

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA
GEOFÍSICA



DETERMINACIÓN DE INCREMENTOS DE
PROBABILIDAD EN EL TIEMPO (TIP) PARA LA
OCURRENCIA DE GRANDES TERREMOTOS EN EL PERÚ
(APLICACIÓN DEL ALGORITMO M8)

*Tesis elaborada por el Bachiller en Ciencias
Geofísicas:*

EDDEN CHRISTIAN FLORES GUERRA

*Para optar el Título Profesional de INGENIERO
GEOFÍSICO*

AREQUIPA - PERÚ

2011

*Dedicado a:
Mis Padres;
L. Guerra Q.
N. Flores C.
y Hermanas (os).*

RESUMEN

El Perú en la última década ha sido afectado por dos grandes terremotos (Arequipa 8.4 Mw, 2001 y Pisco 8.0Mw, 2007) en áreas en donde su ocurrencia era esperada sin tener conocimiento de una probable fecha. A fin de determinar, donde y cuando, podría ocurrir el próximo gran terremoto en el borde occidental del Perú, se ha aplicado el algoritmo M8 desarrollado por Keilis-Borok y Kossobokov (1990). Para su aplicación se utilizó el catálogo del Instituto Geofísico del Perú - IGP para el periodo 1963-2010, previamente evaluado y calificado a fin de construir una base de datos homogénea. El método de predicción está basado en la identificación de Incrementos de Probabilidad en el Tiempo (TIP's) antes de la ocurrencia de grandes terremotos. En el análisis retroactivo realizado con el algoritmo M8 se define la formación de dos TIP, ambos con dos años de anticipación para la ocurrencia de los terremotos de Arequipa (2001) y Pisco (2007).

La aplicación prospectiva permite identificar la formación de dos nuevos TIP'S, en el centro y Sur del Perú. El primer CTIP (TIP en progreso) considera el área de 300km alrededor del centro: -11.15°S y -78.37°O ubicado al Nor-Oeste de Lima, y el segundo CTIP abarca el área de 300km con centro -19.55°S , -69.97°O ubicado en el límite Perú-Chile. En ambas áreas, se espera la posible ocurrencia de un gran terremoto dentro del periodo de tiempo 2008-2013.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ÍNDICE

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	5
1.1.1 Objetivo General.....	5
1.1.2 Objetivos Específicos	5
1.2 Planteamiento del Problema	6
1.3 Ubicación del Área de Estudio.....	6

CAPÍTULO II

SISMICIDAD Y TECTÓNICA	8
2.1 Tectónica de Placas	8
2.2 Tipos de Márgenes de Placas	9
2.2.1 Márgenes de Extensión (Divergencia).....	9
2.2.2 Márgenes de Subducción (Convergencia)	10
2.2.3 Márgenes de Transformación.....	10
2.3 Sismicidad Global	11
2.4 Características de la Sismicidad en Perú.....	13
2.4.1 Sismos con Foco Superficial ($h < 60$ km).....	16
2.4.2 Sismos con Foco Intermedio ($60 < h < 300$ km).....	16
2.4.3 Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ Km)	17
2.5 División Geomorfológica del Perú.....	17
2.6 Principales Rasgos Tectónicos en Perú	21
2.6.1 La Fosa Marina	21
2.6.2 La Dorsal de Nazca	21
2.6.3 Fractura de Mendaña	22
2.6.4 La Cordillera Andina.....	22
2.6.5 Los Sistemas de Fallas	23
2.6.6 La Cadena Volcánica	25

CAPÍTULO III

PREDICCIÓN DE TERREMOTOS.....	27
3.1 Etapas del Proceso de un Terremoto	29
3.1.1 Etapa Inter-sísmica.....	29
3.1.2 Etapa Pre-sísmica.....	29
3.1.3 Etapa Co-sísmica	29
3.1.4 Etapa Post-sísmica	30
3.2 Precusores.....	30
3.3 Clasificación de los Precusores.....	32
3.3.1 Precusores de Primera Clase.....	33
3.3.2 Precusores de Segundo Tipo.....	34
3.3.3 Precusores del Tercer Tipo.....	35
3.4 Física de los Precusores de Terremotos.....	35
3.5 Métodos para la Predicción de Terremotos.....	36
3.5.1 Métodos Estadísticos.....	36
3.5.2 Métodos Geofísicos.....	38
3.6 Tipos de Predicción.....	39
3.6.1 Predicciones a Largo Plazo.....	39
3.6.2 Predicciones a Plazo Intermedio	39
3.6.3 Predicciones a Corto Plazo	39
3.7 Programas para el Pronóstico de los Terremotos	40
3.7.1 Programa Japonés	41
3.7.2 Programa Americano.....	42
3.7.3 Programa Soviético	43
3.7.4 Programa Chino	43

CAPÍTULO IV

CATÁLOGOS SÍSMICOS	45
4.1 Características de los Catálogos Sísmicos	46
4.2 La Magnitud.....	47
4.2.1 Magnitud de Ondas Superficiales (Ms)	49
4.2.2 Magnitud de Ondas de Volumen (mb)	50
4.2.3 Magnitud Duración (Md).....	50
4.2.4 Magnitud Local (ML).....	51
4.2.5 Magnitud Momento (Mw)	51
4.2.6 Magnitud Energía (Me)	52

CAPÍTULO V

LAGUNAS SÍSMICAS	53
5.1 Metodología de Lagunas Sísmicas	53
5.2 Distribución de Lagunas Sísmicas a Nivel Mundial.....	55
5.2.1 Zonas de Alto.....	56
5.2.2 Zonas de Potencial Intermedio.....	56
5.2.3 Zonas con Información Incompleta.....	56
5.2.4 Zonas con Deslizamiento Sub-paralelos.....	56
5.2.5 Zonas sin Información.....	56
5.2.6 Zonas con Bajo Potencial	57
5.3 Grandes Terremotos en el Siglo XXI.....	57
5.3.1 Terremoto de Sumatra (9.2Mw), 2004.....	57
5.3.2 Terremoto de Chile (8.8Mw), 2010.....	60
5.3.3 Terremoto de Japón (9.0 Mw), 2011	62
5.4 Lagunas Sísmicas en Perú.....	63

CAPÍTULO VI

MÉTODO DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES.....	67
6.1 Complejidad de la Fuente de un Terremoto.....	68
6.1.1 Teoría del Rebote Elástico.....	69
6.1.2 Modelo de Barreras.....	72
6.1.3 Modelo de Asperezas	72
6.2 Reconocimiento de Patrones.....	73
6.3 Secuencia de Terremotos.....	74
6.3.1 Clasificación de Secuencias de Terremotos.....	74
6.4 Patrones Sísmicos Predecesores PSP.....	77
6.5 Características de los PSP.....	78
6.5.1 Correlación Espacio-tiempo	78
6.5.2 Presencia de Precursores de Sismicidad	79
6.5.3 Similaridad de los Patrones.....	79
6.5.4 Naturaleza dual de los Patrones	79
6.6 Patrones de Sismicidad PSP y Algoritmos de Predicción.....	80
6.6.1 Algoritmo M8.....	80
6.6.2 Algoritmo Msc.....	82
6.6.3 Algoritmo RTP	84

CAPÍTULO VII

ALGORITMO M8 Y PREDICCIÓN DE TERREMOTOS	87
7.1 El Algoritmo M8.....	88
7.2 Características Físicas del Algoritmo M8.....	89
7.3 Metodología del Algoritmo M8	90
7.3.1 Funciones del Algoritmo M8.....	93
7.3.2 Parámetros para las Funciones M8.....	94
7.3.3 Normalización de la Actividad Sísmica.....	94
7.3.4 Características de las Funciones en una Secuencia Simple de Terremotos.....	95
7.3.5 Declaración de “Tiempos de Incremento de Probabilidad - TIP”	96
7.4 Aplicación del Algoritmo M8 en el Cinturón del Fuego del Pacífico.....	97

CAPÍTULO VIII

APLICACIÓN DEL ALGORITMO M8 AL PERÚ	99
8.1 Base de Datos.....	100
8.1.1 Catálogo del IGP.....	100
8.1.2 Catálogo del NEIC	101
8.2 Análisis de Datos	103
8.2.1 Conversión de Magnitudes	103
8.2.2 Terremotos Principales y Réplicas	105
8.2.3 Magnitud de Completitud	110
8.3 Aplicación del Algoritmo M8.....	110
8.3.1 Magnitud de Análisis (Mo).....	111
8.3.2 Tiempo de Inicio de Análisis (To)	111
8.3.3 Radio de las Áreas de Análisis (Ro).....	111
8.3.4 Puntos de Interés Analizados	113
8.3.5 Normalización de la sismicidad	114
8.3.6 Calculo de las funciones.....	115
8.3.7 Declaración de una alarma o TIP	115
8.3.8 Evaluación del diagnóstico de los TIP's.....	116
8.4 Resultados del Análisis Retroactivo	117
8.4.1 Terremoto de 1970 y 1996 (Área CR-1).....	119
8.4.2 Terremoto de 1974 (Área CR-2).....	119
8.4.3 Terremoto de 2001 (Área CR-4).....	119
8.4.4 Terremoto de 1996 y 2007 (Área CR-3).....	120
8.5 Resultados del Análisis Prospectivo.....	122
8.5.1 Falsa Alarma FTIP (CP-1).....	124

8.5.2 Primera Zona de Alarma (CP-3)	126
8.5.3 Segunda Zona de Alarma (CP-6)	127

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

Anexo A: *Análisis de los diferentes Métodos Geofísicos usados para la Predicción de Terremotos.*

Anexo B: *Análisis de Tiempos de Incrementos de Probabilidad (TIP'S) de Ocurrencia de Grandes Terremotos en el Perú: Aplicación del Algoritmo M8*

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Desde comienzos de la sismología moderna, numerosos investigadores han tenido y tienen como objetivo principal la elaboración de una metodología que permita predecir a corto plazo la fecha y el lugar donde ocurrirá el próximo gran terremoto, a fin de reducir las pérdidas de vidas humanas y económicas producidas por éstos. Para tratar de resolver tal problema, es necesario partir con un esquema o modelo teórico que explique la formación y secuencia de los terremotos. Así, diferentes autores, tales como Reid (1910), Mogi (1962), Nur (1972), Scholz et al. (1973), Stuart (1974), Das y Aki (1977), Kanamori y Stewart (1978), Keilis-Borok (1990); y Keilis-Borok y Soloviev (2003) han elaborado diferentes modelos basados en el análisis de algunos parámetros geofísicos como la sismicidad y la deformación del suelo medidos de manera continua o periódica. Actualmente, estos modelos son continuamente evaluados y usados en diferentes estudios para explicar de manera consistente el proceso complejo que ocurre en el interior inaccesible de la tierra, el cual es estudiado indirectamente por medio de la observación de algunos fenómenos geofísicos ocurridos en la superficie del suelo. Los trabajos de este tipo empiezan con una descripción simple y general del origen de los terremotos en la región de estudio, su distribución en el espacio y su frecuencia en el tiempo para posteriormente evaluar e identificar variaciones drásticas en uno o algunos de los diferentes parámetros geoquímicos, geofísicos, sismológicos, etc. que se presentan antes de la ocurrencia de un terremoto para que posteriormente estos cambios sean probados con otros terremotos y así llegar a desarrollar un método de predicción eficaz.

Para muchas personas, los terremotos son impredecibles a causa de que, a pesar de todos los avances de la sismología y de algunos casos exitosos de predicción, los científicos aún no han desarrollado un método infalible para determinar con un alto grado de certeza la fecha y el lugar, donde ocurrirá un inminente gran terremoto, a diferencia de cómo el meteorólogo predice la aproximación de tormentas. Esto debido principalmente al medio donde ocurren estos fenómenos, las tormentas; en un medio accesible (aire) en el cual se puede hacer la medición de diferentes parámetros (presión, temperatura, etc.) de una manera casi directa; mientras que, los terremotos ocurren en un medio casi imposible de acceder (inaccesible) por lo que es estudiado por la observación indirecta de ciertos fenómenos que ocurren a varios decenas de kilómetros, por encima, del lugar donde se originan los terremotos. Sin embargo, posiblemente se llegue una día a un nivel adecuado del conocimiento sobre el proceso de la formación de los terremotos, similar al conocimiento de los meteorólogos sobre el proceso de formación de las tormentas, donde se vigile un número determinado de parámetros (sismicidad, GPS, INSAR, emisiones electromagnéticas, etc.) para evaluar y analizar su comportamiento y variación en el tiempo, hasta que una o varias anomalías bruscas en un grupo de estos patrones monitoreados indique la inminente ocurrencia de un terremoto. De los parámetros que constituyen una buena predicción, el tiempo es el factor más importante debido a que juega un papel determinante al momento de tomar las medidas preventivas, debiendo de ser lo más corto y certeramente posible (días ó horas), pero que a su vez permita la evacuación apropiada de todas las personas a las zonas seguras.

