodo (1966, 1970, 1974 y 1996; Figura 5.6b) con la ayuda del algoritmo propuesto por Reasenbergs (1985). Este algoritmo separa las replicas de grandes terremotos de la sismicidad real de una determinada región, mediante la identificación de grupos o concentraciones de sismos que tienen como referencia un sismo de magnitud elevada y tomando en cuenta un determinado periodo de tiempo que puede ser desde 1 día hasta meses e incluso años. Asimismo, el algoritmo considera los rangos de magnitud y profundidad de los sismos.

A fin de continuar homogenizando la base de datos a utilizarse en este estudio, es necesario considerar la escala de magnitud en la cual están reportados los sismos. Los catálogos sísmicos evaluados definen el tamaño de los sismos a partir de las magnitudes m_b , M_s , M_d , las dos primeras obtenidas a partir de la amplitud de la señal registrada y el último a partir de su duración de registro sobre el sismograma. En teoría se asume que los terremotos en principio irradiaban una cantidad fija de energía con periodos diferentes; sin embargo, esto no se cumple para terremotos de magnitud elevada que presentaban superficies de ruptura extensas y por lo tanto, una mayor irradiación de energía con periodos más largos. En estas condiciones, las magnitudes de ondas de cuerpo (m_b) estimaran incorrectamente el tamaño del terremoto, siendo la máxima magnitud posible de cuantificar de 6.0-6.6. En cambio, para las ondas superficiales M_s con periodos mayores, la magnitud máxima capaz de estimar es alrededor de 8.5-8.7. Este problema es conocido como saturación de escalas.

El problema de saturación de las escalas de magnitud (m_b y M_s), ha sido ampliamente discutida por muchos autores y entre ellos Geller (1976). Este autor, muestra que en caso de las magnitudes m_b esta será constante en el rango de 6 – 6.6 y aunque la amplitud de la señal y el tamaño de sismo aumente ($E+26$, $E+27$, $E+28$) siempre se obtiene el mismo valor de magnitud, contrariamente para la magnitud M_s la saturación de escala se produce entre 7 - 8 M_s . Esta diferencia en el rango de saturación entre m_b y M_s es debido al tipo de información que se utiliza, así la m_b se realiza con frecuencias máximas de 1.0 segundo; mientras que la M_s con frecuencias de 20 segundos, tal como se muestra en la Figura 5.7

Con el fin de resolver este inconveniente para la base de datos utilizada en este estudio, se procedió unificar los datos sísmicos a la escala de magnitud M_s . Para tal

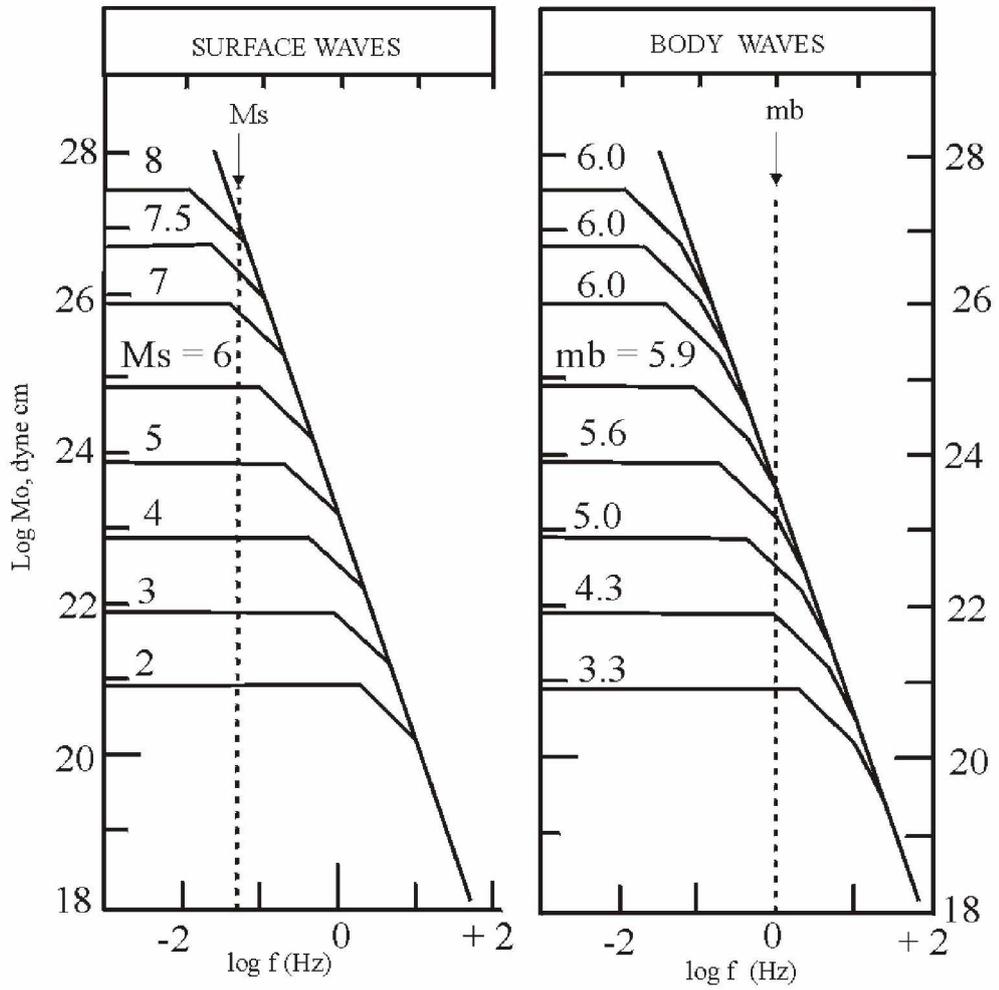


Figura 5.7. Relaciones teóricas entre el espectro de la fuente y la frecuencia para diferentes rangos de magnitud mb y M_s . La línea discontinua indica el nivel de frecuencia para el calculo de mb y M_s (Geller, 1976).

objetivo, se ha seleccionado un total de 250 sismos con magnitud mb y Ms contenidos en los catálogos y analizados en este estudio a fin de estimar una relación lineal entre ambas escalas, tal como se muestra en la Figura 5.8. En esta base de datos se ha obtenido la siguiente relación:

$$M_s = 1.71 m_b - 4.23 \pm 0.5$$

Utilizando esta relación, el total de los datos sísmicos utilizados en este estudio son convertidas a escala de magnitud Ms. Wiemer y Wyss (1997) recomienda que para la aplicación de su metodología y para el cálculo de los periodos de recurrencia de terremotos de magnitud elevada, se debe utilizar la escala de magnitud Ms, ya que este valor define mejor el real tamaño de los terremotos. Así, la base de datos sísmicos a utilizar se expresa en la escala Ms y presenta como magnitud mínima el umbral de $M_s=3.5$ y la máxima de 7.2 Ms.

5.1.4 Base Final de Datos Sísmicos

Para construir la base de datos sísmicos final a utilizarse en este estudio, se ha tomando en cuenta lo siguiente:

1. Que la completeza del catalogo sísmico sea a partir de una magnitud lo más pequeña posible. Los catálogos evaluados (IGP, NEIC y Engdahl) ha permitido considerar como umbral mínimo de magnitud el valor de 3.5 Ms para el periodo 1964-1999.
2. Base de datos que contenga un buen numero de eventos sísmicos. Inicialmente, la cuantificación del numero de sismos ha tenido en cuenta las replicas asociado a los terremotos de magnitud elevada del 17 de octubre de 1966, 31 de mayo de 1970, 3 octubre de 1974 y 12 de noviembre de 1996. Las replicas suelen estar agrupadas alrededor del epicentro definiendo la extensión del total de la zona de ruptura y como consecuencia del acomodamiento de los esfuerzos después del terremoto, de ahí que estas no representen la sismicidad normal de cada zona sísmica. En estudios estadísticos, la presencia de las replicas puede influenciar en los cálculos que se realiza, de ahí que sea necesario extraerlos de la base de datos. En la Figura 5.9 se presenta la frecuencia de los sismos sin considerar las replicas de los terremotos antes mencionados.

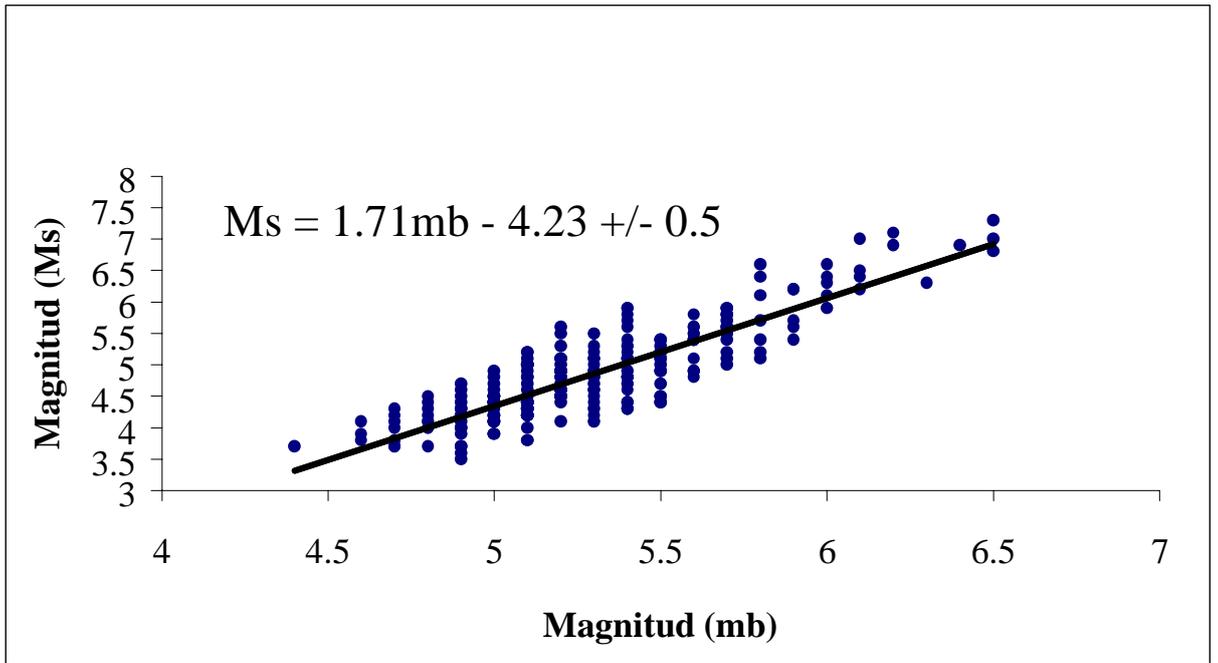


Figura 5.8. Regresión lineal entre la magnitud M_s y m_b utilizada en este estudio.

3. Correcta definición del parámetro de profundidad (h). En este estudio, se analiza sismos ocurridos en un intervalo de profundidad entre 0 - 60 km debido a que en este rango es en donde se produciría la mayor fricción de placas y mayor liberación de energía a lo largo de todo el proceso de subducción (Comunicación personal, Tavera 2001). Los terremotos de gran magnitud se localizan frente al borde Oeste del Perú y tienen su origen en el proceso de fricción de placas, el mismo que aproximadamente alcanza una profundidad de 60km. Por lo tanto, se asume que todos los sismos que ocurren frente a la línea de costa estarían asociados a este proceso.
4. Los sismos han sido homogeneizados a una magnitud M_s , siendo el umbral mínimo de magnitud de 3.5 M_s (Figura 5.10).

En conclusión, la base de datos utilizada en este estudio considera un total 1200 sismos con umbral mínimo de magnitud 3.5 M_s definida en este caso en función del numero acumulativo y la magnitud M_s , tal como se aprecia en la Figura 5.11. Asimismo, obsérvese que el cálculo del valor de “ b ” en forma general para el método de máxima verosimilitud es de $b = 0.657$ y mínimos cuadrados de $b = 0.726$, siendo ambos muy similares; sin embargo, en los mínimos cuadrados el error es un poco mayor. Ambos métodos de cálculo serán explicados con mas detalle en el siguiente capítulo.

Finalmente, esta base compila sismos ocurridos durante el periodo de 1964-1999 y presenta una curva acumulativa de forma lineal (Figura 5.12), lo cual define la homogeneidad de la base de datos ha utilizarse es este estudio. Si la curva no es lineal, implicaría la heterogeneidad de la base de datos y por ende, mala para realizar estudios estadísticos.

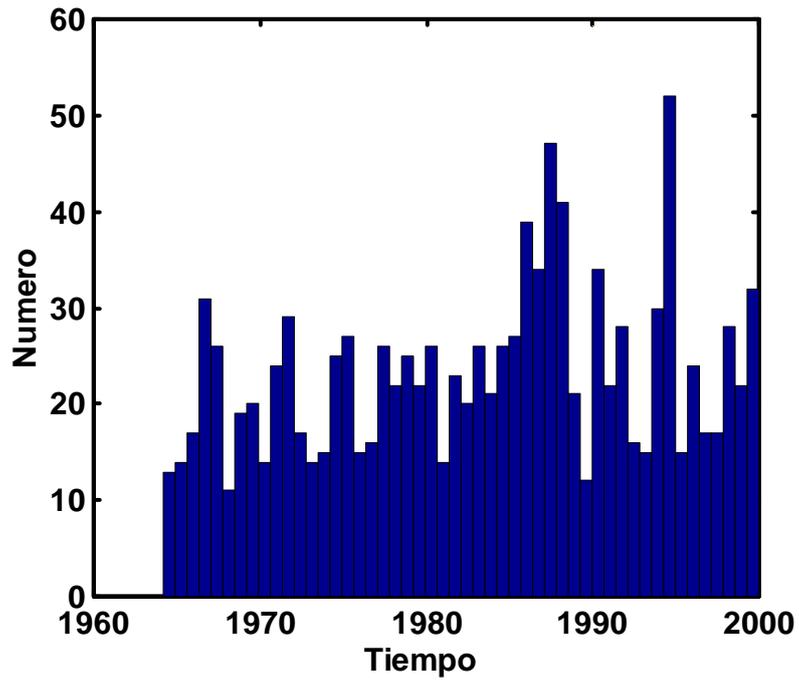


Figura 5.9. Histograma de sismos sin la presencia de replicas de los terremotos de 1966, 1970, 1974 y 1996 para el periodo 1964-1999

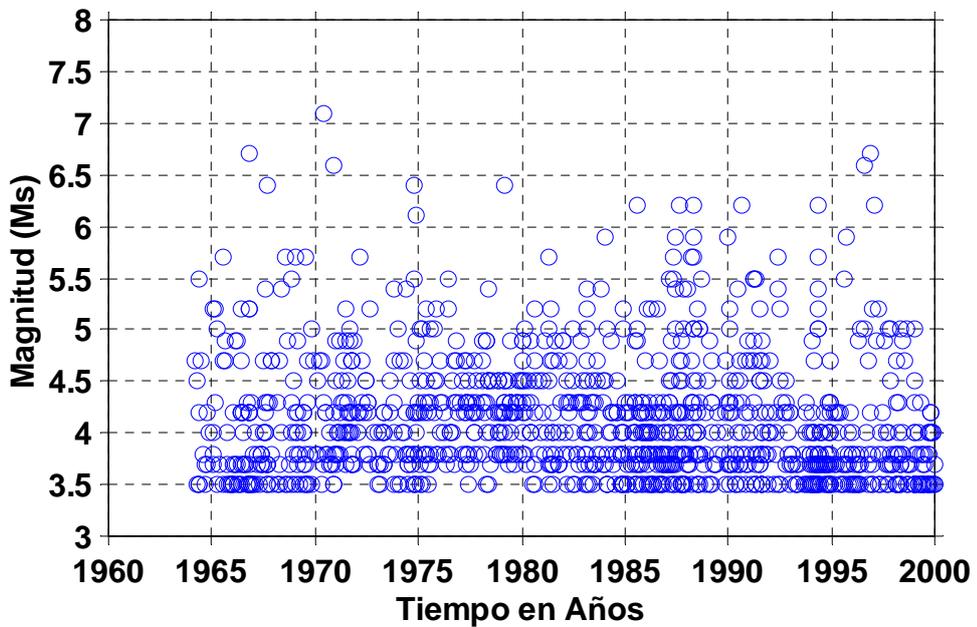


Figura 5.10. Base final de datos en la escala de magnitud Ms, periodo 1964-1999

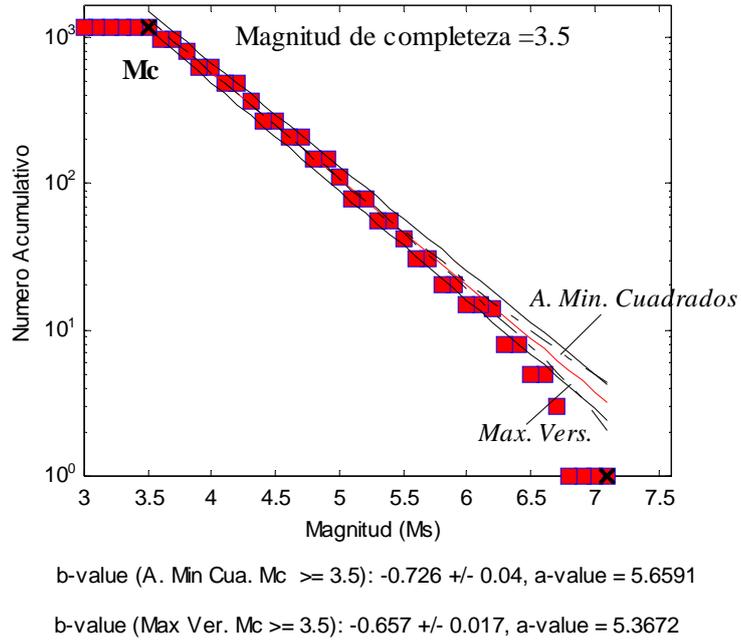


Figura 5.11. Completaza de la base final de datos en funci3n del n3mero acumulativo de sismos y la magnitud Ms

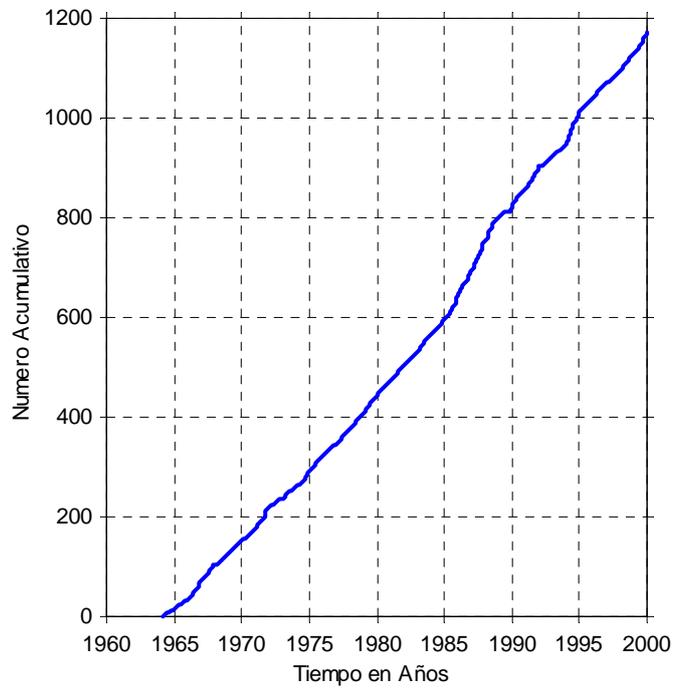


Figura 5.12. Curva acumulativa de sismos en funci3n de tiempo para la base final de datos, periodo 1964-1999

CAPITULO 6

RELACION FRECUENCIA - MAGNITUD

En general, cuando se realizan estudios sobre peligrosidad sísmica en una determinada región se utilizan dos métodos, el Determinista y el Probabilístico. El primero, asume la hipótesis de la estacionariedad y considera que los terremotos en el futuro se producirán de forma análoga a como lo hicieron en el pasado. Mientras que, el Probabilístico se basa en las relaciones de recurrencia de los fenómenos sísmicos en una zona a partir de la información existente sobre las mismas y utilizando funciones de probabilidad de ocurrencia de los parámetros buscados. Estas funciones asocian a cada valor, una probabilidad anual de excedencia o bien un periodo de retorno que es definido como un valor inverso de esa probabilidad. La relación de frecuencia – magnitud ($\log N = a - bM$) propuesta por Gutenberg y Richter en 1954, forma parte del método Probabilístico y permite, a partir de los valores de ***a*** y ***b*** determinar las áreas probables y el periodo de frecuencia para los sismos grandes en determinadas zonas sísmicas. Así, el valor de “***b***” define la pendiente de la recta de frecuencia – magnitud y es utilizado como predictor de terremotos de magnitud elevada ($M > 7.0$) y para otros estudios sismotectónicos comparativos (Bullen y Bolt, 1987). Este valor es obtenido por medio de ajuste de mínimos cuadrados o a partir del método de máxima verosimilitud.

6.1 Relación de Gutenberg y Richter

Es lógico asumir que para una determinada región sísmica y durante un periodo específico de tiempo, la frecuencia de los sismos pequeños siempre es mayor que la de los grandes. Por ello, la frecuencia de los terremotos frente a su tamaño (N), tiende a tener una forma lineal fija y experimentalmente se ha comprobado que la magnitud “ M ” es una variable aleatoria cuya función cumulativa de distribución puede ser representada por:

$$F(M) = 1 - e^{-\beta M} \quad ; M > 0$$

Basándose en estos hechos, Gutenberg y Richter (1944, 1954) postularon en base a la estadística de leyes de recurrencia, que la relación entre $\text{Log } N$ y M debe ser lineal, siendo M la magnitud y N el número de sismos con magnitud mayor que M , tal como se muestra en la Figura 6.1.

$$\text{Log } N = a - bM$$

a y b son constantes cuyo significado se explicará más adelante.

La ley de Gutenberg y Richter, es adoptada generalmente para definir la recurrencia de sismos en una determinada región y para su correcta estimación, se necesita disponer de información para un intervalo de tiempo bastante grande. En periodos cortos de observación, es poco probable que se registre terremotos de magnitudes grandes $M > 7.0$ debido a que estos son menos frecuentes; sin embargo, para sismos grandes es posible realizar una estimación aproximada del periodo de retorno haciendo uso de una extrapolación lineal a partir de los sismos de magnitudes pequeñas. En general, las leyes de recurrencia son utilizadas como una forma de definir el patrón esperado de sismicidad en un determinado intervalo de tiempo.

6.2 Las constantes a y b

La constante a , representa el logaritmo del número de terremotos de magnitud mayor que cero y varía de acuerdo al periodo considerado en el estudio, al tamaño del

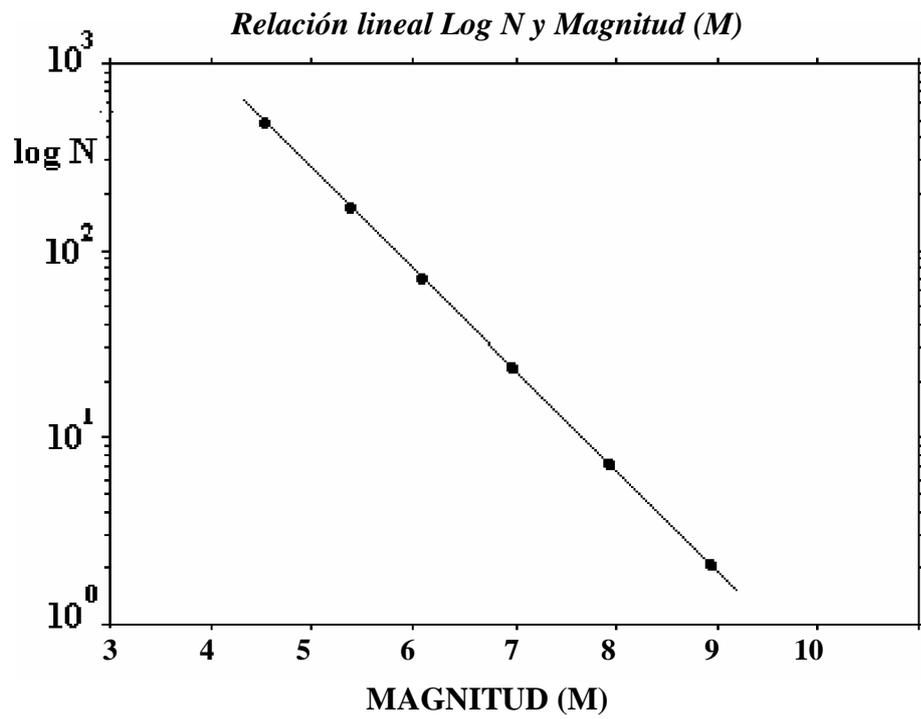


Figura 6.1. Relación lineal en función del logaritmo de N y la magnitud M de un sismo.

área y en general, se constituye como indicador del nivel de sismicidad de la región sísmica en estudio. De acuerdo a Bath (1981), el parámetro a puede ser calculado a partir de la siguiente relación:

$$a = \log \sum N - \log(\sum 10^{-bM})$$

La constante de b , se obtiene a partir del cálculo de la pendiente de la recta resultante del ajuste lineal entre el logaritmo de N y la magnitud de los sismos (M). De acuerdo a Bullen y Bolt (1987), este parámetro puede ser utilizado como predictor de terremotos grandes ya que para una determinada región sísmica, el valor de b varía con el tiempo así como su distribución espacial dentro de la región.

El valor de b se relaciona con las características físicas de cada región sísmica de forma tal, que valores altos implica el predominio de terremotos de magnitud pequeña y por tanto, la región presenta poca resistencia a deformarse (Figura 6.2a). Valores bajos de b sugieren predominio de terremotos de magnitud grande, indicando mayor resistencia del material a deformarse (Figura 6.2b), esto sugiere que el valor de b es un parámetro de mayor estabilidad con posibles implicaciones geotectónicas. En general, el valor de b oscila entre 0.4 y 1.8, siendo en promedio cercano a 1 a nivel global (Frohlich y Davis, 1993; Kagan y Jackson, 1991). Valores de b menores a 1 son normalmente característicos de rifts continentales, así como de regiones con sismos profundos y valores mayores son típicos de dorsales meso-oceánicas (Fowler, 1994).

Por otro lado, Mogi (1963) mediante experimentos de laboratorio, evidencia que el parámetro de b disminuye a medida que aumenta la homogeneidad del material. Este autor concluye diciendo que valores menores de b corresponden a sismos con foco intermedio (0.3-0.6) y a regiones caracterizadas por altas magnitudes. Valores intermedios de b (0.7-0.8) coinciden con zonas de actividad media e hipocentros ubicados en la corteza. Los valores altos de $b = 0.9-1.0$ están relacionados con regiones donde prevalecen los sismos predominantemente superficiales ($h = 1-4$ km). Asimismo, Miyamura (1962), explica la variabilidad regional de b a nivel mundial de acuerdo a la fase de desarrollo tectónico de cada región. Suyehiro et al (1964, 1966 y 1969) asocia la variación del valor de b con las implicaciones sismotectónicas particulares de cada región.

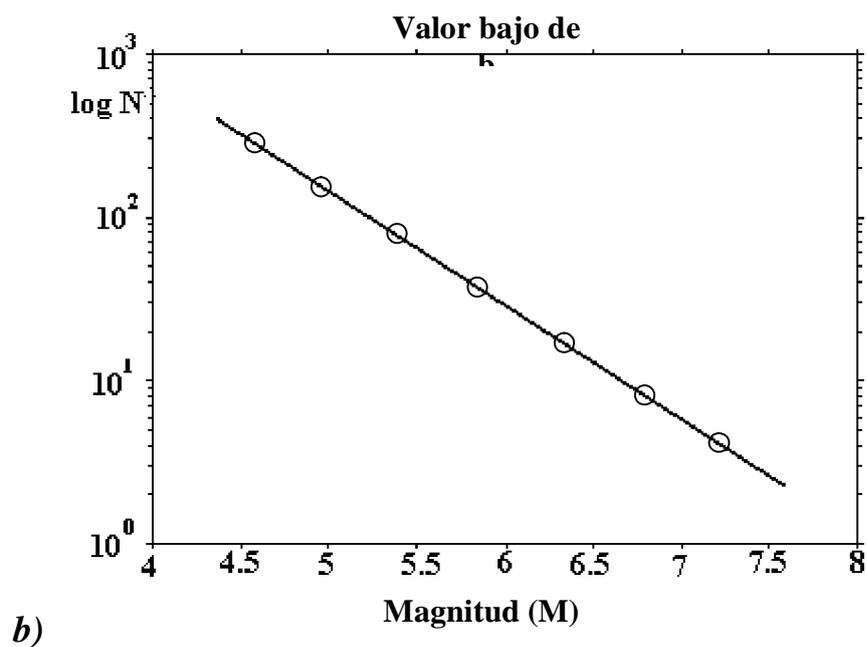
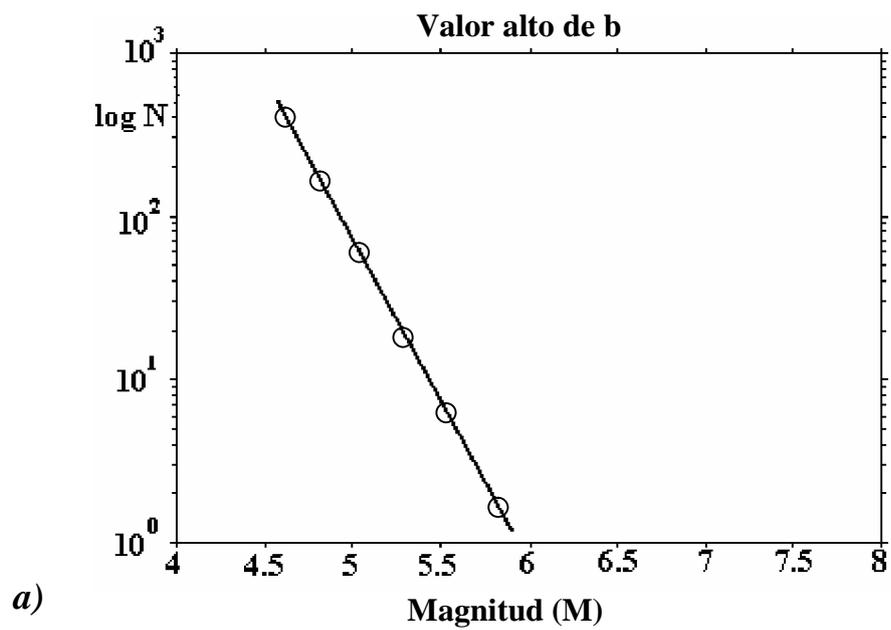


Figura 6.2. Representación de la frecuencia de sismos en función de la magnitud. a). Valor alto de b implica predominio de sismos de magnitud pequeña. b). Valor bajo de b, predominio de sismos de magnitud grande. (Udias y Mezcua, 1986).

Scholz (1968), Wyss (1973) y Hanks (1979) explican que existe una relación en entre los esfuerzos presentes en la fuente y la variación del valor de b , donde generalmente los esfuerzos altos corresponden a valores bajos de b . Rikitake (1981) afirma que variaciones del valor de b fueron evidenciados para la predicción de los terremotos de Haicheng ($M_w = 7.3$, 1975), Tangshang ($M_w = 7.8$, 1976) y de la Península de Izu ($M_w = 7.0$, 1978). Smith (1986) propone que la variación del valor de b con respecto al tiempo, tiene una posible correlación con los cambios en las etapas de esfuerzos antes de producirse un terremoto de gran magnitud.

Por otro lado, Kanamori y Anderson, (1975) y Aki (1981) indican que el número de terremotos de un determinado tamaño es proporcional al área o volumen disponible para un fallamiento y que el valor de b esta relacionado con las dimensiones de este volumen. Asimismo, Zuñiga y Wyss (2000) plantean que las asperezas o gap sísmicos pueden ser caracterizados por anomalías de valores bajos de b .

De lo descrito anteriormente, se concluye que la variación temporal del valor de b en una determinada región sísmica debe tenerse en cuenta en el problema de la predicción de terremotos. Áreas sísmicas con valores de $b < 0.6$ caracterizan a zonas en donde no han ocurrido terremotos grandes en un gran periodo de tiempo y si se consideran zonas de subducción, estas definen la existencia de asperezas implicando una elevada espectancia de sismos de magnitud elevada. Se debe tener en cuenta que la variabilidad del valor de b , en algunos casos puede ser debido a la falta de homogeneidad en los datos sísmicos y no representar las variaciones físicas del material a fracturarse, de ahí la necesidad de contar una base de datos homogénea. Asimismo, las desviaciones con respecto a la recta en la relación frecuencia - magnitud de los sismos, se suele asignar a la falta de completeza en la serie de terremotos; es decir, no todos los terremotos de un cierto rango de magnitud son incluidos. Sin embargo, en la actualidad con el avance de la instrumentación sísmica se puede asumir que los catálogos sísmicos que se utilizan en diferentes estudios en el campo de la sismología, no presentan los problemas antes mencionados. Finalmente, si se cuenta con una base de datos homogénea y completa el valor de b va representar las características sísmicas reales de una determinada región.

6.3 Métodos para calcular b

La determinación del valor de b , definida por la pendiente de la distribución del logaritmo del número de sismos frente a la magnitud ($\log N = a - bM$) puede ser realizado con los siguientes métodos:

- Método de máxima verosimilitud
- Método de mínimos cuadrados

Según Aki (1965) y Utsu (1966), el método de máxima verosimilitud estima el valor de b basado en una magnitud media de sismos.

$$b = 0.4343 / \langle M \rangle - M_{\min} = \log_{10} e / \langle M \rangle - M_{\min}$$

donde: M = Es el valor medio de todas las magnitudes dentro del rango seleccionado.