Aunque los terremotos parecen ocurrir de manera imprevista, la gran cantidad de energía que liberan es la acumulada durante varios años de anticipación en el interior de la tierra. Por el momento, los científicos no tienen una forma directa y eficaz de medir esta energía acumulada y así determinar los niveles críticos para la ocurrencia de terremotos. Por esta razón, los estudios sobre predicción de terremotos se basan en la medición de cambios en algunos parámetros sismológicos, geofísicos y geoquímicas en la superficie de la tierra, pero cuyo origen son el resultado del proceso que ocurre en el interior de la tierra, que modifican algunas propiedades de las rocas sometidas a esfuerzos. Algunos de estos parámetros son el coeficiente de las velocidades sísmicas V_p/V_s , deformación de la corteza, temperatura y nivel de agua en los acuíferos, campos eléctricos y magnéticos,

ondas de radio en la tierra y en el aire, resistividad eléctrica del suelo, formaciones de nubes, la radiación infrarroja, patrón de frecuencia y distribución sísmica, comportamiento animal, etc.

Existen métodos probabilísticos que realizan el análisis estadístico de una base de datos, como los catálogos sísmicos, la cual es analizada y tratada hasta poder ser evaluada como una base de datos completa y confiable. Para esto se han desarrollado diferentes métodos que realizan la evaluación de las sismicidad en el espacio y tiempo. Una característica principal de la sismicidad global y regional es el de presentar eventos, contenidos dentro de un rango de magnitud, con ciclos de retorno (tiempos de recurrencia) lo suficientemente corto (días o semanas), que permiten acumular una importante cantidad de información, la cual es evaluada y analizada a fin de encontrar una relación entre el comportamiento de los eventos de magnitudes moderadas y la ocurrencia de los eventos con magnitudes mayores. Este tipo de análisis son frecuentemente realizados en diferentes regiones y con diferentes metodologías (algoritmos), y así son mejorados. Todo esto debido a los altos tiempos de retorno que tienen los eventos grandes, que impiden contar con una información completa para así elaborar series continuas de estos, en el tiempo, para determinar su comportamiento y de esta manera pronosticar su próxima ocurrencia.

Existen diferentes estudios de sismicidad que usan distribuciones elaboradas para otros procesos debido a la poca información disponible sobre la recurrencia de los grandes terremotos impidiendo construir su propia serie de tiempo, a fin de describir sus diferentes ciclos o etapas, así como su comportamiento en un futuro. Para solucionar tal problema, se ha propuesto un nuevo esquema matemático llamado “Reconocimiento de Patrones”, a fin de identificar rasgos que preceden a un determinado estado del sistema o a la cercanía de este aún punto crítico (terremoto), por lo que son usados como precursores para la predicción de grandes terremotos.

Los algoritmos numéricos elaborados por diferentes autores se basan en el reconocimiento de patrones que son usados para la predicción de grandes terremotos, los mismos que han sido observados y estudiados individualmente en el pasado. La variabilidad temporal de la sismicidad en un área es caracterizada por la existencia de recurrentes rasgos llamados patrones sísmicos. Varios patrones sísmicos han sido identificados de una manera

consistente usando diversos métodos estadísticos-dinámicos, aplicados para datos de catálogos de diferentes regiones (Keilis-Borok, 1996).

El concepto de patrones sísmicos ha sido incluido exitosamente en diferentes estudios de sismicidad, desde predicciones de terremotos por la formación de estos, hasta el análisis de su desarrollo al inicio y final, como precursores y replicas. En este trabajo, se examina y muestra el esquema considerado por los algoritmos de predicción y su relación con la formación de determinados patrones sísmicos antes de la ocurrencia de grandes terremotos. No obstante, estas nuevas metodologías, siguen siendo mejoradas con el objetivo de reducir el tiempo de anticipación de la predicción (Keilis-Borok et al., 2002). El último algoritmo creado y que en la actualidad está siendo probado en Japón y California es el de “Seguimiento Inverso de los Precursores” o RTP (Reinverse Tracing of the Precursores), algoritmo de predicción de corto plazo (días a semanas), que se basa en la formación de patrones de “cadenas”, antes de los grandes terremotos (Shebalin, et. al, 2004).

El propósito de este estudio es presentar los resultados de la aplicación en el Perú de un novedoso método de predicción de terremotos en un plazo intermedio. El método es conocido como Algoritmo M8 (Keilis-Borok y Kossobokov, 1990) y ha sido aplicado en varias regiones con resultados exitosos, siendo calificado como uno de los mejores métodos desarrollados hasta el día de hoy para la predicción de grandes terremotos (Kossobokov et al., 1999). En la actualidad estos pronósticos continúan realizándose pero su acceso es restringido para el público en general.

La presente investigación está organizada de la siguiente manera. En el Capítulo 1, se realiza una breve introducción sobre el avance alcanzado a la fecha en el tema de predicción de grandes terremotos y la ubicación del área de estudio. En el Capítulo 2, se describe los principales aspectos de la sismicidad y rasgos tectónicos presentes en Perú. En el Capítulo 3, se resume los principales aspectos considerados para la predicción de grandes terremotos, su evaluación y desarrollo en el tiempo. En el Capítulo 4, se describe brevemente los principales aspectos considerados para la elaboración de los catálogos sísmicos globales y regionales, como es el caso del catálogo del IGP. En el Capítulo 5, se describe el método de predicción a largo plazo conocido como “lagunas sísmicas”. En el Capítulo 6, se explica el método de reconocimiento de patrones y su aplicación al estudio

de los terremotos. Así mismo, se realiza el análisis de los principales algoritmos de predicción de grandes terremotos desarrollados a la fecha. En el Capítulo 8, se describe de manera más detallada el Algoritmo M8, el cual es usado en este estudio para el pronóstico a plazo intermedio para la ocurrencia de grandes terremotos en el Perú. En el Capítulo 9 se muestra el procedimiento seguido para el análisis de los datos utilizados para la aplicación del algoritmo M8. Los resultados obtenidos para el Perú, están divididos en dos partes: resultados del análisis retroactivo a fin de medir el grado de certeza del método y resultados del análisis prospectivo a fin de identificar las áreas en las cuales posiblemente ocurra un gran terremoto en el futuro. Finalmente, se presenta las conclusiones y recomendaciones a las cuales se ha llegado en este estudio.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo General

- Determinar Incrementos de Probabilidad en el Tiempo (TIP) para el pronóstico de grandes terremotos en el borde occidental del Perú.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Analizar la ocurrencia de grandes terremotos a largo plazo en el Perú.
- Describir los principios de los Algoritmos numéricos, desarrollados para el pronóstico de grandes terremotos.
- Determinación de Incrementos de Probabilidad en el Tiempo (TIP) antes de grandes terremotos pasados en el Perú.

1.2 Planteamiento del Problema

La alta actividad sísmica presente en el Perú, así como, la ocurrencia frecuente de grandes terremotos, tal como lo muestra los últimos dos terremotos de Arequipa, 2001 (8.4Mw) y Pisco, 2007 (8.0Mw), ambos ocurridos en la última década y las imágenes recientes, de hace algunos años, de los daños directos e indirectos que ambos causaron en la población demuestran la necesidad de incrementar los estudios sobre pronóstico de los terremotos.

El principal problema a la fecha que impide desarrollar un método matemático eficaz, para el pronóstico de los terremotos, es la escasa información que se tiene sobre los grandes terremotos dentro de una región, lo que no hace fiable el uso de la estadística clásica, tal como series de tiempo para la elaboración de una ecuación que describa el comportamiento de estos. El algoritmo M8 está basado en un esquema matemático de “reconocimiento de patrones” usado para describir el comportamiento del proceso complejo en ausencia de ecuaciones que lo describan. Para esto se identifica diferentes patrones presentes en las secuencias de sismos intermedios y moderados, que anteceden a la ocurrencia de un gran terremoto.

1.3 Ubicación del Área de Estudio

La zona de estudio abarca el borde occidental del Perú, desde los 02° hasta los -20° en latitud, y desde los -68° hasta los -84° en longitud. Una de las principales características peculiares de la zona de estudio es la intensa actividad sísmica presente de Sur a Norte en el borde occidental del Perú, debido principalmente a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta interacción se corrobora por la ocurrencia de eventos diariamente registrados por la Red Sísmica Nacional (RSN) del Instituto Geofísico del Perú y la ocurrencia en el pasado de grandes terremotos (Figura 1.1), que han causado y seguirán causando en el futuro un alto grado de daño a la población.

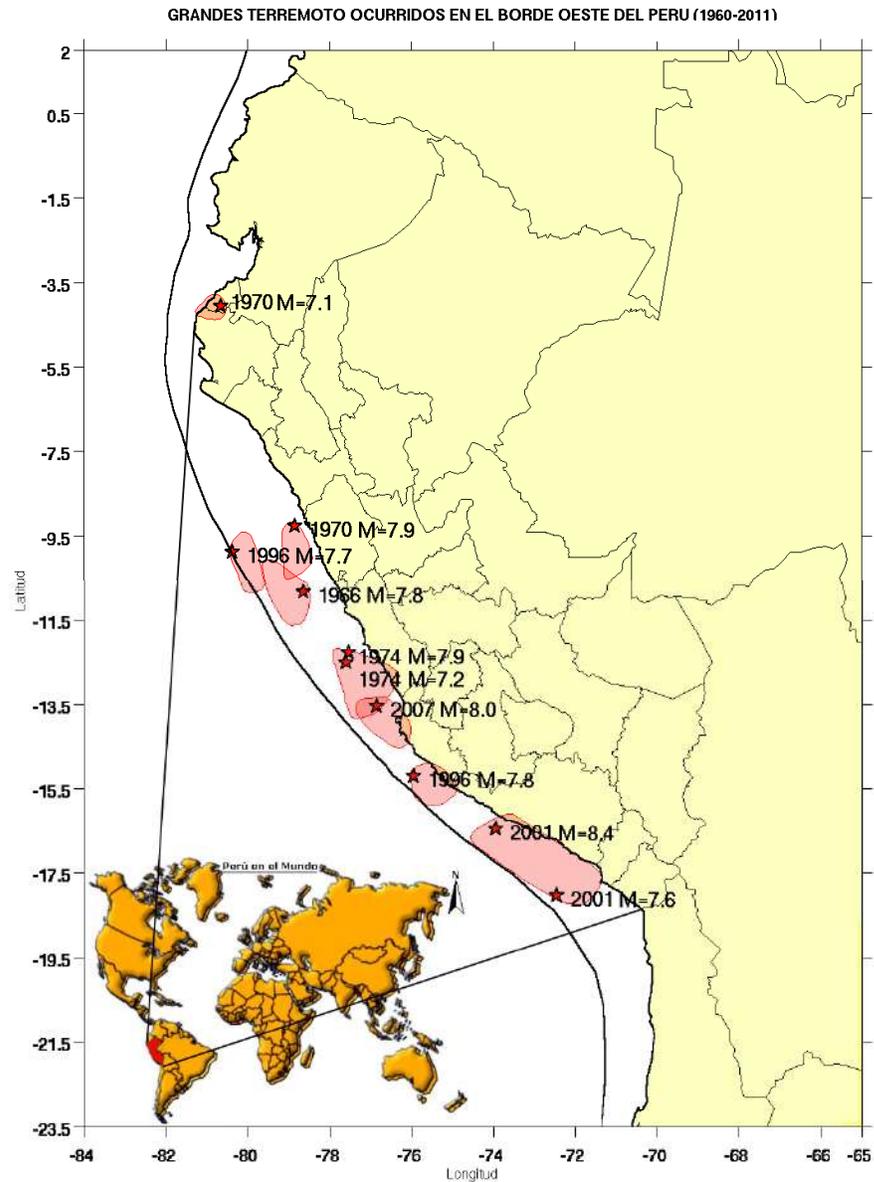


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio y áreas de ruptura de grandes terremotos ocurridos en el periodo 1960 – 2011. M es la magnitud en la escala Mw

CAPÍTULO II

SISMICIDAD Y TECTÓNICA

La actividad sísmica mundial es provocada principalmente por la interacción de las placas tectónicas, la cual es además causante de otros aspectos tectónicos típicos en los bordes de las placas y que dependen del tipo de límite entre las placas. La localización de los terremotos ha permitido tener una imagen real de las principales zonas sísmicas del mundo y los mapas mundiales de sismicidad, de un determinado periodo a otro, siempre muestran las mismas regiones como las de mayor actividad sísmica. Sin embargo, a escala regional se logra observar algunas diferencias, ya que en algún momento puede producirse un terremoto en regiones inhabituales.

2.1 Tectónica de Placas

La Tectónica de Placas señala que la capa superficial de la tierra se divide en dos capas con propiedades diferentes de deformación. Una capa rígida superficial llamada litosfera, cuyo espesor varía en promedio, desde 100 km bajo los continentes, hasta los 30 km bajo los océanos. Esta capa está constituida por la corteza y las rocas rígidas de la parte superficial del manto. La capa inferior, llamada astenosfera, se extiende hasta unos 700 km de profundidad donde las rocas son menos rígidas; es decir, mucho más plástica cuando es comparada con la litosfera. Como consecuencia de la interacción de la litosfera y astenosfera y el contraste de sus propiedades, la litosfera está fragmentada en grandes y pequeños bloques (Figura 2.1) que flotan sobre las rocas más dúctiles con una velocidad

que varía desde 2 a 10 cm/año, siguiendo un patrón complejo. La idea original de esta teoría fue propuesta en 1912 por el científico alemán A. Wegener y después, consolidada y aceptada por la comunidad científica al ser explicada con varios estudios en diferentes campos de la geofísica y otras ciencias de la tierra en general.

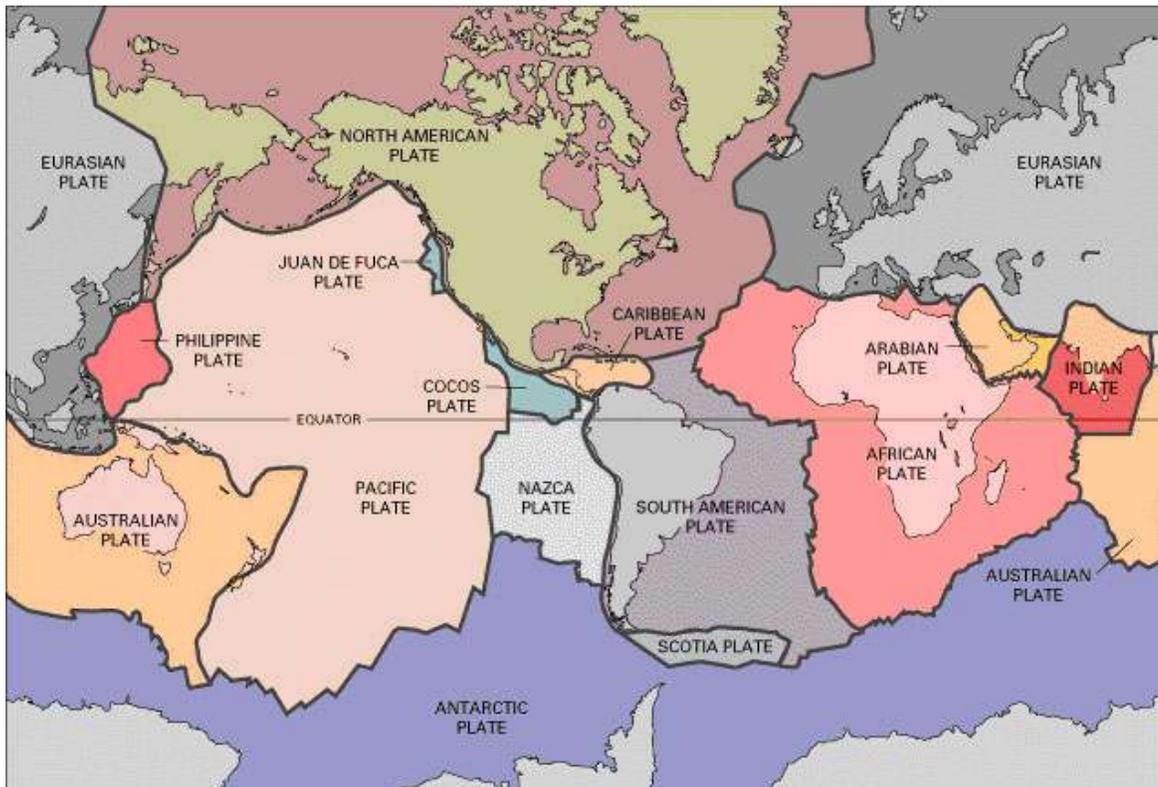


Figura 2.1 Distribución de las principales Placas Tectónicas a nivel global

2.2 Tipos de Márgenes de Placas

Los márgenes de las Placas Tectónicas son clasificados de acuerdo al proceso presente en estas que se describen a continuación.

2.2.1 Márgenes de Extensión (Divergencia)

Lo constituyen las dorsales oceánicas (Figura 2.2), como la Cordillera Centro-Atlántica una cadena montañosa de origen volcánico. El grosor de los sedimentos marinos aumenta en función de la distancia al eje de la dorsal, así como su edad. Los márgenes de extensión actúan como centros a partir de los cuales se va generando en

forma de lava la nueva litósfera que al llegar a la superficie se enfría y se incorpora a la corteza.

2.2.2 Márgenes de Subducción (Convergencia)

Márgenes en donde las placas convergen unas con otras. Este movimiento permite que una de las placas se introduzca debajo de la otra, siendo así consumida por el manto (Figura 2.2). En este proceso se pueden distinguir tres tipos de convergencia de placas: Continental - Continental (Placa de la India y Eurasia), Continental - Oceánica (Placa de Nazca y Sudamérica) y Oceánica - Oceánica (Placa de Filipinas y Placa del Pacífico). El análisis más importante que indica este tipo de contacto de placas, lo constituye la distribución de los sismos en profundidad con lo cual se delimita la geometría de cada una de las placas.

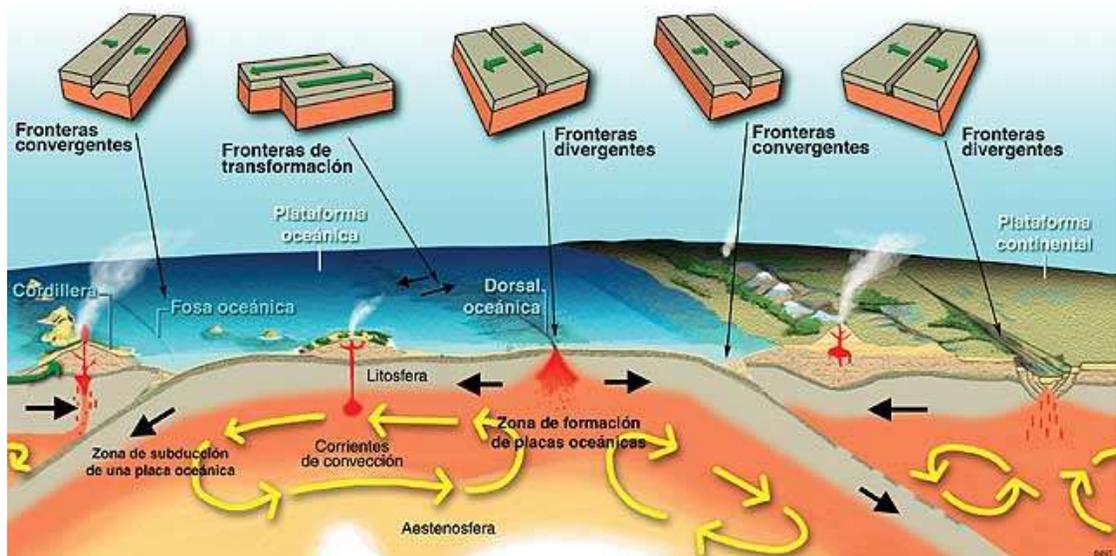


Figura 2.2 Principales límites de las Placas Tectónicas

2.2.3 Márgenes de Transformación

Formada por fallas con movimiento totalmente horizontal (Figura 2.2) y cuyo ejemplo, más común, es la falla de San Andrés en California (EEUU). En este tipo de Fallas, el desplazamiento horizontal se termina súbitamente en los dos extremos de la

misma, debido a que conectan zonas en extensión y subducción entre sí o unas con otras. Estas fallas son necesarias para explicar el movimiento de las placas, que no sería posible sin este tipo de margen. Los terremotos producidos por este tipo de fallas suelen tener magnitudes grandes ($M > 8$) como el terremoto de San Francisco en 1906, asociado a la falla de San Andrés, con una longitud de ruptura de 300 km aproximadamente.

2.3 Sismicidad Global

La distribución de los sismos en un mapa geográfico (Figura 2.3) muestra que la mayor actividad sísmica se da en los límites de las principales placas tectónicas, aunque dentro de estas la sismicidad es menor, es también importante y esta generalmente asociada a la deformación interna de las placas que originan diferentes sistemas de fallas, en los continentes, las cuales a su vez son clasificadas como activas e inactivas.

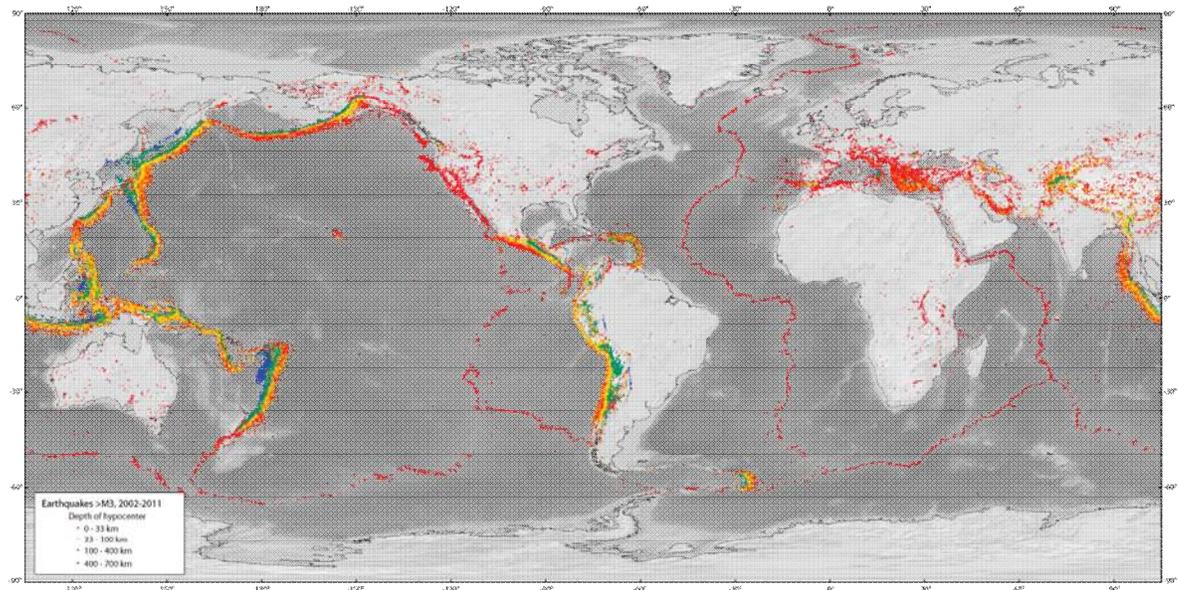


Figura. 2.3 Mapa global de distribución de los sismos. El color de los símbolos indica la profundidad de ocurrencia de los sismos (Egger, 2003)