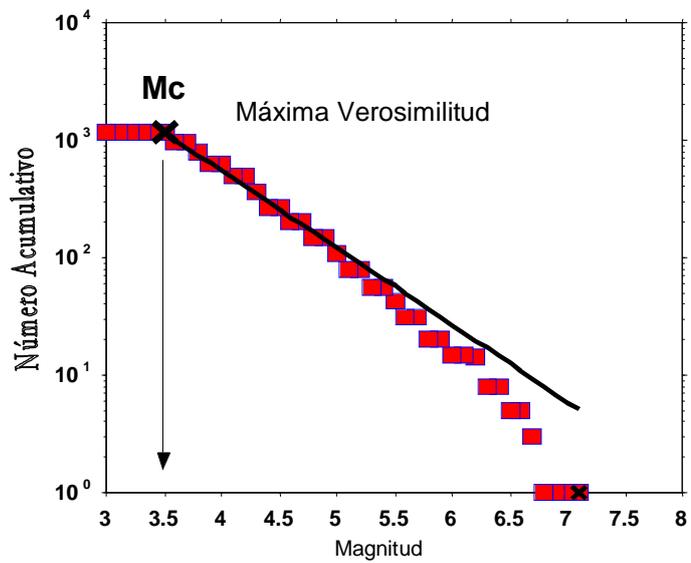
M_{\min} = Magnitud mínima en un determinado muestreo de sismos

Este método, ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la máxima magnitud observada y normalizando el aporte que hacen los sismos de diferentes magnitudes. Esto hace que el valor de b refleje la mejor distribución de los esfuerzos en la región sísmica (Figura 6.3a)

El método de ajuste de mínimos cuadrados emplea la suma de los cuadrados y se representa de la forma:

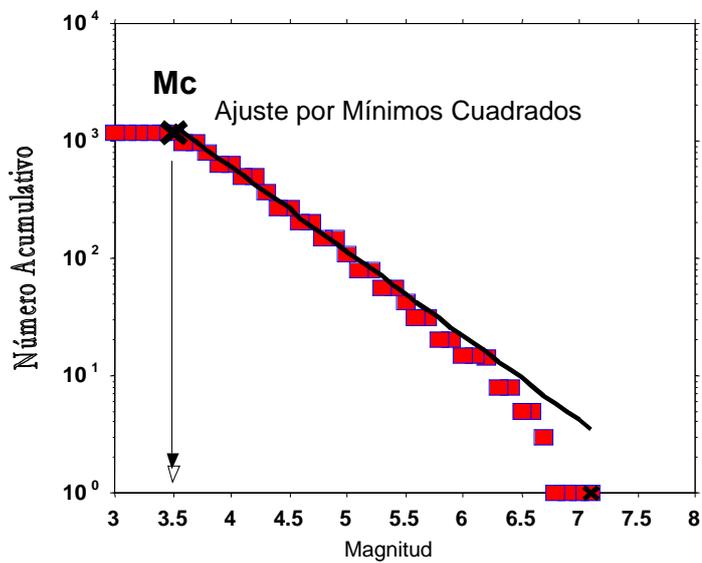
$$\Phi = \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b)^2$$

Para un valor x , la recta de ajuste proporciona un valor diferente de y , el mismo que será positivo para algunos puntos y negativo para otros, puesto que estos se disponen alrededor de la recta. Por este motivo, la suma de estas diferencias para todos los puntos es poco significativa (las diferencias negativas se compensan con las positivas).



a)

b value = 0.657 +/- 0.02, a value = 5.3672
 Magnitud de Compleza (Mc) = 3.5



b)

b value = 0.72 +/- 0.04, a value = 5.6591
 Magnitud de Compleza (Mc) = 3.5

Figura 6.3. Metodos para calcular los valores de a y b a). Máxima verosimilitud y b). Ajuste de minimos cuadrados

Por ello, para medir la discrepancia entre la recta y los puntos, se emplea la suma de los *cuadrados* de las diferencias, con los que se asegura que todos los términos sean positivos y se realice un buen ajuste. En el caso del cálculo de valor de *b*, el método de mínimos cuadrados realiza un ajuste a la pendiente de la distribución frecuencia – magnitud de sismos (Figura 6.3b), el mismo que se extiende a partir del punto de máxima curvatura de esta distribución, medido por la derivada y que en la figura se representa por la tangente (M_c) hasta la máxima magnitud de los datos sísmicos.

En general, los métodos de máxima verosimilitud y mínimos cuadrados proporcionan resultados muy similares, siendo los rangos de error del orden de 10% (Wiemer, 1994), sin embargo, tal como se observa en las Figuras 6.3a y 6.3b, el error estándar es mayor cuando se utiliza el método de mínimos cuadrados (+/- 0.04). Por otro lado, Aki (1965) al comparar los resultados obtenidos por estos métodos, concluye que el de máxima verosimilitud presenta mejores límites de confianza en base al promedio de la magnitud. Finalmente, con los valores *a* y *b* obtenidos, ya sea por máxima verosimilitud ó mínimos cuadrados, se puede también calcular los periodos de retorno para sismos de magnitud elevada, lo cual se describe con mas detalle en el capítulo siguiente. En este estudio, se hace uso del método de máxima verosimilitud para el cálculo de los valores de “*b*”.

CAPITULO 7

METODO DE WIEMER Y WYSS

En el capítulo anterior se discutió que los valores de a y b pueden ser obtenidos por el método de mínimos cuadrados y máxima verosimilitud, este ultimo es el utilizado por Wiemer y Wyss (1994) para calcular dichos valores como parte del conjunto de algoritmos de ZMAP desarrollado por estos autores. Un gran número de publicaciones ha sido realizado usando los algoritmos que proporciona ZMAP para el análisis de Asperezas y cambios en el índice de sismicidad de una determinada región sísmica (Wiemer y Wyss, 1994; Wyss y Wiemer, 1996ab; Wyss et al. 1996b) y para la evaluación de catálogos sísmicos (Zuñiga y Wyss, 1995; Zuñiga et al. 2000). Asimismo, este conjunto de algoritmos ha sido utilizado para analizar la distribución frecuencia – magnitud de los sismos en función del tiempo y espacio (Wiemer y McNutt, 1996; Zuñiga y Wyss, 2000), así como en estudios para el análisis de las variaciones temporales de sismos de magnitud elevada y replicas (Allmann, 1996).

En este estudio, mediante la técnica de grillado propuesta por Wiemer et al. (1994) se pretende analizar la distribución espacial del valor de b a lo largo del margen costero de Perú. Esta técnica permite la identificación de áreas con valores bajos de b y cuyas geometrías indican la presencia de posibles asperezas o áreas más probables para que ocurra en el futuro un terremoto de magnitud elevada ($M \geq 7.2$), así como estimar el periodo de recurrencia de terremotos de diversa magnitud. De ahí el interés de haberse

discutido en capítulos anteriores las características de la sismicidad en el borde Oeste de Perú y la ocurrencia de grandes terremotos. El buen conocimiento de las características sísmicas de una determinada zona de estudio, va permitir escoger parámetros adecuados para la aplicación de la metodología de Wiemer y Wyss y por consiguiente, obtener mejores resultados. A continuación, se realiza una descripción de las principales características del método de Wiemer y Wyss (1997).

7.1 Principio del método

La metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1994, 1997) en el caso de zonas de subducción, se basa en el principio de que “*la distribución frecuencia – magnitud de los sismos*” esta asociada con el estado de los esfuerzos aplicados al proceso de contacto o fricción de dos placas, así como a la presión del poro, distribución y dimensión de las fracturas derivados de estos esfuerzos aplicados. Las áreas en donde se han desarrollado esfuerzos mínimos (segmentos de desplazamiento superficial) y máximos (asperezas), presentarían diferente distribución en la relación frecuencia - magnitud de los sismos (Wiemer, 1996). De tal manera, que la distribución espacial del valor de b a lo largo de toda una región sísmica, permitiría identificar áreas con altos esfuerzos (valores bajos de b = asperezas) y bajos esfuerzos (valores altos de b), tal como se observa en la Figura 7.1. Los valores bajos de b , permiten inferir la presencia de futuras áreas de ruptura; mientras que, los valores altos de b pueden ser correlacionados con la presencia de una alta heterogeneidad en el material o aun elevado gradiente térmico.

7.2 Creación de la grilla

En términos generales, el método introducido por Wiemer y Wyss para el cálculo de las constantes a y b de la relación frecuencia – magnitud de los sismos, considera la siguiente secuencia:

- Sobre el área de estudio y con el total de la base de datos se crea un reticulado de celdas o malla (Figura 7.2).

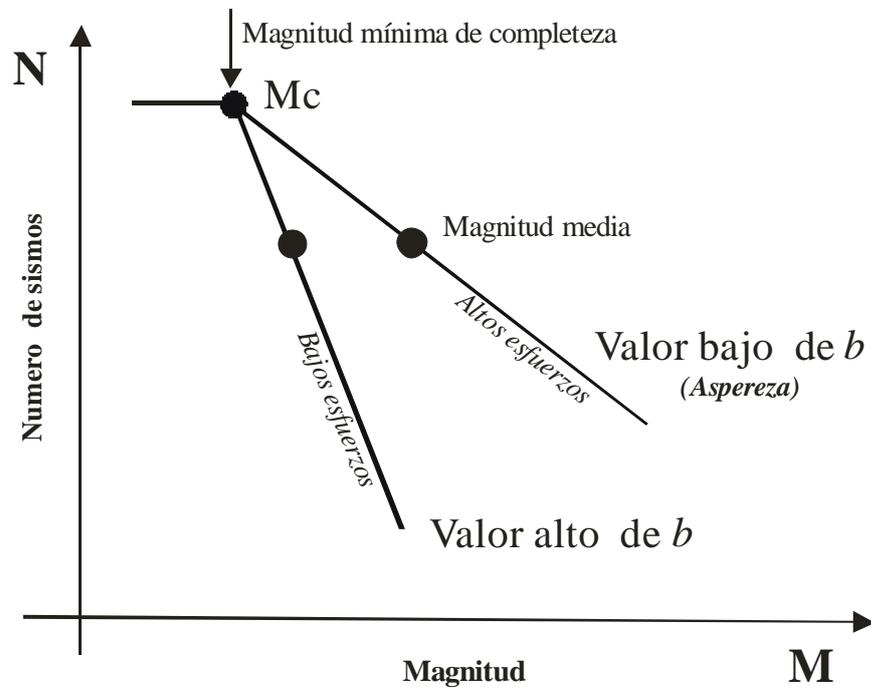


Figura 7.1. Distribución de frecuencia - magnitud de los sismos. Valores bajos de b se asocia a áreas o regiones con altos esfuerzos (asperezas) y valores altos a regiones con bajos esfuerzos. M_c define magnitud mínima de completeza del catalogo sísmico y el círculo de color negro, la magnitud media.

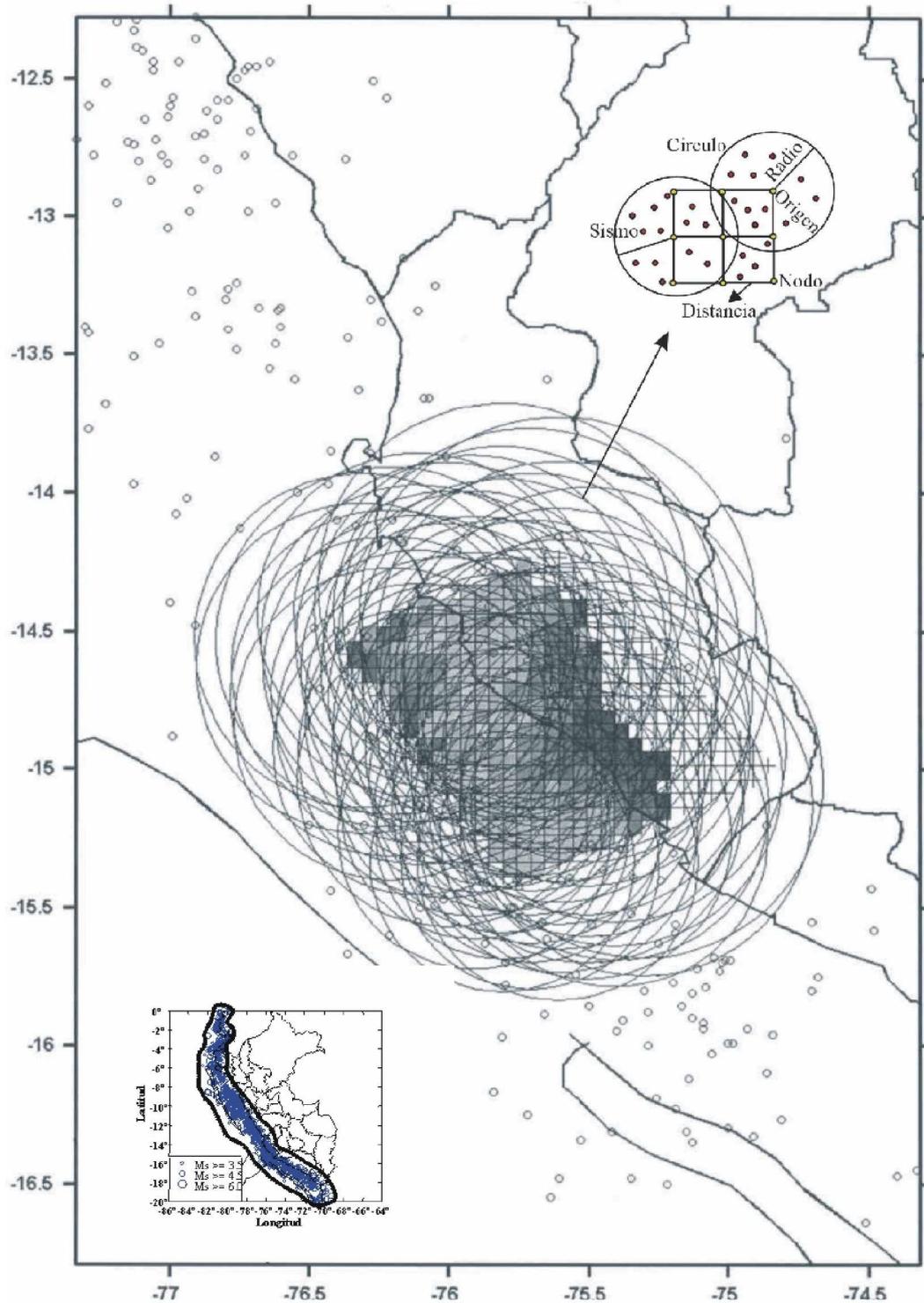


Figura 7.2. Ejemplo de la forma de creación de una grilla con la técnica propuesta por Wiemer y Wyss (1994). El radio de cada círculo tiene como origen el vértice de cada una de las celdas. En el extremo inferior de la Figura se presenta la distribución de sismos y el área sobre la cual se ha construido la grilla.

- La distancia entre los puntos de cada nodo de la celda (espaciado de la malla) puede ser determinado teniendo en cuenta la densidad de sismos con que se dispone para el área de estudio.
- Asimismo, se determina el radio del volumen circular de muestreo, considere como origen el vértice de cada nodo de la celda y es determinado a partir de la longitud de ruptura que generaron los grandes terremotos en el área de estudio.

Conocida la distancia entre cada nodo y el radio de muestreo, se procede a crear un reticulado de celdas o malla tal como se observa en la Figura 7.2. La curva acumulativa del número de sismos es calculada para cada volumen circular y a partir de esta curva, los valores a y b son calculados con los métodos de máxima verosimilitud y ajuste de mínimos cuadrados descritos anteriormente. Después de los cálculos de a y b , cada celda de la malla va tomar un color proporcional al valor obtenido tanto para cada parámetro a y b .

El número de sismos contenidos en cada volumen circular depende del espaciado de la malla, de ahí que ambos valores deban ser correctamente seleccionados. Volúmenes con un radio pequeño significa pocos sismos y por lo tanto, una mala resolución espacial del valor de b y viceversa. La elección del tamaño del volumen y la distancia entre los puntos de la malla, puede ser estimados a partir de las características sísmicas de la región que se estudia y de la información disponible (áreas de ruptura de grandes terremotos, catálogos, distribución espacial de la sismicidad, fuentes sismogénicas, etc) lo cual va permitir obtener una imagen continua y real de la distribución del valor de b .

7.3 Trabajos anteriores

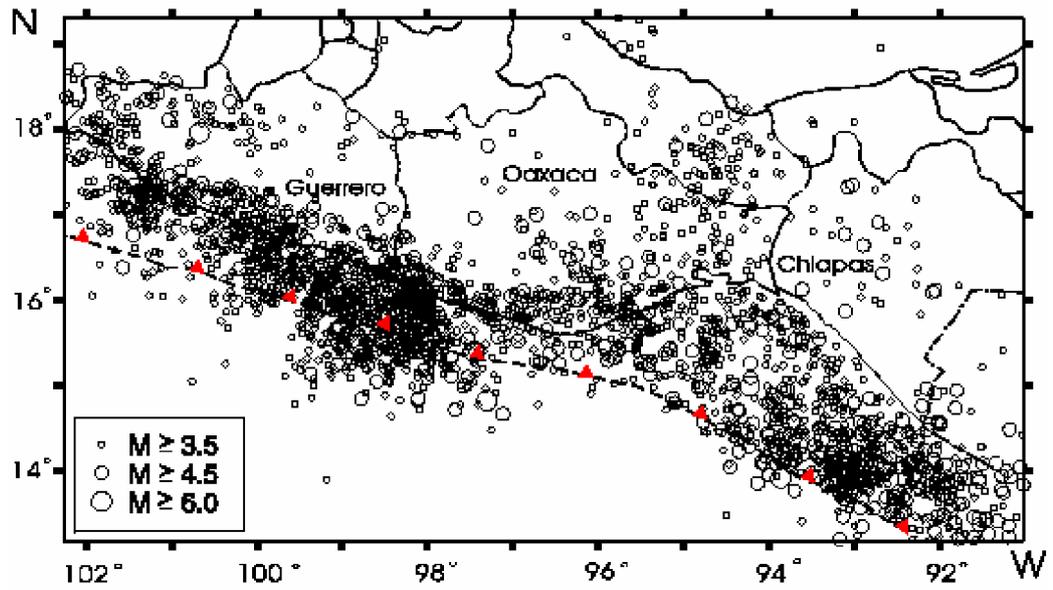
Estudios sobre la distribución frecuencia - magnitud de los sismos con la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997), han sido realizados en diferentes regiones y áreas sísmicas del mundo (zonas de subducción, sistemas de fallas, etc). A continuación se realiza una breve síntesis de las características principales de algunos estudios.