El Círculo Circumpacífico o Cinturón del Fuego del Pacífico es donde se libera cerca del 80% del total de la energía sísmica y está formado, empezando desde el Norte en sentido antihorario, por las Islas Aleutianas, Kantchatka, Kouriles y las costas orientales de las

islas Japonesas. Esta zona sísmica se divide en dos alineamientos, uno pasa por Formosa y el arco de Filipinas, y el otro más hacia el Este a través de las crestas submarinas marcada por las Islas Bonin, Marianas, Guam y las Carolinas Occidentales; estos dos alineamientos se juntan en Nueva Guinea y el círculo sigue por las Islas Salomón, Nueva Hebrides, Fidji, Tonga - Kermadec y Nueva Zelanda. Finalmente, el círculo continúa en las Antillas del Sur y se remonta a lo largo de todo el litoral del Pacífico en América del Sur y bajo los Andes, englobando el bucle de las Antillas (México, California y Alaska) y cerrándose el círculo en las Islas Aleutianas. En todas estas zonas, los sismos se distribuyen en profundidad formando planos inclinados llamados zonas de Benioff. Al SE del Pacífico, las zonas sísmicas están asociadas a los rifts oceánicos que se inician en las Islas Balleny en la Antártida y se juntan en el Golfo de California pasando por la Cresta de la Isla de Paques y Galápagos, siendo todos los terremotos superficiales. También existen Rifts medio-oceánicos (Indo-Atlántico e Indo-Antártico), en donde líneas de grietas separan en dos partes el Océano Atlántico y el Océano Indio generando terremotos con foco superficial de magnitud moderada. Como una última zona sísmica se tiene la “transasiática”, que engloba todo el sistema orogénico alpino, desde España, África del Norte hasta las cadenas del Asia Central (Birmania o Indonesia), ellas se juntan en el mar de Banda en el círculo circumpacífico.

De todas las regiones descritas y consideradas como sísmicamente activas, las regiones que presentan un mayor potencial sísmico para la ocurrencia de grandes terremotos destructivos ($M > 8.5$), como el terremoto de Sumatra (9.3Mw), 2004; el terremoto de Chile (8.8Mw) y el terremoto de Japón (9.0Mw), 2011 se encuentran alrededor del Cinturón del Fuego del Pacífico, más exactamente en las regiones asociadas con procesos de subducción, como lo muestra la distribución de los últimos diez terremotos con mayor magnitud ocurridos alrededor del mundo (Figura 2.4), desde 1900 a la fecha.



Figura 2.4 Distribución de los últimos diez grandes terremoto ocurridos en el cinturón de fuego del pacífico desde 1900 hasta el año 2011

2.4 Características de la Sismicidad en Perú

La sismicidad en el Perú es atribuida principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana; cuya interacción provoca una intensa actividad tectónica como la formación de volcanes y deformaciones corticales en el continente, procesos que contribuyen, en menor grado, a la actividad sísmica con eventos menos frecuentes y de magnitudes menores en comparación con la frecuencia y las magnitudes de los terremotos que se dan en el borde oeste del continente, actividad directamente relacionado al proceso de subducción.

En el Perú el estudio de la distribución espacial de la sismicidad ha permitido delimitar de un modo indirecto el contacto de las placas en función de la profundidad de los focos de los sismos, la misma que parece ser diferente a las regiones Sur con respecto al Norte y Centro (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; James, 1978; Hasegawa y Isacks, 1981; Grange, 1984; Rodrigues y Tavera (1991); Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998). El cambio en la forma de esta geometría podría ser explicado con la posible existencia de una contorsión de la placa, situada entre 13° y 15°S, tal como lo sugiere Barazangi e Isacks (1979); y Tavera y Bernal (2002).

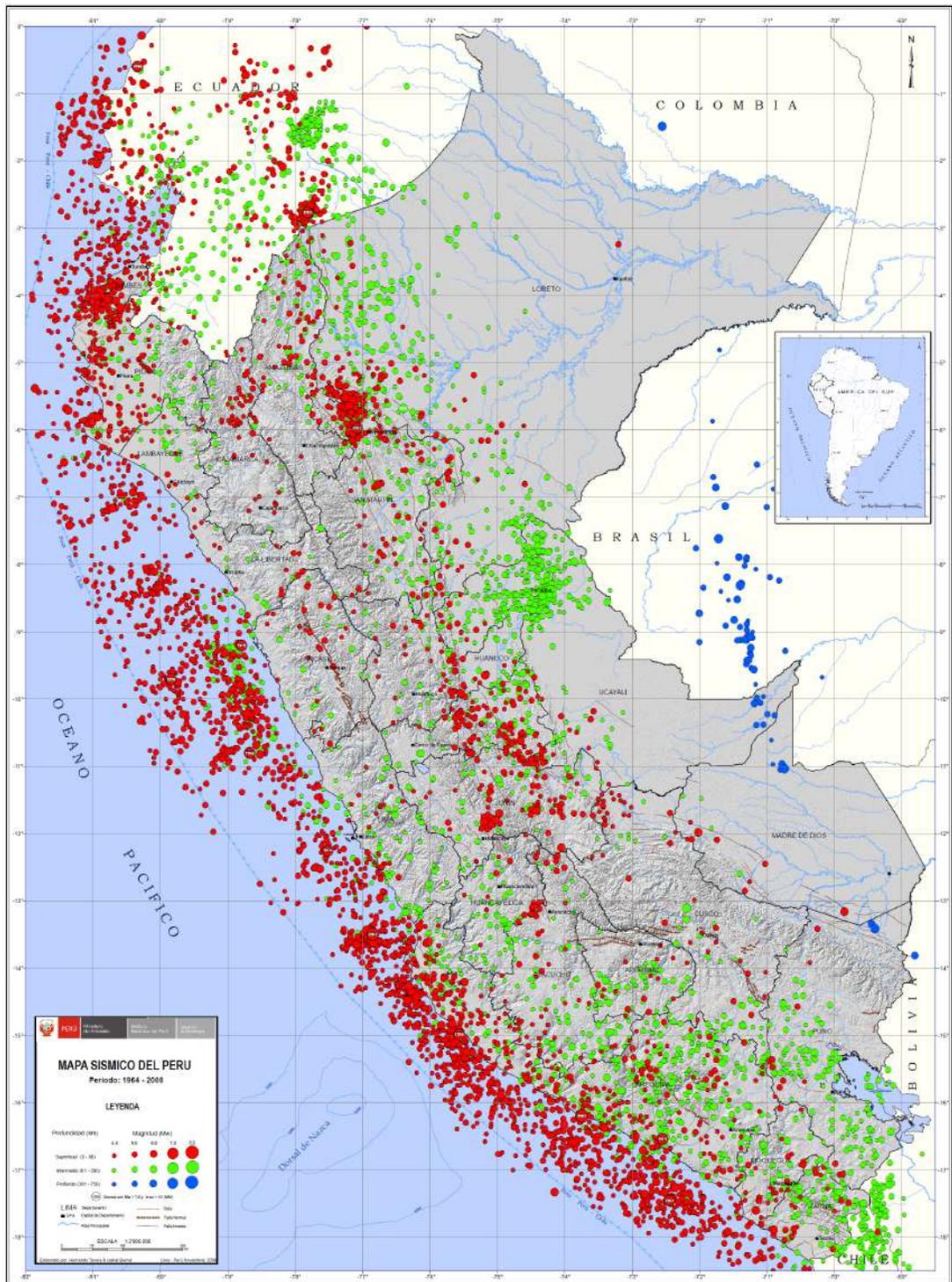


Figura 2.5 Mapa de distribución de terremotos superficiales, intermedios y profundos, periodo 1964-2008 (Tavera y Bernal, 2009)

2.4.1 Sismos con Foco Superficial ($h < 60$ km)

Los sismos con profundidades menores a 60 Km son denominados como sismos superficiales, los cuales por su cercanía a la superficie y dependiendo de la distancia a las ciudades (localidades pobladas) y principalmente de su magnitud ocasionan desde pequeños sobresaltos hasta importantes daños en la población. La distribución espacial de estos sismos (Figura 2.5) muestra dos zonas bien marcadas en las cuales se concentran. La primera zona, la más densa y de mayor volumen se ubicada a lo largo del borde oeste del Perú, entre la trinchera de Perú y la línea de costa (litoral), este último límite en algunos lugares llega hasta algunos kilómetros dentro del continente. La actividad sísmica en esta zona está asociada directamente al proceso de subducción. La segunda zona se localiza entre las latitudes 3°S y 13.5°S alrededor y sobre el límite entre la zona subandina y la cordillera Oriental. La actividad sísmica en esta zona está asociada a fallas superficiales activas (Figura 2.7), como las fallas de Rioja (al Norte del Perú, en San Martín), Satipo (en el Centro del Perú, en Junín) y Huaytapallana (en Huancayo). Al Sur del Perú, dentro del continente, y entre las zonas descritas arriba también se observa sismos superficiales, pero estos se encuentran muy dispersos y se asocian a fallas superficiales que se activan eventualmente como la falla de Toquepala (al Sur del Perú, en Moquegua).

2.4.2 Sismos con Foco Intermedio ($60 < h < 300$ km)

Los sismos intermedios se caracterizan por presentar profundidades entre 61 y 300Km y por presentar magnitudes moderadas ($M < 7.0$). Debido a estos dos aspectos, provocan mucho menos daño que los grandes terremotos superficiales. La distribución espacial de estos sismos muestra que, en su mayoría, se encuentran en el interior del continente concentrándose principalmente en tres zonas. La primera se encuentra cerca al margen derecho de la línea de costa en un segmento limitado entre la fractura de Mendaña, por el norte y la Dorsal de Nazca, por el Sur. El segundo grupo se ubica principalmente en la zona Sudandina, paralelo a la cordillera Oriental, y está comprendida desde los 3°S hasta los 12°S, con una orientación aparente de NO-SE, cruzando de norte a sur los siguientes departamentos; Loreto, San Martín,

Ucayali, Huánuco, Junín y Pasco. La tercera zona se localiza en la región Sur del Perú sobre el Altiplano peruano-boliviano, la cordillera occidental y la cordillera oriental, cubriendo los departamentos de Tacna, Moquegua, Arequipa, Puno, Apurímac, y la zona Sur de Ayacucho. Aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad se localizan en esta última zona (Tavera y Bernal, 2002).

2.4.3 Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ Km)

Los sismos profundos presentan profundidades mayores a los 301Km y se concentran en dos áreas importantes una en el límite Perú-Brasil y otra en el límite Perú- Bolivia con una orientación de Norte a Sur. Su distribución en superficie (Figura 2.5) muestra que el número de los sismos profundos está muy por debajo al de los sismos con foco superficial e intermedio; sin embargo, su tamaño son varias veces mayores a los sismos que ocurren a profundidades intermedias y similares a los terremotos históricos destructivos con focos superficiales, ocurridos cerca de la línea de la costa. Sin embargo por la profundidad del foco y la atenuación causada por el medio, los grandes terremotos profundos causan pocos daños indirectos en la población, tal como fue el caso del Terremoto de 1994 (9.0Mw).

2.5 División Geomorfológica del Perú

El Perú desde el punto de vista geomorfológico, puede ser dividido en una serie de siete unidades morfoestructurales que se distribuyen de Oeste a Este (Figura 2.6), paralelas a la línea de costa (Dalmayrac et al, 1987; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se presenta una descripción de cada una de estas unidades.

La Cordillera Costanera tiene su origen durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico (aproximadamente hace 4500 años) habiendo sido plegada hasta alcanzar elevaciones máximas de 1200msnm y posteriormente erosionada parcialmente. Actualmente, esta unidad se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral siguiendo una dirección NO-SE. El segmento Sur de esta cordillera, está formada por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° Sur como parte de la deflexión ubicada en el extremo SE del territorio

peruano y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur, el mismo que forma parte de la deflexión ubicada al Nor-Oeste del territorio peruano y que se proyecta sobre territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6 ° al 14° Sur, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por efectos tectónicos (INGEMET, 1995).