7.3.1 Estudios en zonas de subducción

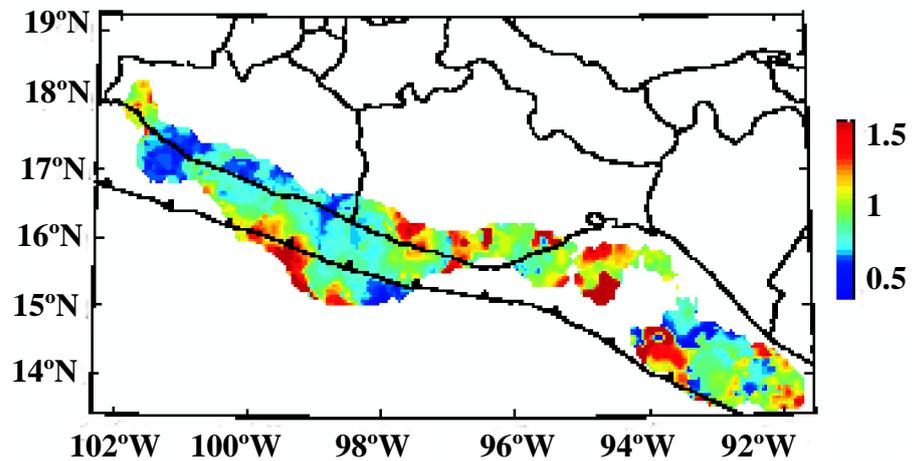
Zuñiga y Wyss (2000), analizaron la distribución de los valores de b a lo largo de la zona de subducción de México para sismos ocurridos hasta una profundidad de $h \leq 60\text{km}$, a fin de identificar las asperezas o áreas más probables para la ocurrencia en el futuro de un terremoto de magnitud $M_s = 7.2$ en base a valores anómalos de b y periodos de retorno mínimos.

Los resultados obtenidos por estos autores a partir de la sismicidad que se muestra en la Figura 7.3a, indican que las regiones ubicadas en la Costa de Guerrero y Sur de Chiapas representa asperezas importantes en las cuales la posibilidad de que ocurra un terremoto de gran magnitud en un futuro, es bastante alta (Figuras 7.3b y 7.3c). Estas asperezas presentan valores de $b < 0.8$ y periodos de recurrencia del orden de 20 años para un terremoto de magnitud $M_s = 7.2$. Por otro lado, la costa Occidental y Central de Oaxaca presentan valores altos de $b > 1.3$ y periodos de recurrencia con 50 y 60 años respectivamente; por lo tanto, la posibilidad de ocurrencia de terremotos de elevada magnitud es menor en comparación de las asperezas anteriores.

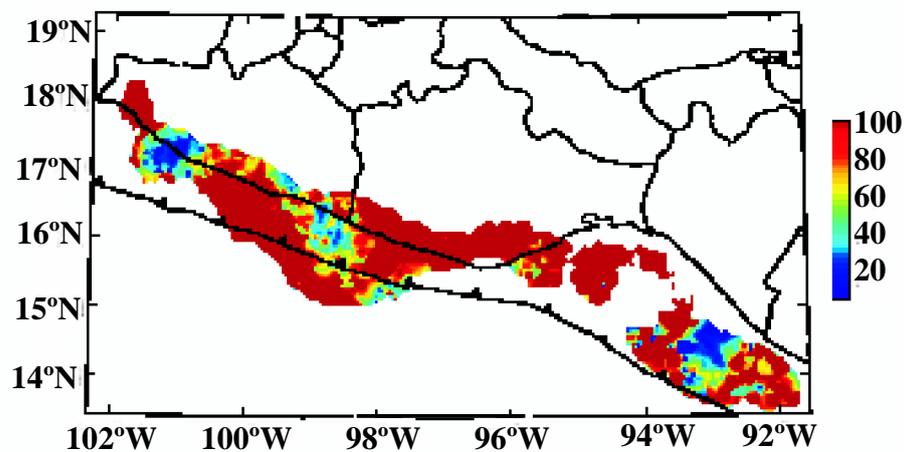
Otro estudio realizado por Wiemer y Benoit (1996) en las zonas de subducción de Alaska y Nueva Zelanda, muestran como resultado un incremento de 30-40% en los valores de b para sismos ocurridos a una profundidad entre 90 y 100 km (Figura 7.4). Este incremento es asociado a la deshidratación de la placa que subduce, la misma que provocaría un aumento de la presión del poro que reduce los esfuerzos efectivos y por consiguiente el incremento del valor de b . En este caso, los valores altos de $b > 1.4$, es correlacionados con el volcanismo que ocurre directamente por encima de estas zonas de subducción y los bajos como áreas probables para la ocurrencia de terremotos. En este estudio se pretendió corroborar si los valores altos de b pueden estar asociados al volcanismo existente en estas zonas sísmicas. En la Figura 7.4, se muestra la distribución en profundidad de los valores de b tanto en Alaska como en Nueva Zelanda según los perfiles de la Figura 7.4a y 7.4b. En los tres perfiles de Alaska se observa con claridad las áreas con valores altos de b (color rojo) que se localizan debajo de los volcanes de esta región, coincidiendo con la área de deshidratación de la placa que subduce. En caso de Nueva Zelanda, los resultados presentan similares características que los observados para Alaska.



a)



b)



c)

Figura 7.3. Zona de subducción de México. a). Mapa de sismicidad para el periodo 1988 –1998 b). Mapa de la distribución de los valores de “b” y c). Mapa de periodo de recurrencia (Pr) para un terremoto con magnitud $M_s=7.2$. Los colores rojo y azul indican valores altos y bajos de “b” y Pr (Zúñiga y Wiemer, 2000).

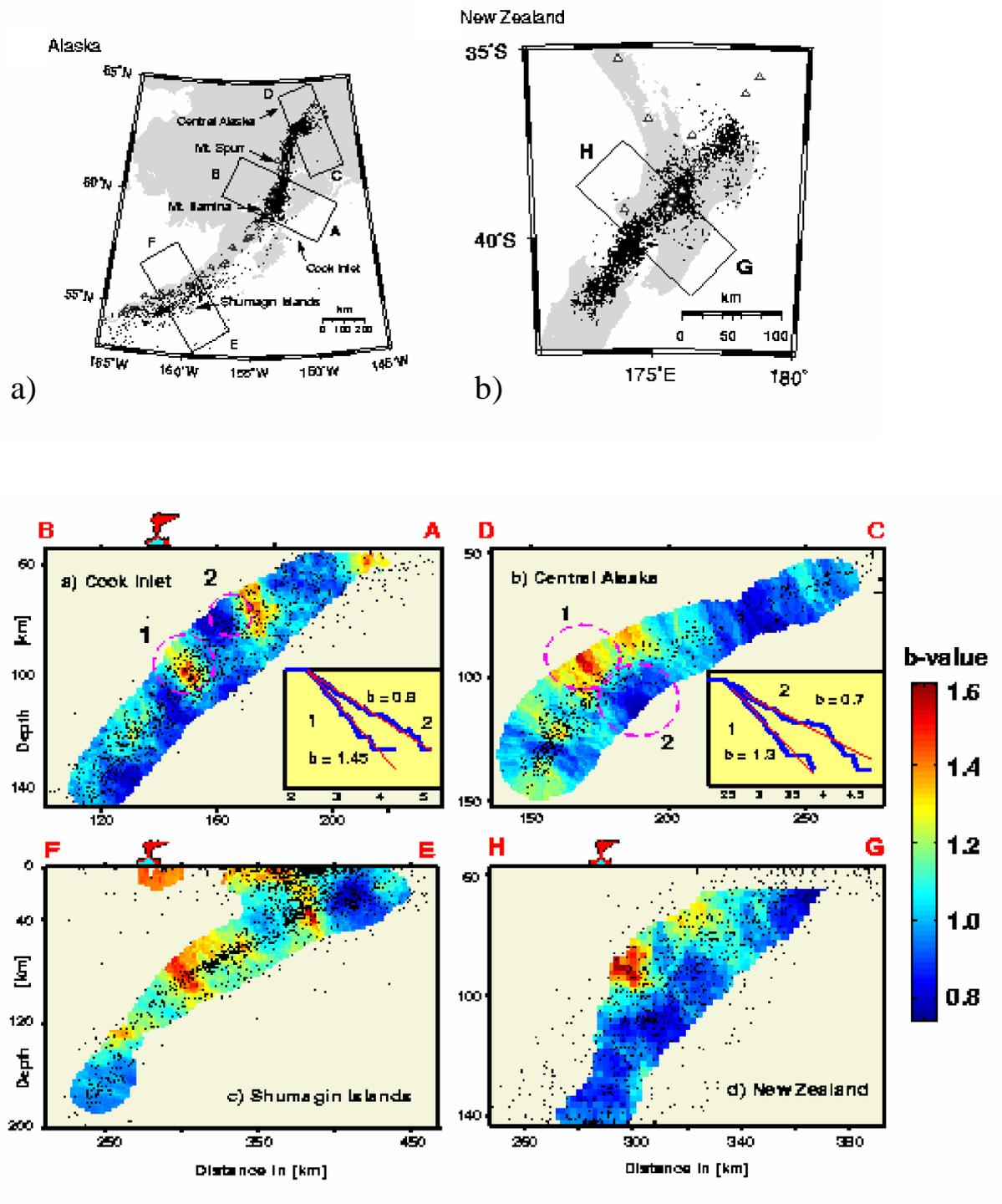


Figura 7.4. Zonas de subducción de Alaska y Nueva Zelanda. a). Sismicidad de Alaska, b). Sismicidad de Nueva Zelanda y c). Distribución en profundidad de los valores de b según los perfiles de la Figuras 7.4a y 7.4b. Color azul indica valor bajo de b y rojo valor alto de b .

7.3.2 Estudios en sistemas de fallas

Wyss et al (2000), realizan la aplicación de esta metodología en la zona de la falla de San Jacinto – Elsinore al sur de California, llegando a definir periodos de retorno para terremotos con magnitud $M > 6$ (magnitud de los grandes terremotos históricos). Los resultados muestran que, de 6 terremotos históricos ocurridos entre 1899 - 1968, 5 se correlacionan con cuatro asperezas identificadas en dicho estudio. La aspereza de Anza, en el segmento de San Jacinto, presenta valores bajos de $b = 0.5$.

Asimismo, Wiemer y Wyss (1997) identifican en la falla de San Andrés la presencia de las asperezas de Parkfield (Middle Mountain) y de Morgan Hill con valores anómalos de $b=0.46$ y $b=0.5$ respectivamente. Los autores establecen periodos de retornos para la aspereza de Parkfield de $23 \pm 18/-12$ años, mientras que, para Morgan Hill de $78 \pm 110/-47$ años, siendo estos valores similares a los periodos medios de retorno de terremotos históricos (22 y 72 años). Finalmente, Gerstenberger et al. (2000), sugiere que el valor de “ b ” en la zona de California varía en función de la profundidad en las fuentes sísmicas. Así, para una rango de profundidad entre 0 a 5 km, el valor de b es de $b > 1.1$ y para 8 a 15 km, b es del orden $b < 0.8$, lo cual sugiere la presencia de una aspereza a este nivel de profundidad.

7.4 Aplicación del método de Wiemer y Wyss en Perú

7.4.1 Generación de la Grilla para la Zona de Subducción de Perú

Tal como se ha descrito anteriormente, para crear la grilla o malla, el radio (r) de muestreo viene a ser un parámetro importante e indispensable en el análisis del valor de b , debido a que este viene a ser proporcional a las dimensiones de la aspereza que se desea identificar. En consecuencia, si r es menor que las dimensiones de la aspereza existente, el método estima correctamente la extensión de la anomalía (valor bajo de b) si esta existe. Si r es más grande que la aspereza existente, los datos sísmicos de la aspereza y sus alrededores se combinarían reduciendo la amplitud de la anomalía de b y esto afectaría su cálculo y la estimación del periodo de recurrencia de la aspereza. Por lo tanto, se debe utilizar un radio óptimo que permite realizar un muestreo con suficientes

sismos a fin de realizar un estudio significativo del valor de b y al mismo tiempo obtener resultados correctos para la zona de estudio.

En el capítulo 3, se analizó y discutió las características de los grandes terremotos que ocurrieron en la zona de subducción de Perú, tanto para el periodo histórico como instrumental. En base a la longitud de las áreas de ruptura que produjeron los más importantes terremotos ocurridos en la zona de subducción de Perú (entre 100 a 500 km de longitud) y la densidad de datos que se dispone para el estudio, se vio por conveniente crear una malla con espacio de 10 km (0.1°) y con un radio constante de 150 km. El valor de 150 km es asumido debido a que representa el valor promedio de la longitud de ruptura de los grandes terremotos ocurridos en Perú y el espaciado de 10 km entre celda y celda permitió considerar una cantidad suficiente de sismos en cada una de ellas, suficiente para tener valores confiables de b . La sismicidad ocurrida en el borde Oeste de Perú y considerada en este estudio, es evaluada considerando volúmenes esféricos de 150 km de radio a fin de calcular su frecuencia sísmica y partir de ella, valores de a y b . Los diferentes valores de b representativos de cada celda son mostrados en un color característico que permite clasificarlos para su análisis y evaluación. Así, las áreas de color azul representan valores anómalos de “ b ” y estos definen la forma y geometría de las asperezas; mientras que, los colores rojos corresponden a valores altos de “ b ” y definen áreas con poco o ninguna posibilidad de generar grandes terremotos.

7.4.2 Periodos de recurrencia

Tal como se ha descrito anteriormente, los valores bajos de b permiten identificar la existencia de posibles asperezas a lo largo de todo el margen costero de Perú. Para estas asperezas, se puede extrapolar el periodo de recurrencia de futuros terremotos con magnitudes elevadas $M_s \geq 7.2$ en base a los valores de a y b obtenidos de la distribución frecuencia – magnitud de los sismos (Figura 7.5). Los periodos de recurrencia pueden ser calculados con la siguiente relación:

$$\Pr(M_{max}) = \Delta T / 10^{(a-bM)}$$

donde, ΔT es el periodo de datos considerado en la base de datos

En la Figura 7.5, se muestra una ilustración esquemática de la distribución frecuencia – magnitud de los sismos en forma acumulativa para tres modelos propuestos por Gutenberg y Richter, (1954), Wesnousky, (1994), Stirling et al. (1996) y Wiemer y Wyss, (1997) y a partir de los cuales se pretende extrapolar los periodos de recurrencia de un terremoto de magnitud elevada. En la figura, la pendiente de color claro, muestra la distribución asumida por Gutenberg y Richter, (1954) para el calculo del periodo de recurrencia donde $b \approx 1$ se intercepta en M_{\max} (magnitud máxima del sismo). La pendiente discontinua representa la distribución asumida por Wesnousky (1994) y Stirling et al. (1996) en base a las replicas de un terremoto ocurrido en zona de subducción o debido a una falla y donde la pendiente de $b \approx 1$ se intercepta en M_a (replica de magnitud mayor de un terremoto). La pendiente de color oscura muestra la distribución frecuencia - magnitud dentro de una aspereza; es decir, dentro de una área con un valor bajo de $b \approx 0.5$ y que se intercepta en $M_{\max} = 1$.

De los tres modelos, el último es la que se utiliza en este estudio para calcular el periodo de recurrencia de un terremoto de magnitud elevada, debido a que toma valores de a y b locales; es decir, son exclusivos de asperezas y por consiguiente su periodo de recurrencia seria una estimación más real del terremoto a producirse en un futuro, tal como lo propone Wiemer y Wyss, (1997).

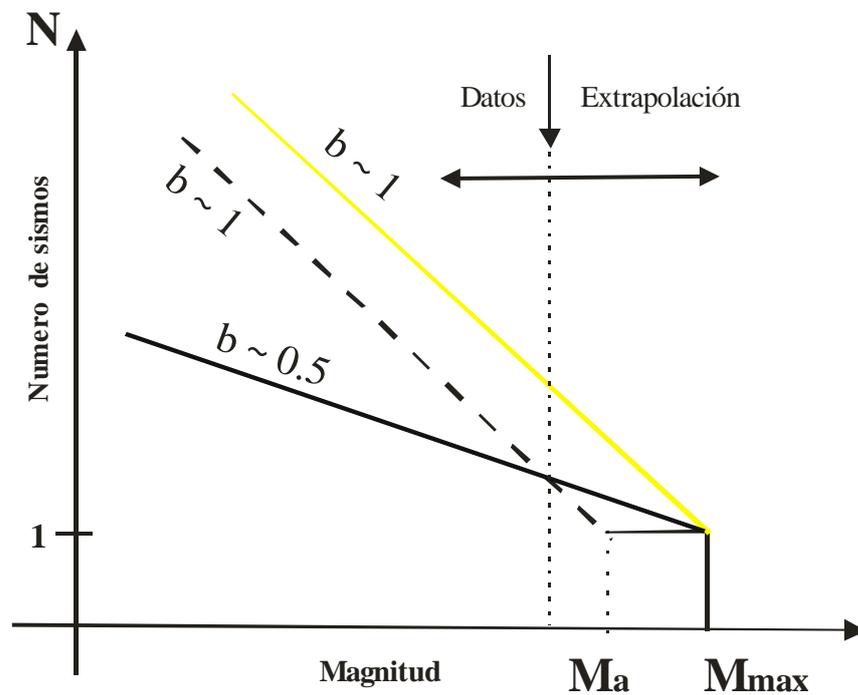


Figura 7.5. Modelo de frecuencia- magnitud de los sismos para la extrapolación de terremotos con magnitud elevada ($M > 7.2$) y calculo del periodo de recurrencia. La pendiente de color claro es la distribución propuesta por Gutenberg - Richter (1954), la discontinua por Wesnousky (1994) y Stirling et al. (1996) y la oscura por Wiemer y Wyss (1997).