La Zona Costanera presenta elevaciones entre 50 y 1500 metros sobre el nivel del mar. Esta unidad presenta un ancho máximo de 100 km en la región Norte y de 40 km. en la región Sur de Perú. La Zona Costanera está constituida por materiales volcánicos y rocas sedimentarias con la presencia de plegamientos suaves en la región Norte-Centro y basamentos fuertemente plegados en la región Sur (Sebrier et al., 1985).

La Cordillera Occidental con una elevación máxima de 5000msnm, se caracteriza por constituir el batolito plutónico andino de mayor volumen. En general, esta cordillera se orienta en dirección NO a SE; sin embargo, algunas estructuras regionales tienden a cambiar su orientación hacia el Oeste en las proximidades de la deflexión de Abancay (entre 13° y 14° Sur) y en el extremo NE cerca de la deflexión de Huancabamba (~5.0° Sur). Esta unidad está compuesta principalmente por rocas volcánicas y plutónicas deformadas además de la presencia de fuertes plegamientos fallas normales, inversas y grandes sobrecorrimientos. En la región Sur, esta unidad se caracteriza por presentar una alineación de conos volcánicos sobre una longitud de aproximadamente 300 km en dirección NO-SE (Bonnot et al., 1988).

El Altiplano presenta elevaciones medias del orden de 3000 msnm y anchos que varían entre 10 a 50 km. en la región Central y de 140 a 200 km. en la región Sur. Esta unidad se extiende desde la latitud de 9° Sur (Ancash) hasta cubrir todo el Altiplano peruano-boliviano siguiendo una orientación NO a SE. El Altiplano, está formado por una serie de depresiones (cuencas intra-montañosas) y elevaciones (altas mesetas) que se prolongan hacia el altiplano boliviano. En la región Sur, se puede identificar la cuenca del Lago Titicaca y las depresiones intra-montañosas a lo largo de los valles longitudinales interandinos (Sebrier et al., 1985).

La Cordillera Oriental en promedio presenta elevaciones medias de 3700 a 4000msnm y anchos que varían entre 70 a 100 km aproximadamente. En general, esta cordillera se

extiende de Norte a Sur siguiendo una orientación NW-SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento en dirección Este-Oeste a la altura de la latitud de 14° Sur conocida como deflexión de Abancay. En la región Norte, por la latitud de 5°S, la Cordillera Oriental presenta otro arqueamiento pronunciado, el cual recibe el nombre de deflexión de Huancabamba (Marocco, 1980). Esta cordillera corresponde principalmente a un extenso anticlinal formado esencialmente por depósito intrusivos y cuyo levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales distribuidas a lo largo de su límite con la zona Subandina (Megard, 1978).

La Zona Subandina presenta una anchura variable debido a que en ella se amortiguan las estructuras andinas formando una gruesa serie continental de terrenos sedimentarios fuertemente plegados como producto de la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina. Este proceso permite observar una topografía accidentada con la presencia de numerosos sistemas de fallas inversas, sobrecorrimientos y plegamientos de estratos con trazas de falla y ejes de plegamiento orientados en dirección NO-SE (Megard y Philip, 1976; Dalmayrac et al., 1981; Lindo, 1993; Tavera y Buforn, 1998).

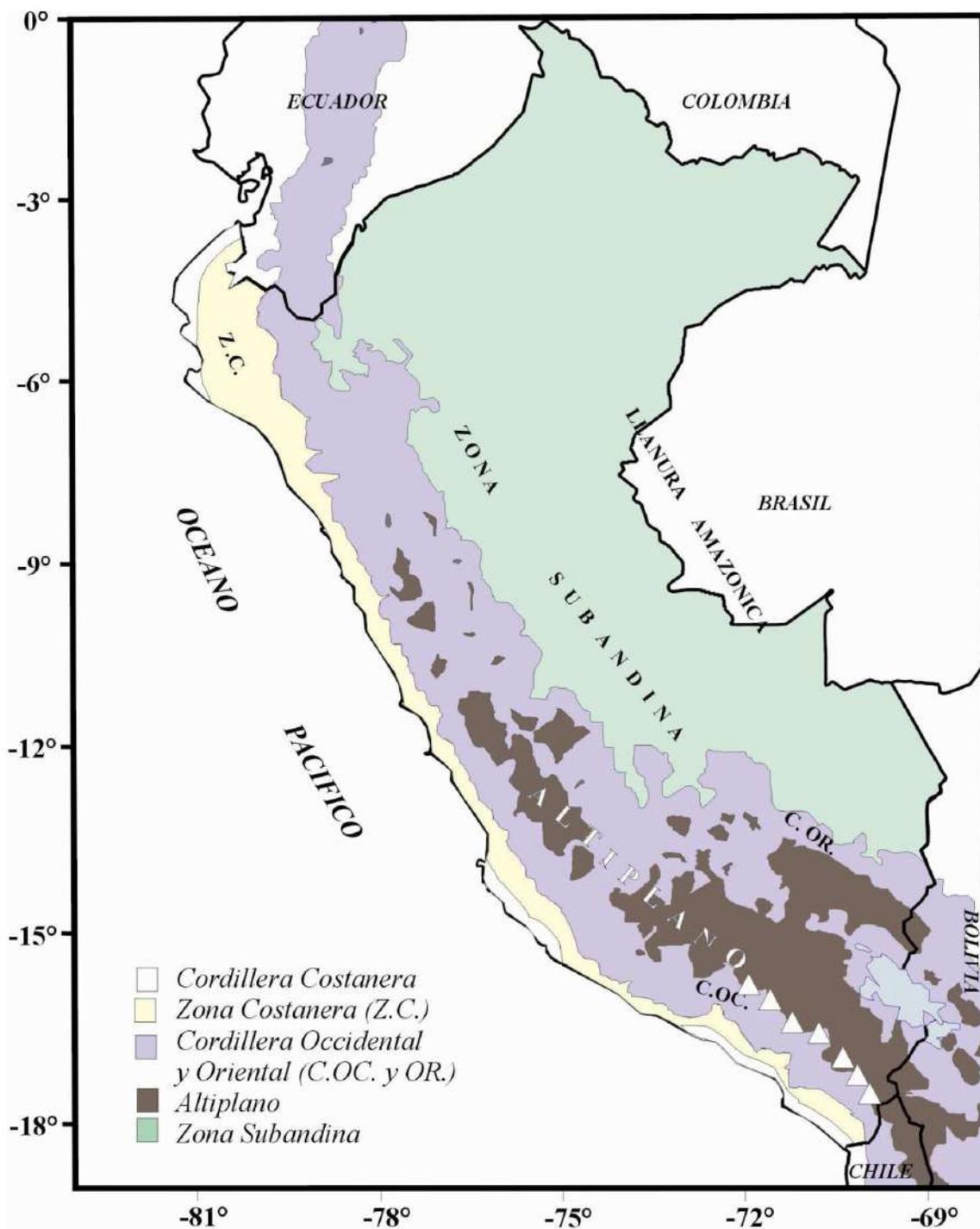


Figura 2.6 Principales unidades geomorfológicas en Perú (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998)

2.6 Principales Rasgos Tectónicos en Perú

Los principales rasgos tectónicos presentes en el Perú se han formado por efectos de la tectónica de placas; es decir, por la colisión de dos placas tectónicas como la placa oceánica de Nazca y la placa continental de Sudamericana, donde la placa más densa (placa oceánica) se introduce debajo de la placa menos densa (placa de Sudamérica) dando origen al proceso de subducción, que es causante de todos los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente, tales como la elevación de la cordillera andina, formación de volcanes, deformación cortical (fallas superficiales), etc. En el Perú también se observa relieves formados en el límite pasados de placas como la Dorsal de Nazca. Entre los principales elementos tectónicos se puede mencionar los siguientes: (A continuación se describen los principales elementos tectónicos presentes en el Perú.)

2.6.1 La Fosa Marina

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

2.6.2 La Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca, es una cordillera oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Sur de Perú frente al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde se presenta un ancho aproximadamente de 220 km sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo

SO. La cota de 2000 metros de esta dorsal, se localiza aproximadamente a 50 km. de distancia de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducieron bajo la placa continental (Sebrier et al 1985). La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región. Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Tavera y Buform, 1998).

2.6.3 Fractura de Mendaña

La Fractura de Mendaña corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash (10° - 12° de latitud Sur). En la actualidad, esta fractura tiene una orientación NE-SO, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena y tiene un ancho aproximadamente de 80 km. Según la Figura 2.7, esta estructura se localiza aproximadamente a una distancia de 180 km de la línea de fosa.

2.6.4 La Cordillera Andina

La Cordillera Andina se ha formado como producto del proceso de compresión entre la placa oceánica y la placa continental en diferentes procesos orogénicos. Esta cordillera, en general, está conformada por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie terrestre por procesos tectónicos. La Cordillera Andina se distribuye en el Perú de Norte a Sur, alcanzando un ancho de 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta un ancho de 500km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buform, 1998). Estudios de sismicidad, muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51km en la región Central (Tavera, 1993); mientras que en la región Sur su espesor sería de 75km aproximadamente (James, 1978). También es notoria, en la cordillera andina, la presencia de dos inflexiones, la primera a la altura de 5° Sur, denominada deflexión de Huancabamba y la segunda a los 14° Sur, denominada deflexión de Abancay. Estas deflexiones cambian

parcialmente la orientación de la cordillera en dirección NE-SO y Este-Oeste respectivamente.

2.6.5 Los Sistemas de Fallas

El proceso de deformación de la corteza continental, como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Andina, ha dado origen a la formación de diferentes sistemas de fallas distribuidas sobre todo el territorio peruano. En general, estos sistemas son de tipo inverso sobre la zona Subandina, al pie de los principales plegamientos formados por la subsidencia del escudo brasileño bajo la cordillera Oriental (fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios). Mientras que, en la Alta Cordillera y en el Altiplano, el número de estos sistemas es menor y se encuentran ubicados principalmente al pie de algunos nevados importantes, y deben su origen a procesos extensivos (fallas de la Cordillera Blanca y Tambomachay) y compresivos (sistema de fallas del Huaytapallana).

A continuación, se describirá las características más importantes de los principales sistemas de fallas, según su ubicación en cada una de las unidades morfoestructurales descritas arriba (Figura 2.6).

En la Zona Costanera, a la altura de 5° Sur, se ubica la falla de Huaypira (HP) con una orientación NE-SO y E-O; entre 14° y 16° Sur, se observa la presencia de la falla de Marcona (MA) con orientación NO-SE y a la altura de 16.5° Sur, destaca la falla de la Planchada (PL) con orientación NO-SE. Estas fallas presentan longitudes del orden de 90 km. en promedio y son de tipo normal.

En la Cordillera Occidental es importante la presencia de la falla de la Cordillera Blanca (CB) de tipo normal con buzamiento al SO cuya extensión es una de las mayores en el mundo (200 km). El ramal Norte de esta falla, recibe el nombre de falla de Quiches. A la altura de la latitud de 16° Sur aparece la falla de Pampacolca (PC) con una longitud de 30 km, siendo esta de tipo normal con el buzamiento de su plano principal en dirección SO. La falla de Ichupampa (IP) se ubica entre 17° y 18.5° Sur sobre una longitud de 220 km. aproximadamente. Esta falla es de tipo normal con

buzamiento hacia el SO y conforme se extiende hacia Chile buza hacia el Oeste. En la alta Cordillera sobre la latitud de 12.5° sobresale el sistema de fallas del tipo inverso del huaypallana (HU) con una longitud de 25 km en dirección NO-SE y con buzamiento hacia el NE. A la altura de 13.5° S, sobresale el sistema de fallas de Ayacucho (AY).

En el Altiplano y en la Cordillera Oriental, entre 13° - 14.5° S, se ubica el sistema de fallas de Tambomachay (TM), el mismo que prácticamente cruza el extremo sur del departamento de Cuzco. Este sistema considera además, a un importante número de fallas de tipo normal que se distribuyen siguiendo diversas direcciones, siendo las de mayor longitud las fallas de Viscachani, Alto Vilcanota, Pomacanchi y Lanqui-Layo, todas con una orientación en dirección Este-Oeste.

En la zona Subandina destacan los sistemas de fallas inversas del Alto Mayo (AM) ubicadas entre las latitudes de 4° a 8° Sur, el sistema de fallas de Satipo-Amauta (SA) entre 9° y 12° Sur y el sistema de fallas de Madre de Dios (MD) entre 12° y 14° Sur. Todos estos sistemas, presentan fallas de diferentes longitudes (entre 300 a 500 km) y en general, se orientan paralelas a la Cordillera Andina con buzamiento hacia el SO.

Todos los sistemas de fallas, descritos anteriormente, han sido reactivados al menos una vez en el pasado por la ocurrencia de sismos de magnitudes elevadas, los mismos que en algunos casos han puesto en evidencia sobre la superficie escarpas de falla con desniveles, sobre el nivel del suelo, del orden de 2 y 4 metros (Falla de Huaytapallana y Quiches). Por ejemplo, en la Zona Subandina los sismos de 1990 y 1991 reactivaron el sistema de fallas del Alto Mayo; en la Cordillera Oriental, la falla de Tambomachay fue reactivada con el sismo de 1986; en la Cordillera Occidental, la falla de Quichés se originó con el sismo de 1946 y la falla de Huaytapallana fue reactivada con los sismos ocurridos en 1981 y 1999 (Tavera y Bernal, 1998).

2.6.6 La Cadena Volcánica

La Cadena Volcánica se ubica en la región Sur de Perú por debajo de la deflexión de Abancay hasta los 25°S en Chile. Esta cadena se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE en Perú y N-S en el extremo Norte de Chile. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al, 1685). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Misti (5825 msnm), Ubinas (5672 msnm), Chachani (3745 msnm), Huaynaputina (4800msnm), Tutupaca (5806 msnm), Yucamane (5508 msnm). Es importante remarcar que en las regiones Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica disminuyo o desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980).

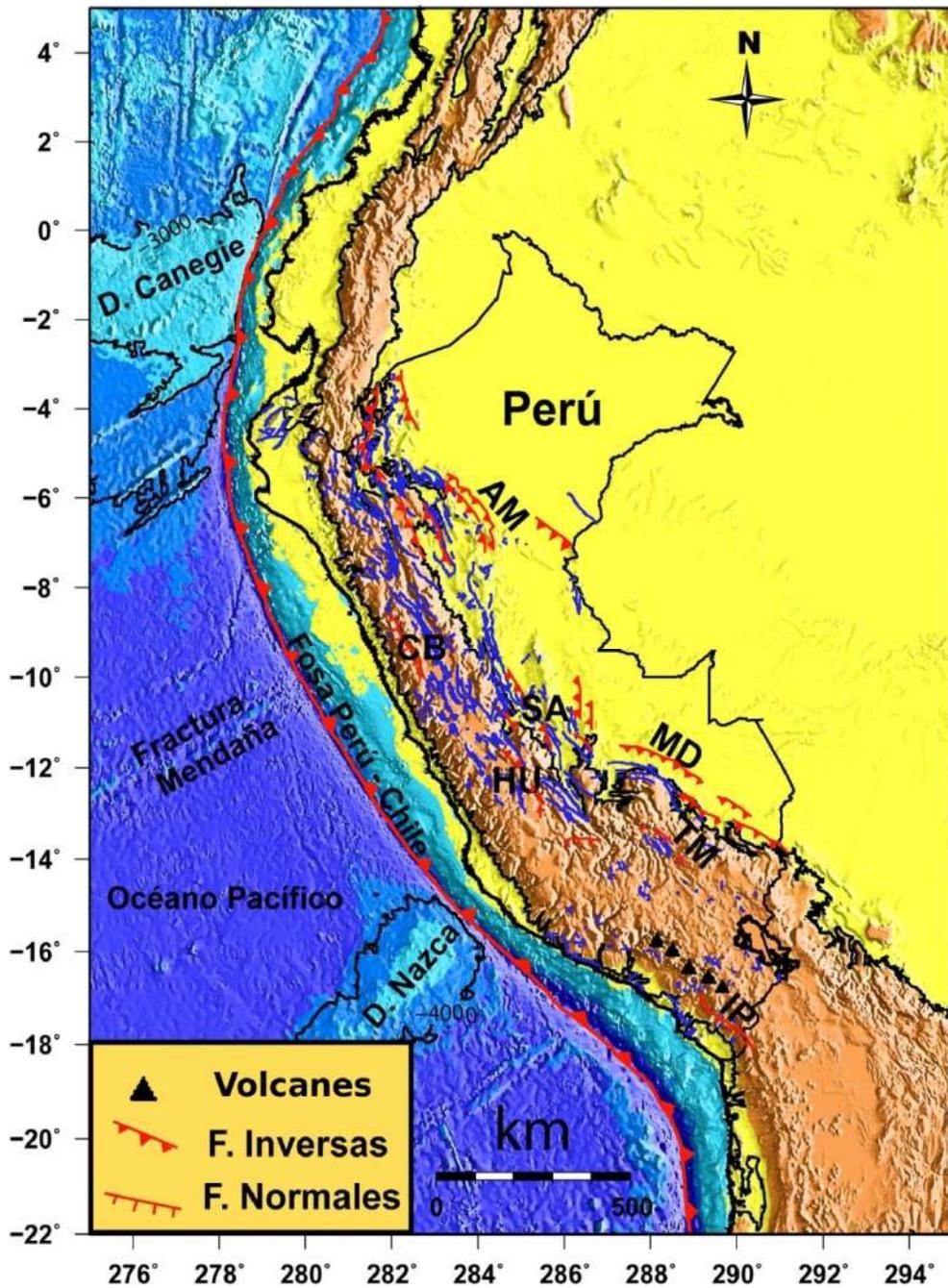


Figura 2.7 Principales rasgos tectónicos presentes en Perú

CAPÍTULO III

PREDICCIÓN DE TERREMOTOS

La lista preliminar del IASPEI sobre los principales precursores de terremotos fue declarada en marzo de 1994 (Wyss, 1997), y sólo se incluye cinco de los cuarenta precursores presentados. Uno se basa en variaciones químicas del agua subterránea (Wakita, 1988), otro en base a las medidas de deformación en la corteza y en los niveles del agua subterránea (Roeloffs y Quilty, 1997) y los otros tres, en patrones de sismicidad que consideran como precursores sísmicos a los eventos predecesores (con varios días de anticipación), enjambres de terremotos (con varios meses de anticipación al terremoto) y los silencios sísmicos que han sido observados algunas veces antes de un gran terremoto. Estos cinco precursores parecen ser los más consistentes, mereciendo a su vez, un mayor estudio para la mejor comprensión de su relación con los grandes terremotos ya que hasta la fecha, ninguno de ellos puede ser considerado todavía como un precursor infalible para la predicción de grandes terremotos.

A nivel mundial el primer programa científico sobre el pronóstico de los terremotos fue formulado por Golitsin en 1911 y consideraba los siguientes puntos: 1) estudio de la actividad sísmica y cambios en el la actividad sísmica (sismicidad); 2) estudio de las velocidades de propagación de ondas sísmicas en las zonas sísmicamente activas a fin de evaluar el estado de tensión; 3) mediciones geodésicas para detectar deformaciones lentas de la corteza terrestre; 4) mediciones gravimétricas; 5) estudio del nivel y flujo de del agua

en manantiales y pozos de agua, así como el estudio de la composición de gases adsorbidos en la corteza terrestre.

El sismo de Ashjabad de 1948 sirvió de impulso para la realización de los trabajos encaminados a la búsqueda sistemática de los precursores de terremotos en la URSS. En 1949, en la región de Garm (Tadzhikistán, URSS), se formó un grupo de geofísicos para estudiar y verificar los posibles precursores de terremotos considerando en aquel tiempo a A. Gámburtsev, como jefe de los geofísicos soviéticos, y formuló a fines de 1953 un programa nuevo sobre la búsqueda de los precursores de terremotos que consistía en el cambio de observaciones temporales en las regiones sísmicamente activas a las observaciones continuas durante todo el año. Los trabajos de pronóstico fueron reforzados después del sismo de Tashkent de 1966. A mediados de los años 60, A. Fedótov, sismólogo soviético, miembro correspondiente de la Academia de Ciencias de la URSS, mostró por primera vez la posibilidad de un pronóstico para los terremotos a largo plazo en base del análisis de la sismicidad de la región de las islas Kuriles y de la península de Kamchatka. Descubrió que en la zona de empalme de la placa del Pacífico con la de Eurasia, los terremotos más fuertes migran de Norte a Sur por la zona de dicho empalme con un período aproximado de 100 años. Además, los nuevos terremotos fuertes aparecían en las zonas sísmicamente «mudas», denominadas posteriormente como “lagunas sísmicas”, allí donde no había ocurrido un gran terremoto durante largo tiempo. El gran desarrollo actual de los trabajos dedicados al pronóstico de los terremotos en la URSS se debe, en sumo grado, al académico A. Sadovski, director del Instituto de Física de la Tierra «O. Yu. Schmidt» de la AC de la URSS.

Entre algunos precursores de terremotos estudiados en Garm por el Instituto de Física de la Tierra de la AC de la URSS están los siguientes cambios en: la relación de las velocidades sísmicas (V_p/V_s), la resistencia de suelo, emisiones de radón, deformación y levantamientos del suelo y eventos predecesores, antes de la ocurrencia de grandes terremotos. Algunos de estos mismos precursores fueron también identificados en otras regiones, como China, Japón y U.S.A (Schoz et. al 1973).

3.1 Etapas del Proceso de un Terremoto

El concepto de ciclo sísmico está elaborado y probado para terremotos de magnitudes importantes ($M > 6$) están relacionado con la acumulación y liberación de energía, asociada a la acumulación de esfuerzos en la corteza. Dentro de un ciclo sísmico; es decir, antes, durante y después de un terremoto, se observan diferentes cambios en el registro de los precursores (Figura 3.1). El comportamiento variable de los precursores en el tiempo permite dividir el ciclo sísmico en las siguientes etapas:

3.1.1 Etapa Inter-sísmica

Esta etapa se inicia con el término de la redistribución de las tensiones (réplicas) y el inicio de otra de acumulación. La etapa termina cuando las alteraciones de las propiedades de la tierra aumentan debido a la gran cantidad de tensión acumulada. Esta etapa ocupa más del 90% del ciclo sísmico. En la parte final, la alta acumulación de energía deforma la parte superior de la corteza causando agrietamientos (fisuras) en la corteza que se incrementan en el tiempo.

3.1.2 Etapa Pre-sísmica

En esta etapa se incrementa el desarrollo de anomalías en las tendencias medias de los precursores debido a la intensa alteración de la corteza por la filtración del agua en las grietas que por presión rompen la corteza provocando su debilitamiento. Esta etapa es corta y su comprensión a plenitud es de particular interés para la predicción de terremotos.

3.1.3 Etapa Co-sísmica

Representa la etapa más corta del ciclo, dura unos cuantos segundos a minutos e indica el final del ciclo sísmico. En esta etapa, por el debilitamiento de la corteza se produce la liberación de la energía acumulada provocando las rupturas abruptas y el movimiento rápido de la corteza (terremoto), los cuales a su vez producen una rápida distribución de las tensiones en la corteza.

3.1.4 Etapa Post-sísmica

Este periodo se inicia después de la ocurrencia de un terremoto (fin de un ciclo sísmico); por lo tanto, se caracteriza por un estado de relativa calma en el que las tensiones se redistribuyen, produciendo la consolidación de los materiales sueltos y la reactivación de fallas pequeñas cercanas al epicentro, con la ocurrencia eventual de sismos pequeños (réplicas).