CAPITULO 8

DISTRIBUCION DEL VALOR DE “*b*” y PERIODOS DE RECURRENCIA EN PERU

En el capítulo anterior, se ha descrito las características de la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1994, 1997) así como el procedimiento a seguirse para el cálculo de los valores a y b , y los periodos de recurrencia para terremotos de una determinada magnitud que puedan ocurrir, debido al proceso de subducción en Perú. Para tal objetivo, se utilizaron datos sísmicos correspondientes al periodo 1964 – 1999, los mismos que constituye una base de 1200 sismos que se distribuyen principalmente entre la fosa y la línea de costa, tal como se observa en la Figura 8.1. Esta base de datos presenta una completeza para una magnitud M_s de 3.5; sin embargo, esta no es uniforme ya que en algunas áreas fluctúa entre 3.5 a 4.2 M_s , tal como se muestra en la Figura 8.2 y en la cual el valor mínimo de magnitud es representada por el color azul y la máxima por rojo. Rangos de magnitud alta ($M_s = 4.2$) se localizan frente al departamento de La Libertad (9°S) y en la región sur a partir de la latitud 18°S (Moquegua y Tacna). La variación en los valores de M_s puede ser atribuida a que algunas áreas, durante el periodo de estudio probablemente no ocurrieron sismos con magnitudes menores; sin embargo, al ser las diferencias mínimas no influyen en los resultados obtenidos en este estudio.

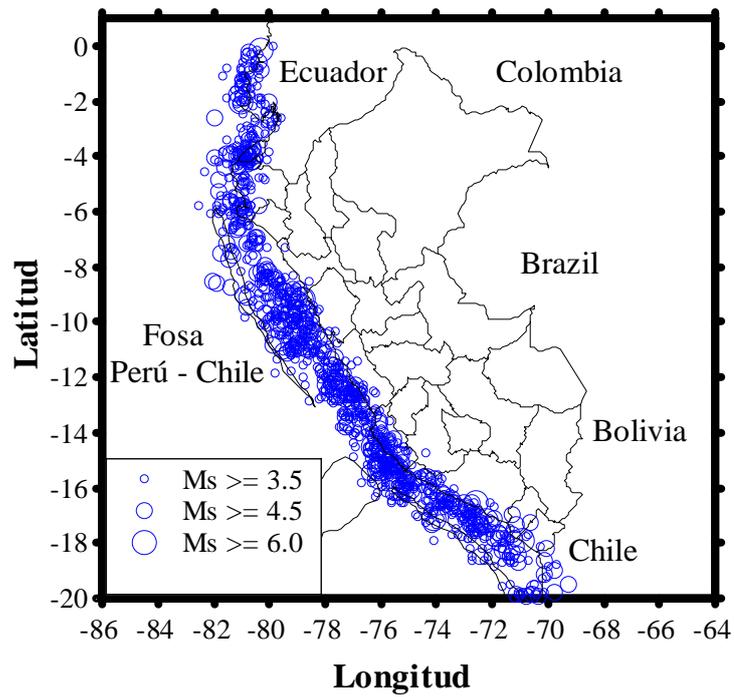


Figura 8.1. Mapa de sismicidad a lo largo de costa de Perú con origen en el proceso de fricción de placas. Los sismos corresponden al periodo 1964-1999 ($M_s \geq 3.5$)

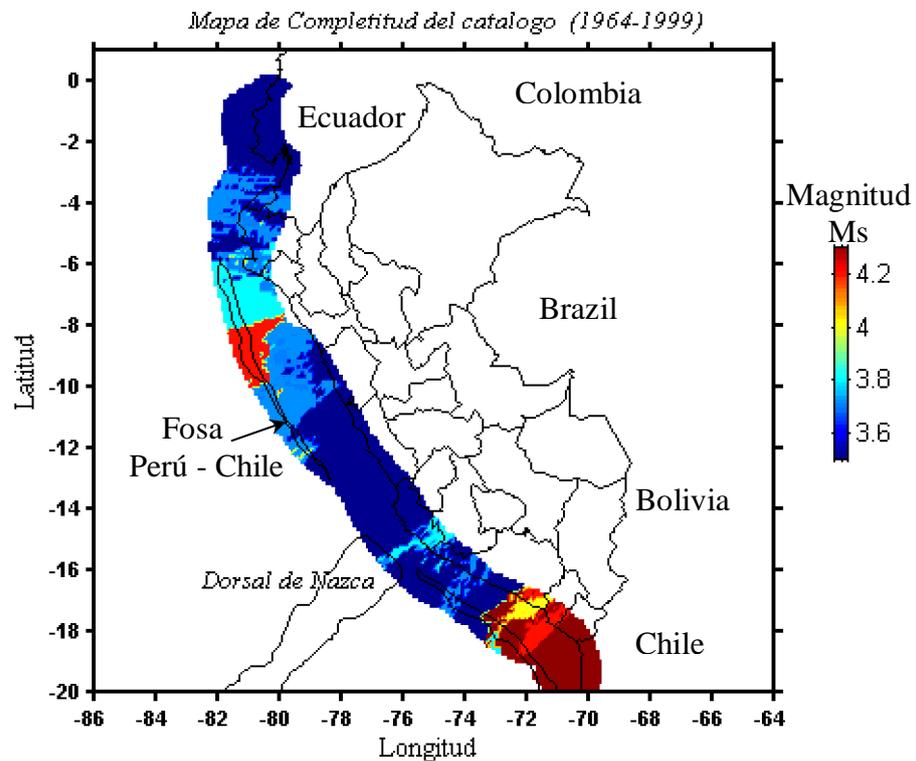


Figura 8.2. Mapa de completitud del catalogo sísmico utilizado en este estudio en función de la magnitud M_s (periodo 1964-1999)

Para el desarrollo del presente estudio, la base de datos ha sido dividida en dos periodos: el primero considera los sismos ocurridos entre los años 1964 y 1995, y el segundo entre los años 1994 – 1999. El primer periodo considera los sismos ocurridos antes del terremoto de Nazca del 12 de Noviembre de 1996 ($M_s = 7.2$) y en este caso, se pretende evaluar si existía o no valores anómalos de “ b ” (Aspereza) cerca o próxima a la área donde ocurrió este terremoto. Con la base de datos correspondiente al segundo periodo, se pretende corroborar la presencia de asperezas con datos del primer periodo y localizar nuevas, en otras zonas a lo largo de la costa de Perú.

Los periodos de retorno son calculados para terremotos de magnitud $M_s \geq 7.2$ debido a que en general, con este rango de magnitud los terremotos ocurridos en el borde Oeste de Perú produjeron muerte y destrucción.

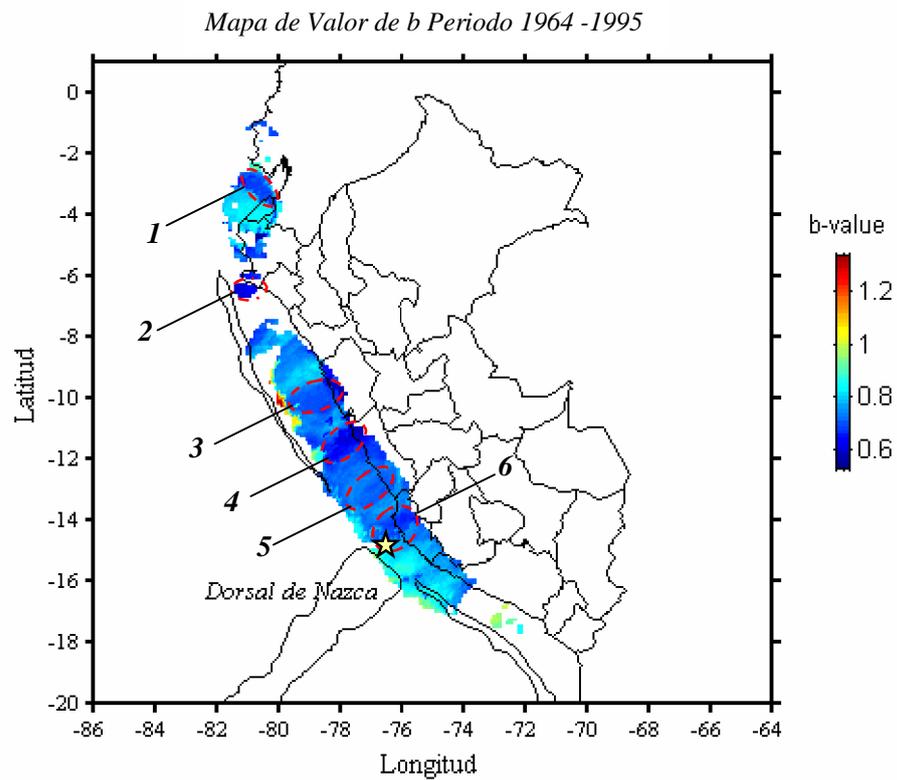
8.1 Valores de b antes del terremoto de 1996

En la Figura 8.3, se presenta la distribución del valor de b obtenidos para el periodo comprendido entre 1964 y 1995, y cuyo análisis permite identificar la presencia de las siguientes asperezas.

1. Aspereza entre el límite de Perú y Ecuador (3°S).
2. Aspereza pequeña en la costa Sur del departamento de Piura (6°S)
3. Aspereza frente a la costa del departamento de Ancash (10° a 11°S)
4. Aspereza en la costa Norte de Lima (12° a 13°S)
5. Aspereza en la costa Sur de Lima (13.5° a 14°S)
6. Aspereza frente a la costa del departamento de Ica (15° a 16°S)

Las asperezas, identificadas con color azul oscuro, han sido delimitadas con un círculo de línea discontinua de color rojo (Figura 8.3).

En general, en la zona de subducción de Perú los valores de b son menores a 1, lo cual sugiere que toda esta zona está propensa a generar terremotos de magnitud elevada en cualquier momento, lo cual es coherente con la realidad y así lo demuestran los 7 terremotos ocurridos en los últimos 61 años (1940, 1942, 1966, 1970, 1974, 1996, 2001).



*Figura 8.3. Mapa de distribución de valores de **b** a lo largo de la zona de subducción de Perú para el periodo 1964 a 1995. Las áreas de color azul ($b \leq 0.6$) se asocian con la presencia de asperezas. El área 6 concuerda con la presencia de una aspereza frente al departamento de Ica, la misma que coincide con el epicentro del terremoto del 12/11/1996 (estrella), conocido como terremoto de Nazca.*

Valores de $b > 1$ serían más difíciles de presentarse y si lo hacen, estas definirían áreas puntuales como en las zona Norte (6° y 8°S) y Sur de Perú (altura 17°S), zonas donde se asume que los terremotos presentan periodos de retorno mayores a 100 años.

8.2 Periodos de recurrencia antes del terremoto de 1996

Haciendo uso de los valores de a y b consistente al primer periodo de datos, se ha elaborado el mapa de distribución de periodos de recurrencia para terremotos con $M_s \geq 7.2$. En la Figura 8.4a se observa que las asperezas o áreas en las cuales los terremotos presentan periodos de recurrencia de 50 años (color azul oscuro) son:

1. Asperiza pequeña en la costa Sur del departamento de Piura (6.5°S)
2. Asperiza frente a la costa de Ancash (10°S a 11°S)
3. Asperiza en la costa Norte de Lima (12°S a 13°S)
4. Asperiza al Sur de Lima cerca del límite entre Lima e Ica (13.5°S)
5. Asperiza en la costa del departamento de Ica (15° a 16°S) y
6. Asperiza pequeña en la costa Central de Arequipa (17.5°S).

En general, se puede observar que las áreas en donde los terremotos presentan periodos de recurrencia de 50 años coinciden con las que presentan valores anómalos de b (comparar Figuras 8.3 y 8.4a); sin embargo, en este caso, las asperezas presentan una mejor definición y delimitación.

En la Figura 8.4a, se observa que las asperezas con periodos de retorno de 100 años (color celeste) se ubican principalmente entre los límites del departamentos de Ancash y La Libertad (9°S) y en la costa Central de Lima (13°S). Asperezas con terremotos que presentarían periodos de recurrencia mayores a 150 años (color rojo) se encuentran en el departamento de Tumbes (3°S), frente a la costa Norte de La Libertad (8°S), costa Central de Lima (13°S) y frente a la costa Norte de Arequipa (16.5°S).

Estos resultados indican que la asperiza identificada con el número 6 en la Figura 8.3, se ubica muy cerca del área en el cual ocurrió el terremoto del 12 de Noviembre de 1996 ($M_s = 7.2$).

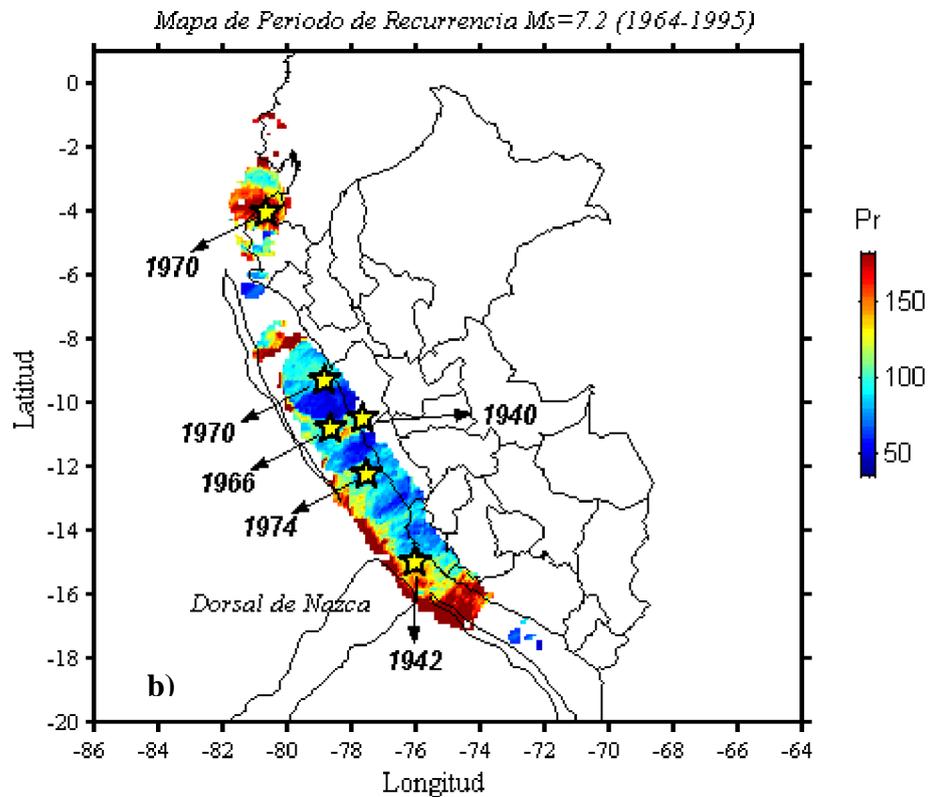
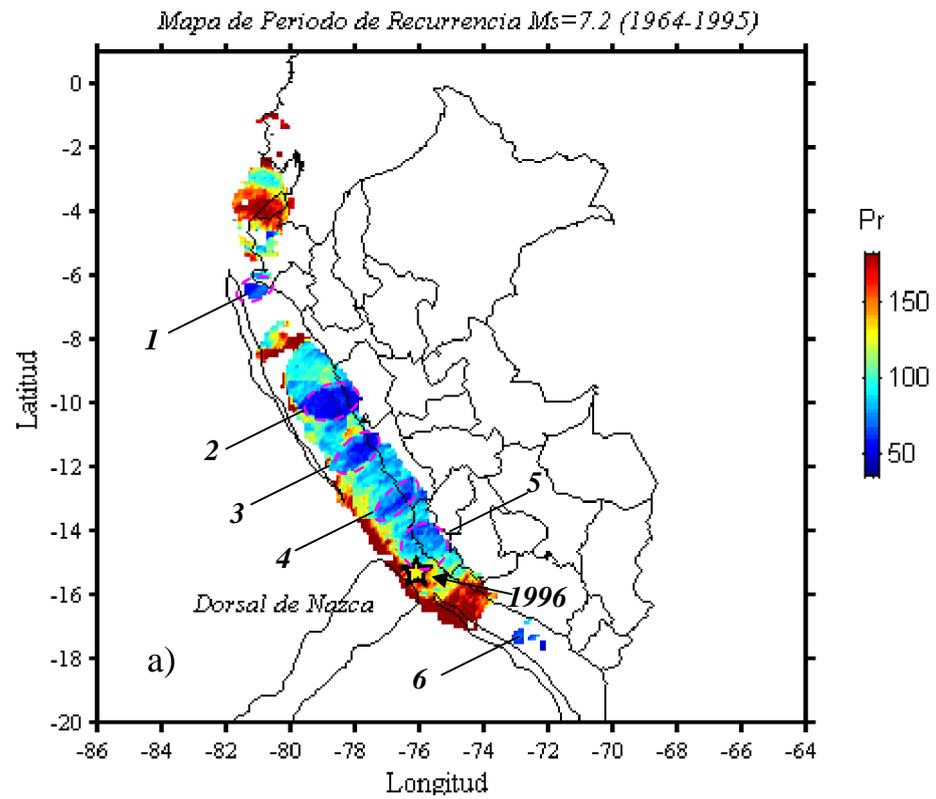


Figura 8.4. Mapa de periodos de recurrencia para terremotos con magnitud $M_s \geq 7.2$. a) Periodos de recurrencia (Pr) antes del terremoto del 12 de noviembre de 1996 (estrella) b) Distribución espacial de terremotos de los últimos 61 años.