3.2 Precursores

Los precursores son cambios anormales observados en los diferentes parámetros geofísicos medidos en un área específica, previos a la ocurrencia de un terremoto. Estos cambios están relacionados con leves alteraciones de las propiedades físicas de la tierra como consecuencia de la acumulación de la energía y presión (tensiones) en el interior de la corteza. Algunos de estos precursores geofísicos observables son:

- Cambios en la deformación de la corteza
- Cambios en la relación de velocidades sísmicas (V_p/V_s)
- Variaciones geoquímicas de radón y otros gases
- Cambios en los niveles de agua y temperatura en aguas subterráneas
- Cambios en el campo magnético y eléctrico de las rocas
- Cambios en la resistividad del suelo
- Cambios en las corrientes eléctricas en el suelo
- Lagunas Sísmicas

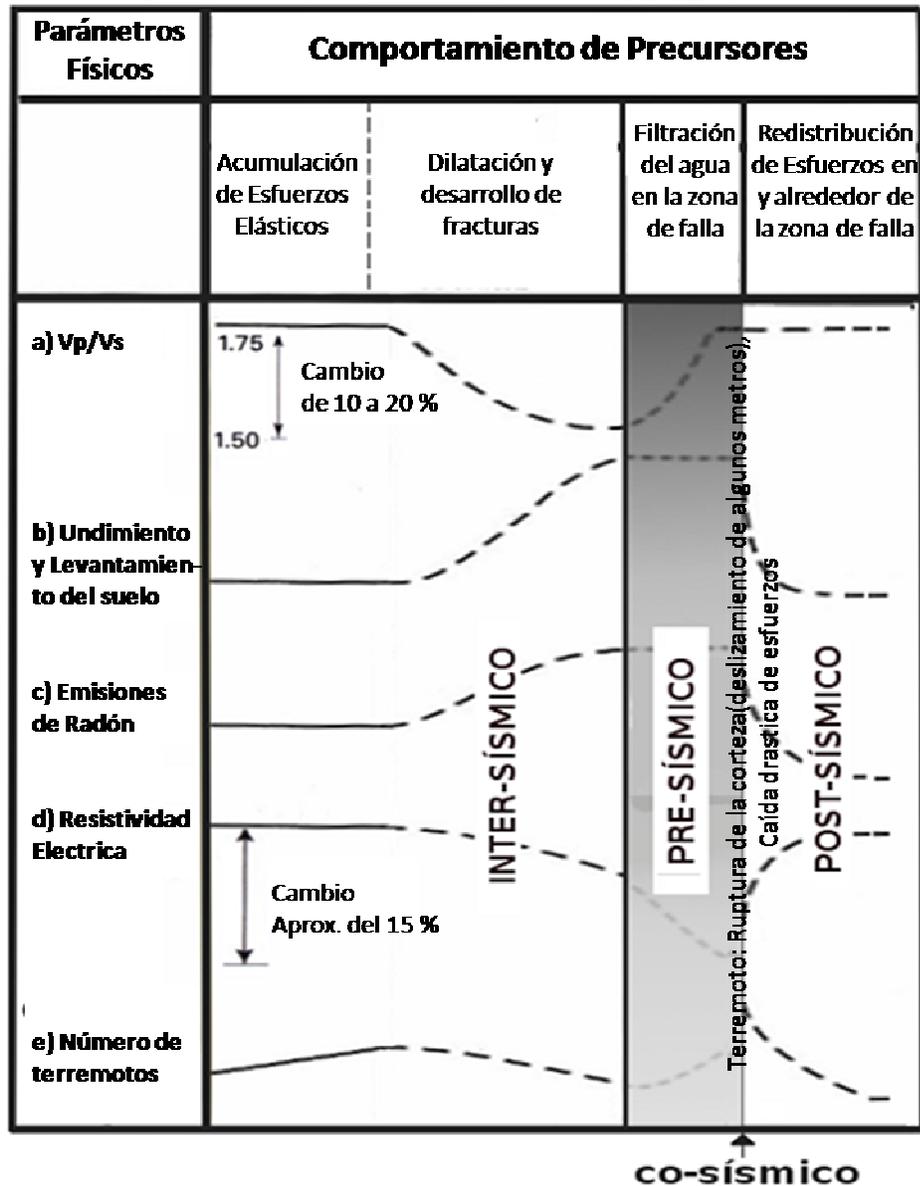


Figura 3.1. Comportamiento general de: a) Coeficiente V_p/V_s , b) Deformación del suelo, c) Emisiones de Radón, d) Resistividad y e) Numero de eventos, dentro del ciclo sísmico: Inter-sísmico, Pre-sísmico, Cosísmico y Post-sísmico (Scholz et. al 1973)

Estos eventos precursoros son frecuentemente identificados en los registros de los diferentes parámetros geofísicos, sea de manera directa o indirectamente antes de los terremotos. Sin embargo, algunos pocos terremotos no son antecidos por estos precursoros y en otros casos, menos comunes, se identifican estos precursoros pero no son seguidos por un gran terremoto. Este comportamiento irregular de los precursoros es

debido a las características diferentes e irrepetibles de cada zona controlada por su tectónica y geología, por citar algunas de ellas. Incluso, si para un área en particular algún precursor resulta ser sensible a la actividad sísmica, la predicción exacta de la magnitud y lugar es difícil.

3.3 Clasificación de los Precursores

Rikitake (1975) analizó 391 casos de precursores de terremotos de varios tipos (Tabla 3.1), así como su tiempo de anticipación (T), determinado por el tiempo transcurrido desde la observación del fenómeno a la ocurrencia del terremoto. Posteriormente con esta base de datos, analizó la relación entre el tiempo de anticipación T de los precursores ($\text{Log}(\text{día})$) y la magnitud M del sismo principal, para lo cual solo considero 192 casos debido a la exclusión de pre-eventos, inclinaciones y tensiones del suelo, y corrientes terrestres ya que en estos últimos precursores Rikitake no encontró una relación aceptable entre el tiempo de los precursores y la magnitud de los terremotos.

Rikitake observó que determinados precursores presentaban un comportamiento similar donde sus tiempos de anticipación varían de un evento sísmico a otro en función de sus magnitudes. También, definió un segundo grupo de precursores cuyo tiempo de anticipación era independiente a la magnitud de los eventos.

Tabla 3.1 Lista de Precursores evaluados por Rikitake (1975)

Disciplina	Abreviación	Número de Datos
Land deformation	<i>l</i>	30
Tilt and strain	<i>t</i>	89
Tidal strain	<i>t'</i>	2
Foreshock	<i>f</i>	83
Anomalous seismicity	<i>f'</i>	14
<i>b</i> -value	<i>b</i>	12
Microseismicity	<i>m</i>	4
Source mechanism	<i>s</i>	7
Hypocentral migration	<i>h</i>	4
Fault creep anomaly	<i>c</i>	2
V_p/V_s	<i>v</i>	50
V_p and V_s	<i>w</i>	19
Geomagnetism	<i>g</i>	6
Earth currents	<i>e</i>	17
Resistivity	<i>r</i>	32
Conductivity anomaly	<i>e'</i>	3
Radon	<i>i</i>	12
Underground water	<i>u</i>	2
Oil flow	<i>o</i>	3
	Total	391

3.3.1 Precursores de Primera Clase

Los precursores de este tipo se localizan alrededor de la línea recta: $\text{Log}_{10}(T) = 0.60 M - 1.01$ determinada por el método de mínimos cuadrados (Figura 3.2).

Estos precursores se caracterizan porque su tiempo de anticipación esta directamente proporcional con la magnitud de los terremotos, sugiriendo que cuanto mayor sea la magnitud del sismo principal mayor será el tiempo de anticipación del precursor. Algunos autores como Scholz et al. (1973) y Rikitake (1975) asocian este comportamiento a los procesos de dilatación y difusión, aunque este punto no se discute aquí en detalle.

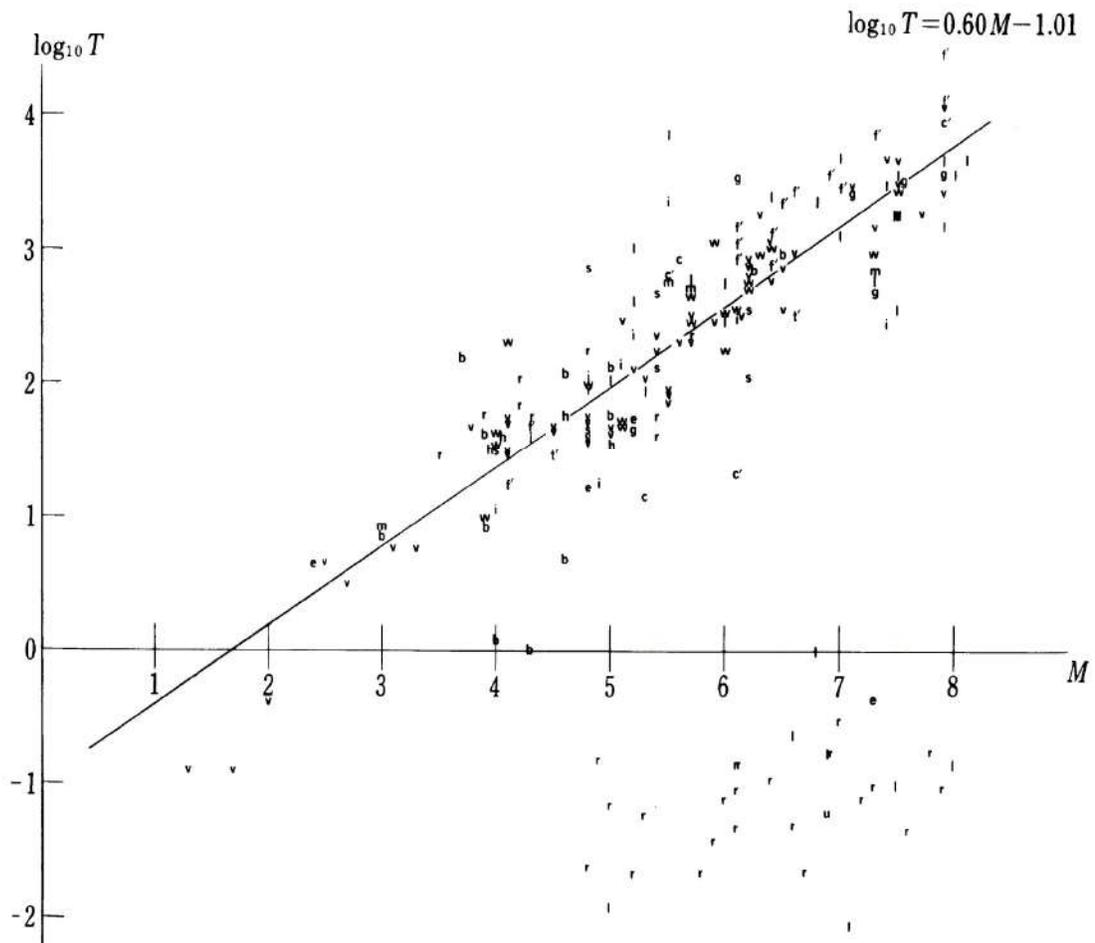


Figura 3.2 Relación entre el tiempo de anticipación de los precusores y la magnitud del terremoto precedido (Rikitake, 1975)

3.3.2 Precusores de Segundo Tipo

Los precusores de segundo tipo se agrupan en torno a $\log_{10} T = -1$, y su tiempo de anticipación es independientemente de la magnitud del evento sísmico (ver Figura 3.2). Estos parecen proporcionar una señal inminente de la llegada de un terremoto y podrían estar relacionados a la formación de microfisuras en la región algunas horas antes de la ocurrencia de un terremoto.

3.3.3 Precursores del Tercer Tipo

Los precursores de tercer tipo son los pre-eventos, inclinaciones y tensiones, y corrientes terrestres, aunque su espectro de tiempo es un poco amplio. El tiempo medio de estos precursores es estima entre 4-5 días. Si bien, ninguna explicación física ha sido ofrecida para la aparición de este tipo de precursor, estos pueden indicar que la tensión en la corteza terrestre se está volviendo extremadamente alta.

3.4 Física de los Precursores de Terremotos

Existen dos modelos para explicar los fenómenos premonitores a un terremoto: un modelo de dilatación por difusión de fluidos y de dilatación en pozos; el otro es un modelo de dislocación por cizalla (creep dislocation). El modelo de dilatación por difusión de fluidos fue propuesto por Nur (1972) y está basado en experimentos de laboratorios. Este modelo ha sido usado y mejorado por Scholz et al., (1973); Whitcomb et al., (1973); Anderson y Whitcomb, (1973) y otros. El modelo de dilatación de pozos ha sido desarrollada por Brady, (1974); Mogi, (1974), Stuart, (1974); entre otros.