Asimismo, si se proyecta el epicentro de este terremoto sobre el mapa obtenido para los periodos de recurrencia (Figura 8.4a), se observa que este y su área de replicas (Figura 4.5) coinciden exactamente con las dimensiones de la aspereza identificada en este estudio (área de 140 x 130km aproximadamente). Asimismo, la aspereza estaría asociada a la ocurrencia de terremotos que presentan periodos de retorno de 50 años. En esta área, ocurrió un terremoto de magnitud $M_s = 8.4$ en 1942 y se asume el periodo de retorno de 50 años, este habría de repetirse en 1992, coincidentemente en 1996 ocurrió en esta área un terremoto con las mismas características en su génesis y magnitud (Tavera et al. 1999). Estos resultados muestran que el terremoto de 1996 habría sido precedido aplicando la metodología utilizada en este estudio.

Por otro lado, si se sobrepone al mapa de la Figura 8.4b los epicentros de los terremotos ocurridos en los últimos 61 años frente a la costa de Perú, se observa que 5 de estos se ubican sobre las asperezas identificadas y estas tendrían periodos de recurrencia mínimos de 50 años. Estos terremotos son los ocurridos en 1940 (aspereza 2), en 1942 (aspereza 5), 1966 (aspereza 3), 1970 (aspereza 2) y 1974 (aspereza 4). Únicamente el terremoto de 1970, localizado en la región Norte de Perú (Tumbes), presentaría un periodo de retorno del orden de 150 años.

8.3 Valores de b , periodo 1964 - 1999

En la Figura 8.5, se muestra el mapa de distribución de valores de b para el periodo 1964 - 1999. En esta figura, se observa que los valores b , presentan características similares al obtenido para el periodo 1964 - 1995; sin embargo, en este último aparecen nuevas asperezas (valores $b \leq 0.6$) en la región Sur de Perú, llegándose a identificar con mayor claridad la forma y geometría de las siguientes áreas anómalas de b o asperezas:

1. Aspereza en el límite de Perú y Ecuador ($2.5^\circ - 3.0^\circ\text{S}$)
2. Aspereza al Sur del departamento de Piura ($6.5^\circ - 7.0^\circ\text{S}$),
3. Aspereza frente a la costa de Ancash (10° a 11°S)
4. Aspereza en la costa Norte de Lima (12° a 13°S)
5. Aspereza al Sur de Lima cerca del límite entre Lima e Ica ($13.5^\circ - 14^\circ\text{S}$)
6. Aspereza en la costa del departamento de Ica (15° a 16°S) y

7. Asperidad en la costa del departamento de Arequipa (17° a 18°S).

Para este nuevo periodo (1964 – 1999), los resultados muestran la presencia de una nueva asperidad en la costa Norte de Arequipa (asperidad 7), la misma que se correlaciona con el área de gap sísmico identificado por muchos autores para la región Sur de Perú y Norte de Chile (Kelleher, 1972 y Dorbath et al. 1990). Esta nueva asperidad se ubica exactamente sobre el borde norte del área afectada por el terremoto de 1868 (9.0Mw) cubriendo una extensión de 350 x 150 km aproximadamente. Para el terremoto de 1868 se ha estimado periodos de recurrencia del orden de los 100 años.

8.4 Periodos de recurrencia, periodo 1964 – 1999

En general, los periodos de recurrencia para un terremoto con una magnitud $M_s \geq 7.2$ oscilan entre 50 y 160 años y las áreas identificadas se localizan exactamente sobre las que se muestran valores anómalos de b indicando la presencia de asperidades (Figura 8.6a). Asperidades caracterizados por presentar terremotos con periodos de recurrencia de 100 años se localizan en la costa Central de Piura (5°S), al Sur de Lima cerca del límite con el departamento de Ica (13°S) y a lo largo de la costa de Ica (15°S y 17°S); mientras que, las asperidades con periodos de recurrencia del orden de 150 años se ubican en la costa de La Libertad (8°S – 10°S), la costa Central de Lima (13°S) y en el extremo Norte de la costa de Arequipa (16°S)

El mapa de periodos de recurrencia para el periodo 1964 y 1999, muestra la presencia de 7 asperidades con probabilidad de que den origen a un terremoto en el futuro; es decir, 2 asperidades mas que para el periodo 1964 - 1995. Asimismo, se observa que las áreas mayores se localizan frente a Ancash, Ica y Arequipa, lo cual sugiere que los terremotos que pudieran ocurrir en estas áreas en los próximos años tendrían una mayor magnitud y longitud de ruptura. Por otro lado, si se proyecta sobre la Figura 8.6b los epicentros de los grandes terremotos ocurridos en Perú después de 1940, se puede observar que estos se ubican cerca de las regiones con mayor probabilidad de ser afectadas por terremotos, corroborando los resultados obtenidos para el periodo 1964 y 1995.

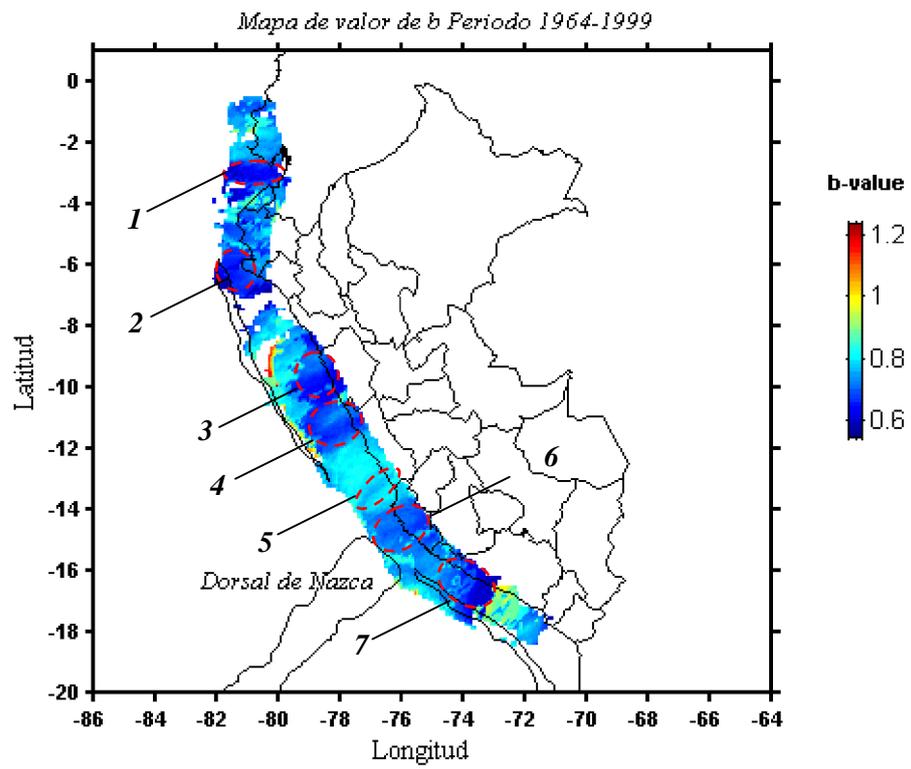


Figura 8.5. Mapa de la distribución de los valores de b en la zona de subducción de Perú. Los datos corresponden al periodo 1964-1999.

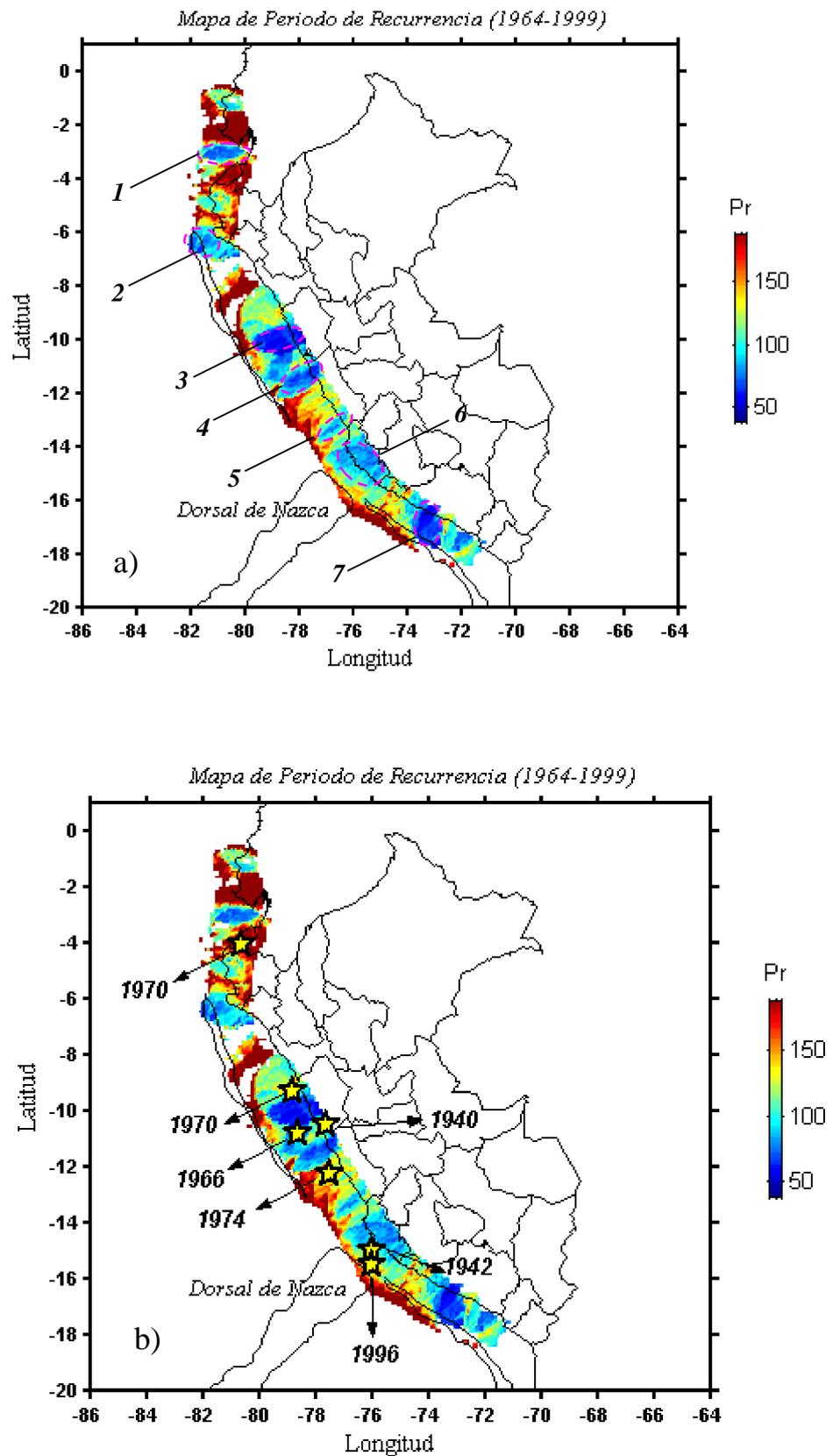


Figura 8.6. a). Mapa de periodos de recurrencia (Pr) utilizando datos sísmicos del periodo 1964 y 1999 y b). Distribucion epicentral de grandes terremotos (1940, 1942, 1966, 1970, 1994 y 1996) sobre las areas de recurrencia identificas en este estudio.

8.5 Áreas de mayor probabilidad para producir un terremoto

Otra manera de poner en evidencia a las áreas con mayor probabilidad de ser afectadas por un terremoto, es a partir del análisis de la distribución de la “*densidad probabilística*”, la misma que se puede ser calcula en base a la siguiente relación:

$$PL(\text{Max}) = 1/(TL(\text{Mmax})A)$$

donde, A es el área en km^2 para la cual se obtiene los valores a y b , y PL la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en dicha área. En general, la densidad probabilística esta estrechamente relacionada con los periodos de retorno (Figura 8.6a), porque esta relación representa esencialmente la inversa de la ecuación de periodo de retorno, excepto que es normalizado para el muestreo del área en estudio y cuya finalidad es identificar las áreas con la mayor probabilidad de que sea afectada con la ocurrencia de un terremoto de magnitud elevada.

Los mapas de valores de b y periodos de recurrencia, han permitido identificar 7 asperezas como áreas probables de producir terremotos en el futuro. La densidad probabilística ha permitido cuantificar que de estas asperezas, 3 presentarían la más altísima probabilidad de producir un terremoto en el futuro, tal como se aprecia en la Figuras 8.7. Estas áreas se localizan frente a la costa de Ancash, en la costa Norte de Lima y costa Norte de Arequipa. Las ciudades y localidades distribuidas a lo largo de la costa de Arequipa, Lima y Ancash, por su cercanía a las asperezas serian las más afectadas.

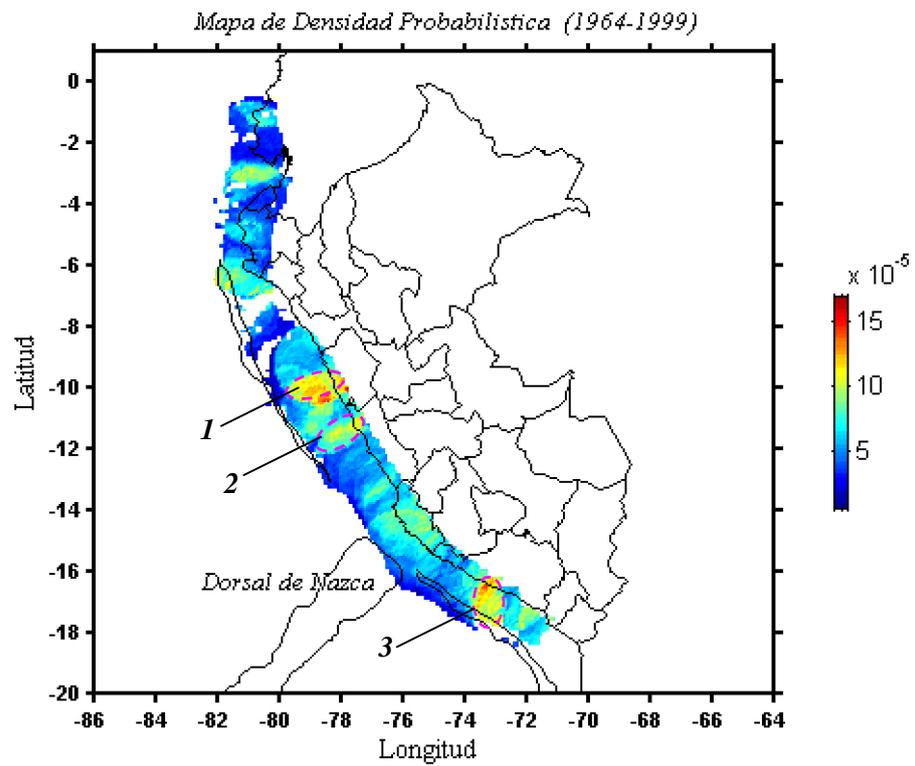


Figura 8.7. Mapa de densidad probabilística para el periodo 1964 - 1999. El color rojo indica las regiones con mayor probabilidad de que sean afectadas con un terremoto ($M_s \geq 7.2$) en el futuro.

CAPITULO 9

ANOMALIAS DEL VALOR DE “*b*” Y EL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 23 JUNIO DE 2001

9.1 Introducción

En el borde oeste de Perú, son frecuentes los terremotos de magnitud elevada con origen en el proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental con una velocidad del orden de 8 cm/año (DeMets et al, 1990). Como resultado de la continua fricción entre ambas placas, en los últimos 61 años, la zona costera de Perú ha sido testigo de 6 grandes terremotos (1940, 8.1Mw; 1942, 8.2Mw; 1966, 7.7Mw; 1970, 8.0Mw; 1974, 7.9Mw y 1996, 7.7Mw), los mismos que tuvieron longitudes de rupturas entre 75km y 200km. La distribución espacial de estas rupturas ha permitido identificar zonas que no han experimentado ruptura alguna, siendo estas denominadas como “Zonas de Gap Sísmico”. De estas zonas las más importantes se ubican frente a la línea de costa entre Arequipa y Tacna, y la otra entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942/1996. Desde el punto de vista de la complejidad de los procesos de ruptura asociados a un terremoto, los Gap Sísmicos presentes en una zona de subducción son explicados mediante el modelo de Asperezas (Kanamori, 1981 y Aki, 1984). Este modelo se sustenta sobre la hipótesis de que los terremotos de magnitud elevada tienden a repetirse en el mismo lugar después de un determinado periodo de tiempo.

Existen varios procedimientos para identificar los Gap Sísmicos o Asperezas tal como se explicó ampliamente en los capítulos 3 y 7. Para evaluar la presencia de asperezas en la región Sur de Perú, se utiliza la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss y la base de datos discutida en el capítulo 5.

El objetivo es evaluar si la aspereza identificada con el número 7 en el capítulo anterior, esta asociada con el terremoto ocurrido en la región Sur de Perú el 23 de Junio de 2001 ($M_s=7.9$). Este terremoto tuvo su epicentro cerca de la línea de costa a 82km al NW de la localidad de Ocoña (Arequipa), tal como se muestra en la Figura 9.1. Este terremoto presento intensidades máximas del orden de VI - VII MSK en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Las replicas producidas en un periodo de 30 días sugiere una área de ruptura de $370 \times 150\text{km}^2$ con predominante distribución en dirección SE, lo cual sugiere la dirección de propagación de la ruptura (Antayhua et al, 2002). Durante este periodo, ocurren 3 replicas importantes, el 26 de Junio (6.8Mw), 5 (6.5Mw) y 7 de Julio (7.5Mw), este ultimo estaría asociado al frente de parada de la ruptura.

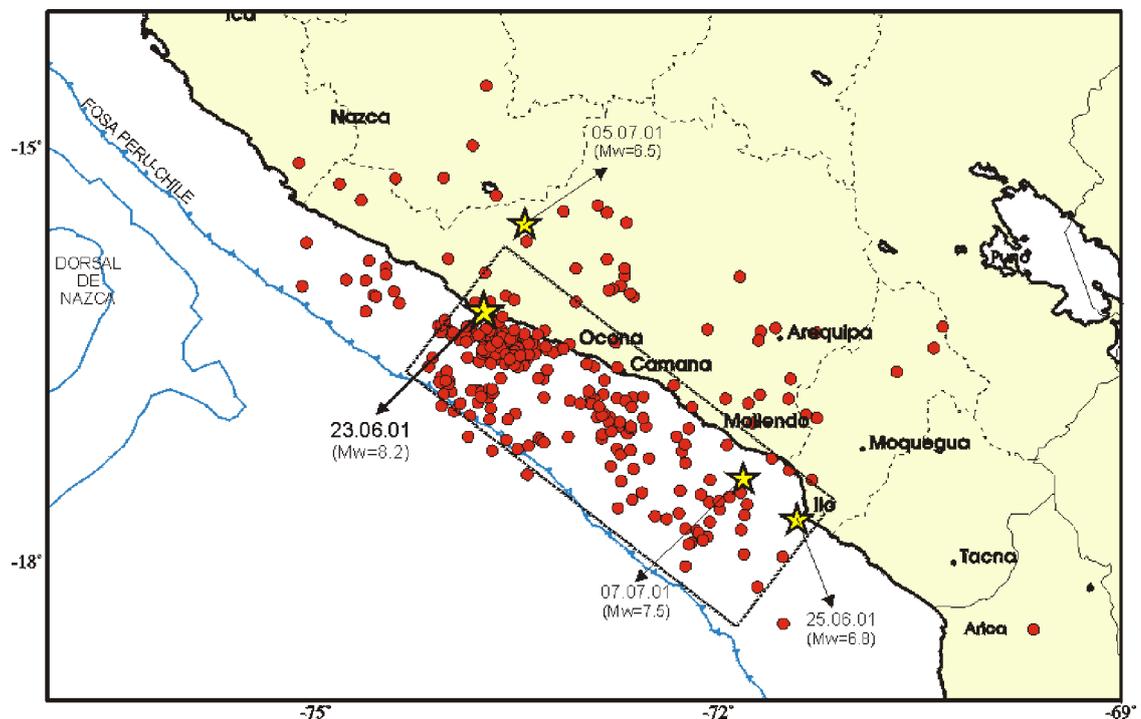


Figura 9.1. Distribución espacial de las réplicas del terremoto del 23/06/01. Las estrellas indican el epicentro del terremoto y 3 réplicas de magnitud mayor. Las líneas discontinuas indican el área de ruptura (Antayhua et al, 2002)

9.2 Resultados

En la Figura 9.2, se muestra los resultados obtenidos en este estudio para la zona de subducción de Perú. En esta figura se observa que los valores anómalos de b han permitido identificar la presencia de hasta siete (7) asperezas, las mismas que son delimitadas por líneas discontinuas. La ubicación geográfica de estas asperezas coincide con las áreas afectadas en el pasado por la ocurrencia de grandes terremotos; por lo tanto, es posible que estas sean el origen de otros terremotos con las mismas características en cuanto a su ubicación epicentral y tamaño (magnitud).

De estas asperezas, una de las más importantes debido al periodo de tiempo transcurrido (más de 100 años), es la que se ubica en la región Sur de Perú, al norte del departamento Arequipa y con un área rectangular de $350 \times 150\text{km}^2$ aproximadamente (Figura 9.3). La existencia de esta aspereza fue confirmada con la ocurrencia del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 ($M_s=7.9$) y cuyo epicentro es mostrado sobre la Figura 9.3, coincidiendo totalmente con el área anómala de color azul. Si se considera que el proceso de ruptura del terremoto se desarrollo de manera preferencial en dirección SE del terremoto, tal como lo demuestra la distribución espacial de sus replicas según Antayhua et al. (2002), el área correspondiente a la aspereza es prácticamente la misma que describe el proceso de ruptura del terremoto del 23 de Junio (área rectangular de ruptura en base a replicas = $370 \times 150\text{km}^2$, Figura 9.1). Estas características sugieren que el terremoto de Arequipa del 23 de Junio fue prácticamente pronosticado por el método propuesto en estudio.

Asimismo, el mapa de la Figura 9.3 permite observar que el terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 presenta periodos de retorno del orden de 130 años, mayor que el observado por otras asperezas en el borde Oeste de Perú.

9.3 Conclusión

La distribución de valores de b , junto con la estimación del periodo de retorno local para terremotos de magnitud elevada proporciona una importante información para la identificación de asperezas o zonas de Gap Sísmico. En el caso de la zona de -

subducción de Perú, se ha identificado un número de siete asperezas siendo la más importante, por el periodo de tiempo transcurrido (más de 100 años), la que se ubica al norte de la región Sur de Perú. La ubicación y las dimensiones de esta aspereza coincide con el epicentro y área de replicas del terremoto del 23 de Junio de 2001 ($M_s=7.9$). En estas condiciones, la ocurrencia de este terremoto fue puesta en evidencia con la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997).

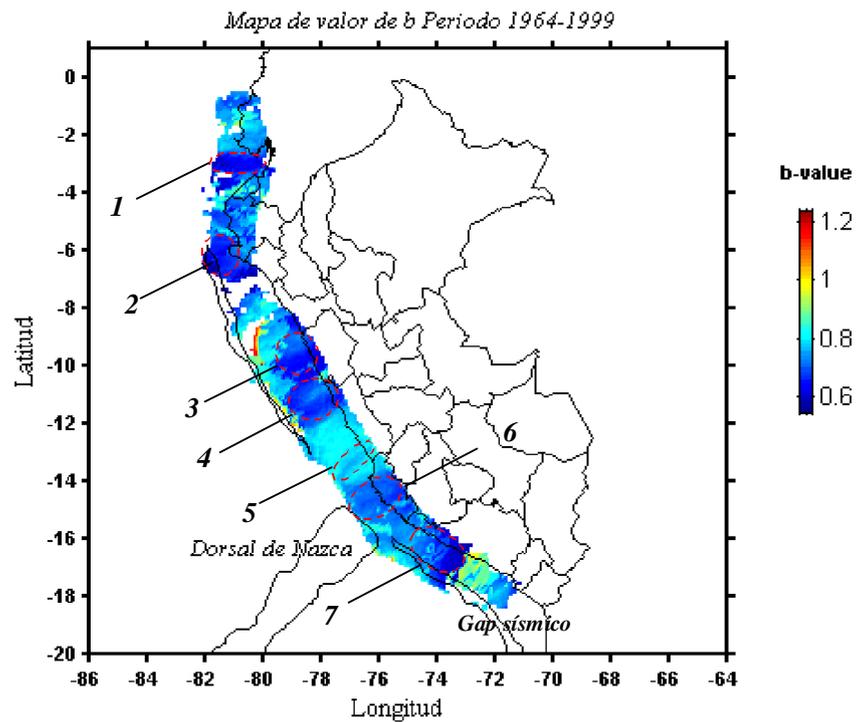


Figura 9.2. Mapa de distribución de valores de b . Los números indica las áreas identificadas como “asperezas o gap sísmico”. El área 7 corresponde a la aspereza asociada al terremoto del 23 de Junio de 2001.

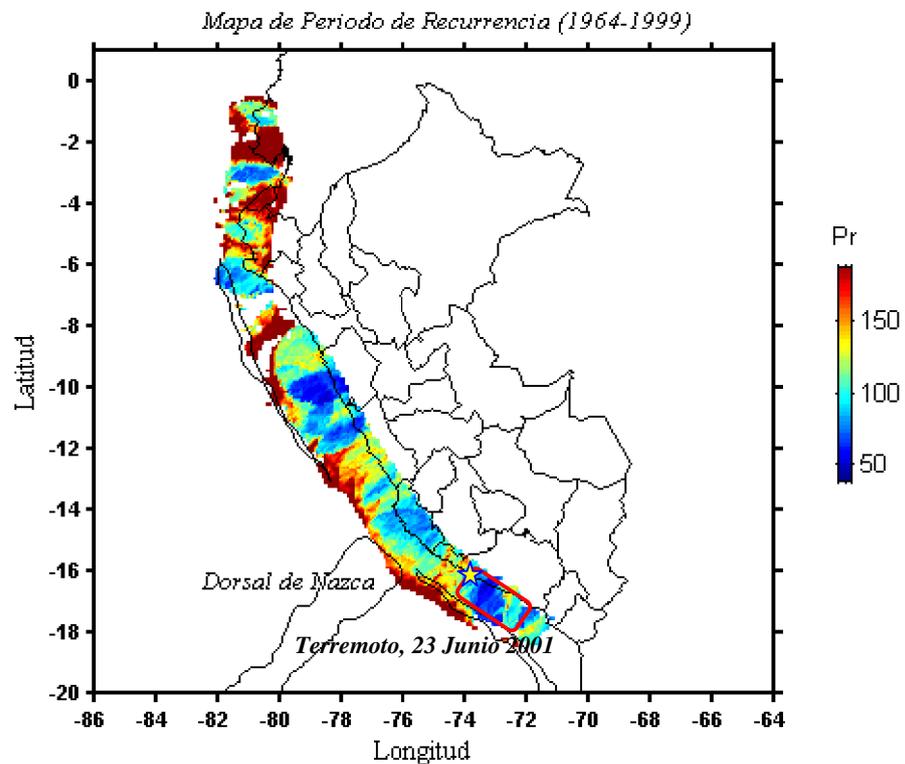


Figura 9.3. Mapa de periodos de recurrencia para terremotos con $M_s \geq 7.2$. La estrella indica el epicentro del terremoto del 23 de Junio de 2001 y el rectángulo de línea roja el área total de ruptura.

CAPITULO 10

DISCUSION E INTERPRETACION

En la actualidad, en el mundo no existe ningún método o técnica que pueda predecir con exactitud el lugar, tiempo y la fecha en que va ocurrir un terremoto en una determinada región, debido principalmente a que cada terremoto presenta características particulares y complejas en su origen que lo hacen muy diferente a otros terremotos. Sin embargo, los métodos de mayor aplicación y aceptación son los que utilizan técnicas probabilísticas que en general proponen conocer el lugar y posible tamaño del terremoto, pero dejando la fecha de ocurrencia como la de mayor incertidumbre. Una de estas técnicas es la desarrollada por Wiemer y Wyss (1997) sobre la base de la distribución de los valores de b y periodos mínimos de retorno que permite identificar áreas para las cuales la probabilidad de que sean afectados por un terremoto es alta. A pesar de que este método continúa siendo evaluado por sus autores, los resultados obtenidos a la fecha indican o aseguran una suficiente confianza para su aplicación en el Perú.

Los resultados obtenidos en este estudio, aplicando el método de Wiemer y Wyss (1997), se basan en la utilización de un catálogo sísmico homogéneo. Para el Perú fue necesario evaluar tres bases de datos (IGP, NEIC y Engdahl) a fin de cumplir con esta condición. Asimismo, ha sido necesario uniformizar la magnitud de la base de datos a un umbral mínimo de magnitud de $M_s = 3.5$. Una condición del método de Wiemer y Wyss (1997), es definir con la mayor precisión el radio del volumen para los

cuales se evalúa el valor de “ b ”. En teoría este radio debe ser equivalente a los radios de las áreas de ruptura de los grandes terremotos ocurridos en la región de estudio, de ahí que se haya considerado un radio de 150 km como la longitud más representativa. Este radio, ha permitido obtener una adecuada resolución de los valores de b y periodos de retorno para la zona de subducción de Perú.

En este estudio, se ha identificado la presencia de 7 asperezas o áreas probables de producir o ser afectado por un terremoto en el futuro. De estas áreas, tres han sido definidas como las de mayor o alta probabilidad, las mismas que fueron ubicadas frente a la costa de Ancash, costa de Norte de Lima y costa Norte de Arequipa constituyéndose como las zonas de mayor peligro sísmico.

En general, para el Perú los valores de b varían entre 0.5 – 1.2, lo cual describe su alta heterogeneidad y coherente con el número de terremotos de magnitud elevada que han ocurrido en esta región. Los valores de “ b ”, obtenidos para el Perú, son similares a los propuestos para otras zonas de subducción como las de Alaska y Nueva Zelanda (Wiemer y Benoit, 1996) y recientemente, para la zona de subducción de México (Zúñiga y Wyss, 2000). Las áreas que presentan valores altos de b , son tomadas como segmentos de falla que no son capaces de generar terremotos de magnitud elevada. Se asume que estos segmentos, a lo largo de la zona de subducción, son relativamente pasivos; sin embargo, cuando una aspereza cercana se rompe, estos segmentos pueden formar parte de una área de replicas o de un futuro terremoto, situación provocada por la aspereza vecina que ha sido la principal responsable para la ruptura.

Finalmente, es importante señalar que este estudio se basa en la aplicación de una metodología nueva que aun sigue siendo evaluada por sus autores y otros, en diferentes zonas sísmicas a nivel mundial. Esta metodología, simplemente identifica las áreas que presentan la mayor probabilidad de ser afectadas por un terremoto y no se le puede considerar como una regla general en la predicción. Sin embargo, la información que proporciona es importante porque permite de alguna manera zonificar las zonas con mayor peligrosidad sísmica.

Los mapas de distribución de valores de b y periodos de retorno obtenidos en este estudio, tanto para el periodo 1964 – 1995 y 1964 – 1999 (Figuras 8.3 - 8.6), han permitido identificar la presencia de 7 asperezas asociadas al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Todas las asperezas presentan extensiones variables; es decir, en algunos casos son pequeñas como la que se localiza entre el límite de Lima e Ica, y otras son de gran extensión como la que se ubica frente a la costa de Ancash. La dimensión de las asperezas sugiere el tamaño del futuro terremoto, así como la longitud de la ruptura que tendría lugar. Sobre todo el borde Oeste de Perú, en la región Central se localiza el mayor número de asperezas (cuatro), las mismas que fueron mejor definidas en los mapas de periodos de retorno (Figuras 8.4a y 8.6a). De acuerdo a los resultados obtenidos, esta región sería la de mayor potencial sísmico en el Perú.

En el caso del terremoto de Nazca del 12 de Noviembre 1996 ($M_s=7.2$), se asume que su epicentro y área de ruptura fue identificado previamente como aspereza, un año antes de que este ocurra. La información histórica involucra que en esta misma zona anómala ocurrió un terremoto en 1942 y si se asume como periodo medio de retorno de 50 años, tal como se ha obtenido en este estudio, el terremoto deberá repetirse en 1992. La diferencia en la fecha de ocurrencia del terremoto, se encontraría dentro de los rangos de error del método.

La aspereza, presentes entre el límite de Lima e Ica (gap sísmico de Nazca), también pueden ser definidos como de alto peligro sísmico debido a que presentan periodos de retorno de 50 años (Figuras 8.6a). A pesar que esta área es pequeña, en comparación con las demás, no deja de ser importante por su cercanía a la ciudad de Lima e Ica

Por otro lado en las Figuras 8.4b y 8.6b, se demostró que los grandes terremotos ocurridos entre los años 1940 y 1999 (descritos ampliamente en el capítulo 3) se localizan exactamente o muy cerca de las áreas que presentan valores anómalos de b . El área ubicada frente a la costa de Ancash, fue afectada por un gran terremoto el 31 de Mayo de 1970 y desde entonces ha transcurrido 31 años sin repetirse un terremoto de similar magnitud. De acuerdo a los periodos de recurrencia obtenidos en este estudio, en esta área debe ocurrir un terremoto con magnitud similar al de 1970 ($M_s=7.3$) dentro de 20 años; es decir, en el año 2020 aproximadamente. Similar situación, se presenta con

las áreas de la costa Norte de Lima, las cuales han sido afectada por los terremotos del 17 de Octubre de 1966 ($M_s= 8.0$) y 3 de Octubre 1974 ($M_s=7.2$), las mismas que debe ser nuevamente afectada por terremotos que deben ocurrir en 2017 (1966) y 2025 (1974) aproximadamente.

Otras áreas con probabilidad de ser afectadas con la ocurrencia de un terremoto, se encuentran en la región Sur y Norte de Perú. Específicamente, estas áreas se ubicarían frente a la costa de Arequipa, costa de Ancash, costa Norte de Lima, costa de Ica, costa entre Lima e Ica y costa Norte de Tumbes. Asimismo, es importante señalar que las áreas donde la probabilidad de ocurrencia de un terremoto es baja (áreas de color azul en la Figura 8.7), se localizan principalmente en la parte Central de Lima. A estas áreas se las puede interpretar, por el momento, como de poco peligro sísmico ya que los periodos de retorno de terremotos grandes resulta ser muy largos (+100años).

En el caso de la aspereza ubicada en la zona Sur de Perú (norte de Arequipa), esta presenta un periodo de retorno del orden de 130 años que sumados al último gran terremoto que afecto a esta zona (Mayo de 1868), este debería de repetirse en 1998; sin embargo, este terremoto se produjo en el año 2001 ($M_w8.2$); es decir, con una diferencia de 3 años que puede ser considerado dentro del rango de error del método aplicado en este estudio. Los resultados permiten observar que la ubicación y las dimensiones de la aspereza identificada en este estudio coincide con el epicentro y el área de ruptura del terremoto del 23 de Junio de 2001.

CAPITULO 11

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La aplicación de la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997) para identificar la ubicación y geometría de las asperezas más probables de ser afectadas por terremotos a lo largo del borde Oeste de Perú, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

1. La distribución de los valores de b , junto con la estimación de los periodos de recurrencia local y densidad probabilística, han proporcionado una importante información para la identificación de las áreas más probables de que sean afectadas por terremotos en el futuro en la zona subducción de Perú. Estas áreas son conocidas como asperezas.
2. Las asperezas identificadas presentan geometrías y extensiones variables, las mismas que son proporcionales al área de ruptura y al tamaño que tendría el terremoto.
3. La distribución de los valores de b a lo largo del borde Oeste de Perú varían entre 0.5 – 1.2 y los periodos de recurrencia para terremotos de magnitud $M_s \geq 7.2$ entre 50 y 150 años con un rango de error de +/-10años. Estos valores sugiere la heterogeneidad y la complejidad del modo de ocurrencia de grandes terremotos en

Perú, además de indicar la frecuencia de las mismas. El Perú es uno de los países de mayor potencial sísmico.

4. El número de asperezas o áreas con valores anómalos de “ b ” ($b \leq 0.6$) identificadas son siete (7) las mismas que se distribuyen de Norte a Sur a lo largo del borde Oeste de Perú con tamaño y ubicación diferentes. La existencia de estas asperezas es totalmente corroborada con los resultados obtenidos para los periodos de retorno medios (50 años).
5. Los epicentros de los terremotos de 1966, 1970, 1974 y 1996 y sus áreas de ruptura coinciden con la distribución de las áreas con valores anómalos de b o asperezas identificadas en este estudio y esta a la vez presentan periodos de retorno de 50 años, lo cual sugiere que estos ya ocurrieron o ocurrirán en el futuro.
6. Las 7 asperezas o áreas de futuros terremotos se ubican en:
 - Asperiza en el límite de Perú y Ecuador ($2.5^\circ - 3.0^\circ\text{S}$)
 - Asperiza al Sur del departamento de Piura ($6.5^\circ - 7.0^\circ\text{S}$),
 - Asperiza frente a la costa de Ancash (10° a 11°S)
 - Asperiza en la costa Norte de Lima (12° a 13°S)
 - Asperiza al Sur de Lima cerca del límite entre Lima e Ica ($13.5^\circ - 14^\circ\text{S}$)
 - Asperiza en la costa del departamento de Ica (15° a 16°S) y
 - Asperiza en la costa del departamento de Arequipa (17° a 18°S).
7. Las áreas con menos probabilidad de ser afectadas con un terremoto se encuentran frente a la costa Central de Lima y costa de La Libertad. Estas áreas presentan periodos de retorno del orden de 100 y 150 años.
8. La distribución de los valores de b y periodos de recurrencia para el periodo 1964-1995, permitió identificar la área ubicada frente a la costa de Ica como anómala y probable de ser afectada con un terremoto. Históricamente, esta área sufrió ruptura con el terremoto de 1942 y después de 54 años nuevamente fue afectada por un terremoto el 12 de Noviembre 1996. Este terremoto, habría sido pronosticado con la metodología propuesta en este estudio.

9. La aspereza localizada entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942/1996 y la localizada entre Arequipa y Tacna, son considerados como áreas de futuros terremotos de magnitud elevada, mediante los valores anómalos de b (aspereza) y periodos de retorno propuesto en este estudio.
10. La aspereza localizada entre los departamentos de Arequipa y Tacna, ha sido afectada por un terremoto ocurrido el 23 de Junio del 2001, corroborando los resultados obtenidos en este estudio.
11. La aplicación de la metodología de Wiemer y Wyss a la zona de subducción de Perú, ha permitido identificar las áreas más y menos probables de ser afectados por un terremoto. Sin embargo, se recomienda realizar estudios mas detallados a fin de evaluar el grado de peligrosidad sísmica de cada una de las áreas identificadas con el método propuesto en este estudio.
12. El análisis de los valores de b y periodos de recurrencia a lo largo de la zona de subducción de Perú, se realiza con una base de datos en los cuales los sismos se encuentran en el rango de profundidad de 0 a 60km; es decir, de actividad sísmica superficial asociada al proceso de fricción de placas. Se recomienda realizar estudios similares utilizando sismos de profundidad intermedia ($60\text{km} < h \leq 300\text{km}$) y profunda ($h > 300\text{km}$).
13. En este estudio, la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss ha sido aplicada únicamente a la zona de subducción de Perú. Es importante proyectar su aplicación al estudio de fallas como las de Moyobamba, Huaytapallana, Tambomachay, Cordillera Blanca y otros sistemas de fallas activas presentes en Perú.

CAPITULO 12

BIBLIOGRAFIA

- Aki K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - b M$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 43, 237-239.
- Aki K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Jour. Geophys. Res.* 89, 5867-5872.
- Aki K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Jour. Geophys. Res.* 84, 6140 – 6148
- Antayhua J., Salas H., Bernal I., Rodriguez S., Millones J., Jimenez C., Perez Pacheco Y., Portugal D., Inza A y Zamudio Y. (2002). Análisis espacial de las replicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de datos de una Red Sísmica Local. *Informe Final: Terremoto de la región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001*. CNDG, 49-60.
- Barazangi M. y Isacks B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology.* 4, 686-692.
- Barazangi M. y Isacks B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys J. R. Astr. Soc.* 57, 537-555.
- Bath M.(1981). Earthquake magnitude-recent research and current trends. *Earth Science Reviews.* 17, 315-398
- Beck S. y Ruff L. (1989). Great earthquake and subduction along the Perú trench. *Phys. Earth Planet. Inter.* 57, 199-224

- Bender B. (1983). Maximum likelihood estimation of b-values for magnitude grouped data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 831-851.
- Bevis M. y Isacks B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones. *Jour. Geophys. Res.* 89, 6153-6170
- Boyd T., Snoke A., Sacks I.S. y Rodriguez A. (1984). High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Perú. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 557-566.
- Bullen K.E. y Bolt B.A. (1987). An introduction to the theory of seismology, *Cambridge.*, 4ta.ed., 371-395.
- Cahill T. y Isacks B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Jour. Geophys. Res.* 97, 17503-17529.
- Dalmayrac B., Laubacher G y Marocco R. (1987). Caracteres generales de l'evolucion geologique des Andes peruvienes. *Trav. Doc. ORSTOM.* 122, 501pags.
- Das S. y Aki K. (1977). Fault planes with Barriers: A versatile earthquake model. *Jour. Geophys. Res.* 77, 11, 148-177
- Delouis B., Cisternas A., Dorbath L., Rivera L. y Kausse E. (1996). The Andean subduction zone between 22° and 25°S (Northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics.* 259, 81-100.
- DeMets C., Gordon R., Argus D y Stem S. (1990). Current plate motions. *Jour Geophys. Res.* 101, 425-478.
- Dewey J. y Spence W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pageoph.*, 117, 1148-1171.
- Dorbath L., Cisternas A. y Dorbath C. (1990b). Assessment of the size of large and great historical earthquake in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 551-576.
- Engdahl R., Van Der Hilst R. y Buland R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 722-743
- Frohlich C. y Davis S. (1993). Teleseismic b-Values: Or, Much Ado about 1.0. *Jour Geophys. Res.* 98, 631-644.

- Grange F., Hatzfeld D., Cunningham P., Molnar P., Roecker S., Suarez G., Rodriguez A. y Ocola L. (1984). Tectonics implications of the microearthquake seismicity plane solutions in southern Peru. *Jour. Geophys. Res.* 89, 6139 – 6159.
- Gutenberg R. y Richter C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 34, 185-188.
- Gutenberg R. y Richter C.F. (1954). Seismicity of the earth and associated phenomena, *Princeton University Press, New Jersey*, 2da ed. 310pags.
- Hasegawa A. y Sacks S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *Jour. Geophys. Res.* 86, 4971 - 4980
- Habermann R.E. (1986). A test of two techniques for recognizing systematic errors in magnitude estimates using data from Parkfield, California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1660-1667.
- Habermann R.E. (1991). Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics*, 193, 277-289.
- Hanks T. (1979). b values and w^y seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of the high-frequency strong ground motion. *Jour. Geophys. Res.* 84, 2235-2242.
- Kanamori I. (1977). The energy release in great earthquake. *Jour. Geophys. Res.* 82, 2981-2987
- Kanamori I. y Anderson D. (1975). Theoretical basic on some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- Kanamori H. (1981) The nature of seismicity patterns before large earthquake, In Earthquake Predictionan *International Review; Maurice Ewing Ser., Ed. D.W., Simpsn P.G Richards*, 4, 1-19, Washintong. D.G. Am. Gefhys. Union.
- Kelleher J. (1972). Rupture zones of large South American Earthquakes and some predictions. *Jour. Geoph. Res.* 77, 11, 2087-2103.
- Kulm L.D., Dymond J. y Sheidegger K.F. (1983). Nazca plate and andean forearc studies. *Tectonophysics*, 83-93

- Lamarre M., Townshend B. y Shah H.C. (1992). Application of the bootstrap method to quantify uncertainty in seismic hazard estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1, 104-119.
- Lomnitz C. (1971). Travel time errors in the laterally inhomogeneous earth. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1639-1654.
- McCann W., Nishenko S., Sykes L. y Krause J. (1979). Seismic gaps y plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *PAGEOPH.* 117, 1082-1147.
- Madariaga R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 163-182.
- Madariaga R. (1979). On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *Jour. Geophys. Res.* 8, 2223-2250.
- Minster J. y Jordan T. (1978). Present-day plate motions. *Jour. Geophys. Res.* 83, 5331-5334
- Miyamura S. (1962). Seismicity and geotectonics. *Earth. Res. Ins.* Univ. of Tokio. 120pages
- Mogi K. (1963). Some discussions of aftershocks and earthquake swarms the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. of the earthquake Res.* Inst. Univ. of Tokio. 41, Parte 3
- Mogi K. (1967). Regional Variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 154, 313-325
- Papageorgiou A. y Aki K. (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Description of the model. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 693-722.
- Polo T. (1904). Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima.* Vol. VII-XVI, 323pages.
- Reid H. (1910). The mechanics of the earthquakes the California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Investigation Committee*, 2. Carnegie Institution of Washington D.C.

- Rikitake. T (1981). Practical approach to earthquake prediction warning. *Developments in earth and planetary sciences*. 1-56.
- Rodriguez L. y Vazques M. (1987). Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimizacion-Parte I. *Dirección de servicios técnicos-IGP*, 60pags
- Rodriguez L. y Tavera H. (1987). Problemas asociados a la determinación de hipocentros. Optimizacion. Parte II *IGP – CONCYTEC*, 120 pags
- Rodriguez L. y Tavera H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofisico*. 9, 141-159.
- Schneider J. y Sacks S. (1987). Stress in the contorned Nazca plate beneath southern Peru from local earthquakes. *Jour Geophysc Res*. 92, 13.887-13.902.
- Silgado E. (1968). Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Peru (1515 – 1960). *Boletin Bibliografico de Geografia y Oceanografia Americana*. 4, 191-241.
- Silgado E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. *Instituto Geológico Minero del Perú, Lima* 131 pags.
- Silgado E. (1985). Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894. *Proyecto SISRA., CERESIS, Lima, V 10*, 328 pags
- Shi, Y. y Bolt B.A. (1982). The standard error of the Magnitude-frequency b value, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1677-1687.
- Snoke J., Sacks S. y Okada H (1979). Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1051 –1060
- Smith W. (1986). Evidence for frecurorsory changes in F-M b-value. *Geophys. J. R., Astr. Soc.* 86, 815-838.
- Spence W., Mendoza C., Engdahl E.R., Choy G.L y Norabuena E. (1998). Seismic subduction of the Nazca ridge as shown by the 1996-97 Perú earthquakes. *Submitted to Pure and Applied Geophysics on April 14*, 29 pags

- Stauder W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *Jour. Geophys. Res.* 80, 1058 – 1064
- Suyehiro S. (1966). Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 185-200
- Suyehiro S. (1969). Difference in the relationship of magnitude to frequency of occurrence between aftershocks and foreshocks of an earthquake of magnitude 5.1. in Central Japan. *Pap. Meteorol. Geophys.* 20, 175pags.
- Suyehiro S., Asada T. y Ohtake H. (1964). Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in Central Japan. *Pap. Meteorol. Geophys.* 15, 71-88
- Tavera H. (1992). El proceso de ruptura sísmica: Barrera o Asperidad. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú.* 83, 61-66.
- Tavera H. y Buforn E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica; Buforn, E. y Udias A, (eds.), *Física de la Tierra.* 10, 187-219.
- Tavera H.; Buforn E., y Perez Y. (1999). Mecanismo focal del terremoto de Nazca (Perú) del 12 de Noviembre de 1996 (Mw=7.7), *Revista de Geofísica, Instituto Panamericano de Geografía e Historia IPGH.* 45, 143-163 (2000).
- Tavera H. y Agüero C. (2000). Catálogo sísmico de Perú 1471-1982, versión corregida y actualizada - 2000, *Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología IGP,* Lima, Perú, 400pags.
- Tavera H., Buforn E., Bernal I., y Antaygua Y. (2001). Análisis de los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el Valle de Alto Mayo (Moyobamba –Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú.* V 91, 55-68.
- Udiaz, A. y Mezcuá J. (1986). Fundamentos de Geofísica, *Alhambra,* España, 201-216pags.
- Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.,* 13, 99-103.

- Utsu, T. (1992). On seismicity, in *Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics*, Institute for Statistical Mathematics, Tokyo. 139-157
- Wesnousky S.G. (1994). The Gutenberg – Richter or characteristic earthquake distribution, Which is it?. *Bull. Seis. Soc. Am.* 84, 1940-1959
- Wiemer S. (1996). Analysis of seismicity: New techniques and case studies, Dissertation thesis, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 200pages
- Wiemer S. y Benoit J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1557-1560.
- Wiemer S. y Katsumata K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Jour. Geophys. Res.* 103, in press.
- Wiemer S. y Zúñiga F.R. (1994). ZMAP – a software package to analyze seismicity, *EOS, Transactions, Fall Meeting, AGU*, 75, 456.
- Wiemer S. y Wyss M. (1994). Seismic quiescence before the 1993 M=7.5 Landers and M=6.5 Big Bear (California) earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 3, 900-916.
- Wiemer S. y Wyss M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *Jour. Geophys. Res.* 102, 15115-15128.
- Wiemer S. y Wyss M. (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western US and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90. 859-869
- Wiemer S. y Malone S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP, *Seism. Res. Let.* 72, 2, 374-383
- Wyss M., Schorlemmer D., y Wiemer S. (1999b). Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones, *Jour. Geophys. Res.* 103, in press, 2000
- Wyss M. y Wiemer S. (1999). How can one test the seismic gap hypothesis?: The case of repeated ruptures in the Aleutians. *Pure and applied Geophysics.* 155, 259-278.

- Zamudio Y. (1998). Características sismotectónicas e de sismicidade na região da fronteira Peru-Chile, Dissertação de Mestrado, *Universidade de São Paulo, Brazil*. 100pags
- Zuñiga F.R. y Wiemer S. (1999). Seismicity patterns: are they always related to natural causes?, *Pure and Applied Geophysics*. in press.
- Zuñiga R. y Wyss M. (1995). Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1858-1866.
- Zuñiga R. y Wyss M. (2000). Most and least likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico, estimated from local recurrence times based on b-values, *Geophys. Jour. Intern.* 90. in press, 2000

ANEXOS

TRABAJOS DE INVESTIGACION

- Anomalías de los valores de “*b*” y el Terremoto de Arequipa del 23 Junio de 2001: *Informe Final: Terremoto de la región Sur de Perú del 23 de Junio 2001. CNDG, 133-140.*
- Intensidades Macrosísmicas en las Areas Urbanas de las Ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna: *Informe Final: Terremoto de la región Sur de Perú del 23 de Junio 2001. CNDG, 200-298.*
- Áreas con Mayor y Menor Probabilidad de Ocurrir Grandes Terremotos a lo Largo de la Costa de Perú, Estimado desde Periodos de Retorno Locales Basado en Valores de “*b*”. *Artículo enviado para su publicación al Boletín de la Sociedad Geológica del Perú (Enero 2002).*
- Anomalías del valor de “*b*” en la zona de subducción de Perú y el Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001: *XI Congreso Peruano de Geología, Septiembre 25 - 28, 2002.*
- Los Terremotos en Perú: Una Proyección al Futuro: *Revista del Centro de Estudios y Prevención de Desastres. N° 15, 2001.*
- Análisis Preliminar espacio-tiempo de la sismicidad ocurrida en la región del Gap Sísmico de Nazca (Octubre 1998 – Agosto 1999): *Revista de Trabajos de Investigación Realizado por estudiantes durante el año 1999. Volumen 1, 105-119.*