El modelo de dilatación es el primer modelo elaborado para entender los procesos que preceden a un terremoto y que trata de explicar varios fenómenos precursores simultáneamente, tales como; variación de la actividad sísmica, cambios en la velocidad de las ondas sísmicas, levantamiento del suelo, incremento de radón en las aguas subterráneas y cambios en las propiedades electromagnéticas. El desarrollo de este modelo fue principalmente estimulado por la observación de los cambios en las velocidades sísmicas reportados primero en la región de Garm de la Unión Soviética y parece explicar coherentemente la formación de varios fenómenos precursores muy bien, al menos en el estado temprano; sin embargo, pocas mejoras han sido hechas a este, probablemente por la cantidad importante de datos sobre cambios en las velocidades de las ondas sísmicas, que no fueron confirmadas, mientras otra razón podría ser la no-generalidad del modelo.

Por otro lado, el movimiento lento de las fallas a lo largo de los extensos planos cosismicos o incluso a lo largo de la propia falla podría ser la causa de un movimiento precursor en la corteza. Un tipo de deslizamiento pre-sísmico antes de la ocurrencia de un gran terremoto

ha sido estudiado por Kanamori et al. (1976), quienes estimaron valores de deslizamiento de 30 cm en una falla inversa solo 15 minutos antes del gran terremoto de Chile de 1960. Mortense y Johnston (1976) trataron un modelo similar de inestabilidad de deslizamientos en base al terremoto de Hollister en 1974.

Fujji (1972) añadiendo el movimiento de la corteza al modelo de dislocación del deslizamiento y propuso este modelo para explicar la formación de los precursores de terremotos. Este modelo mostraba no ser tan inconsistente al modelo de dilatación. El deslizamiento en profundidad cambia la posición de los materiales a lo largo del plano de dislocación, proceso que causa el cambio en la distribución de los esfuerzos alrededor del plano, y de esta forma como un fenómeno secundario, la dilatación podría ser provocada por la concentración de esfuerzos en profundidades superficiales.

3.5 Métodos para la Predicción de Terremotos

Dos métodos de estudio están siendo utilizados por los científicos en sus esfuerzos para predecir los terremotos, los métodos estadísticos (probabilísticos) y los métodos geofísicos (determinísticos). El primero utiliza los catálogos de terremotos históricos e instrumentales de una región como un elemento clave para estimar cuando y donde tales eventos futuros pueden ocurrir. El segundo involucra la observación y la interpretación de ciertos cambios en el entorno físico en las regiones propensas a terremotos como indicadores de un inminente evento.

3.5.1 Métodos Estadísticos

La ocurrencia de terremotos, especialmente aquellos que han causado víctimas o daños, se han documentado en todo momento, a tal punto que en el caso de China, los catálogos de terremotos abarcan varios miles de años. En California, estadísticamente los catálogos útiles abarcan sólo unos pocos decenios. La calidad de los análisis estadísticos de los catálogos de terremotos depende de la cantidad de información con la que se cuenta. Lamentablemente, el periodo alto de retorno de los grandes terremotos, es la razón de tener un registro es insuficiente de estos, para permitir la evaluación estadística para áreas pequeñas y períodos de tiempo pequeños.

En la actualidad, diferentes estudios hacen uso del análisis estadístico en las escalas de espacio, tiempo y energía liberada por los sismos a fin de encontrar patrones que preceden a los grandes terremotos, pudiendo observar para algunos casos, la presencia de concentración de eventos o su escasez antes de la ocurrencia de un gran terremoto. Los esfuerzos de los sismólogos para encontrar, tales patrones, se han enfocado en los siguientes temas:

- El estudio de las "Lagunas" de sismicidad ubicadas a lo largo de los márgenes de placa. Estos estudios analizan la distribución del área de ruptura de los grandes terremotos e identifican las regiones donde los grandes terremotos no se han producido en los últimos tiempos, a pesar de que existen movimientos relativos en los bloques adyacentes a estas. Las lagunas sísmicas son regiones calificadas como las áreas más propensas en ser origen de un gran terremoto en el futuro.
- Estudio de "Patrones sísmicos" predecesores, este tipo de estudios busca encontrar cambios en la sismicidad intermedia y moderada antes de la ocurrencia de grandes terremotos.
- Otra característica consiste en el estudio de la migración de los epicentros a lo largo y cerca de los márgenes de las placas, tanto en la escala de miles de kilómetros asociados a la ocurrencia de grandes terremotos a la escala de cientos de kilómetros relacionados con terremotos menores. Este tipo de estudios tienen como base la idea de que algunos terremotos pueden desencadenar otro, indicando como una evidencia de esto, la ocurrencia de las réplicas. Después de un gran terremoto, hay una redistribución de la tensión sobre el terreno originando eventos denominados como réplicas.
- También se han realizado estudios de la activación de los terremotos por efectos no-sísmicos. Realizando para esto análisis de correlación entre terremotos y fenómenos geofísicos que pueden añadir estrés en una zona sísmica que se encuentra cerca de una situación crítica de ruptura. Un fenómeno que ha sido investigado como un posible desencadenante de estrés, son las mareas (fenómeno periódico).

Es poco probable que la extensión temporal de los catálogos de terremotos en el tiempo de lugar a una gran mejora en la precisión de análisis estadístico, ya que tales extensiones suelen implicar sólo un pequeño número de años de datos. Una excepción a esto es la posibilidad de que las fechas de ocurrencia de los grandes terremotos puedan obtenerse por registros históricos, incluida la arqueología. Tal es el caso, para muchos terremotos ocurridos en China, Japón y el Oriente Medio. Pero, en general, a fin de compensar la falta de los registros históricos se debe mejorar los análisis estadísticos tomando en cuenta los modelos geofísicos.

3.5.2 Métodos Geofísicos

Los métodos geofísicos implican la búsqueda, identificación y vigilancia de los cambios en el estado físico de la tierra que pueden ser precursores de terremotos. A diferencia de los métodos estadísticos, estas observaciones y de la interpretación en última instancia tienen la capacidad de conducir a la predicción de la magnitud, hora y lugar de cada uno de los eventos a ocurrir. Los métodos estadísticos, en la actualidad, se están aplicando casi independientemente del estado físico del medio ambiente de los terremotos; los métodos geofísicos, por el contrario, se basan en el monitoreo e identificación de cambios, en uno o varios parámetros geofísicos, que anteceden a la ocurrencia de un gran terremoto (Tabla 3.1).

El interés en la observación de fenómenos geofísicos precursores se inició a raíz de los contactos entre los científicos estadounidenses y soviéticos en 1971 durante la Asamblea de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica. Entre los precursores geofísicos más importantes determinado por los sismólogos Soviéticos, después de 25 años de intensas observaciones en la región de Garm de Tayikistán, está la disminución en la proporción de la velocidad de las ondas de compresión en relación con la de las ondas de corte (V_p / V_s) durante algún tiempo antes la ocurrencia de terremotos de tamaños moderados, en comparación con sus valores normales (1.73).

3.6 Tipos de Predicción

3.6.1 Predicciones a Largo Plazo

Este tipo de predicción se caracteriza por considerar periodos de tiempo de 10 años entre el pronóstico de un gran terremoto y la ocurrencia de este. Este tipo de predicción está relacionado a observaciones de precursores en el estado Intersismico de la formación de terremotos.

3.6.2 Predicciones a Plazo Intermedio

Esta predicción resulta ser cierta después de haber pasado meses o años después de diagnosticar la posible ocurrencia del terremoto. También, se relaciona a precursores observados en el estado Intersismico de la formación del terremoto.

3.6.3 Predicciones a Corto Plazo

Este tipo de predicción representa, el nivel deseado por muchos autores y sus métodos para la predicción de un terremoto ya que considera un intervalo de tiempo entre la alerta y la ocurrencia del terremoto de unos días a unas semanas. Este tipo de predicción está relacionado a precursores que aparecen en el estado Pre-sísmico.

Partiendo de los principales aspectos tomados en cuenta para la predicción de un terremoto; es decir, el lugar, fecha y tamaño del terremoto, se puede evaluar un pronóstico realizando para la ocurrencia de un terremoto por medio de una comparación entre los dos primeros aspectos considerados, el lugar y tiempo del terremoto (Figura 3.6). Donde el pronóstico es calificada como exitosa, solo sí el lugar y tiempo en el que ocurren los terremotos se encuentra dentro del intervalo de espera pronosticado tanto en el tiempo como para el lugar (espacio).

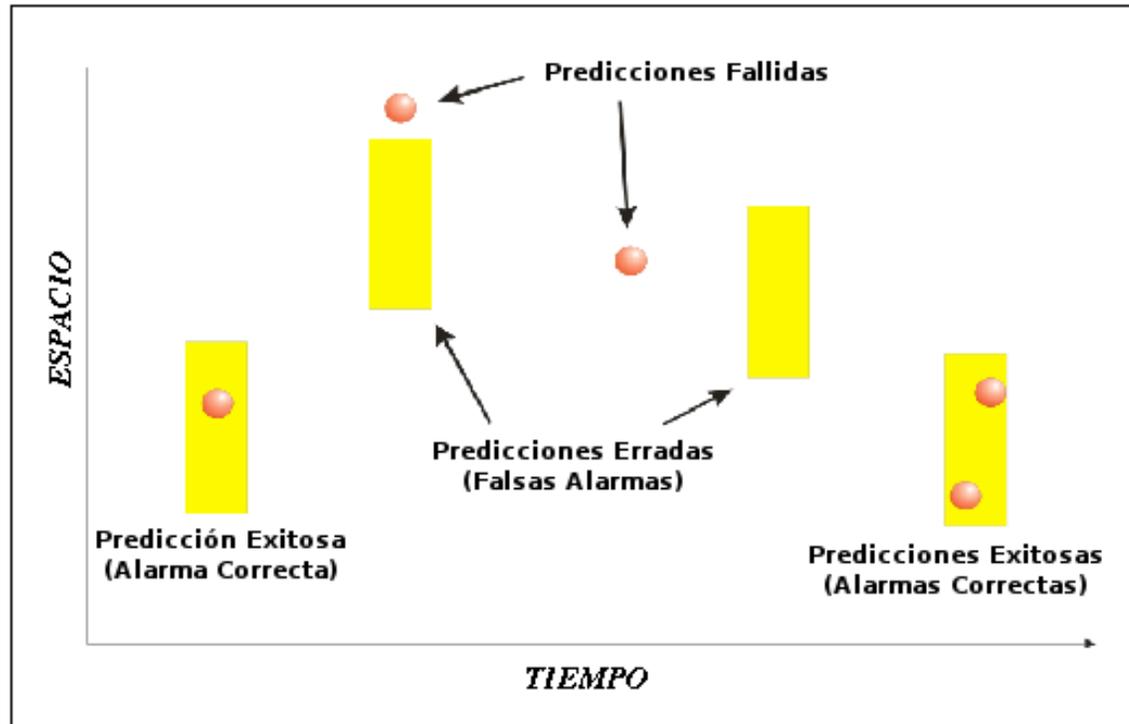


Figura 3.3 Evaluación o clasificación de las predicciones considerando el tiempo y espacio del pronóstico de terremotos (Keilis-Borok, 1976)

3.7 Programas para el Pronóstico de los Terremotos

Los más importantes programas nacionales orientados a la predicción de los terremotos comenzaron en el año de 1960. La información adquirida día a día, desde entonces, ha venido incrementando el nivel del conocimiento de los diferentes fenómenos relacionados directamente con los terremotos, estas observaciones fueron realizadas en EE.UU, China, Japón, URSS y otras regiones. Así se dio inicio con la adquisición de diferentes tipos de datos impulsados por la falta del conocimiento relacionado al proceso de formación de los terremotos. Sin embargo, es necesario recordar, que los procesos geológicos son muy lentos comparados con la agitada y rápida vida humana, por lo que aún es necesario muchos más años y décadas de observación cuidadosa antes de que se logre entender el proceso de preparación para los grandes terremotos (Rikitake, 1982).

3.7.1 Programa Japonés

Cuando se puso en marcha el programa nacional sobre predicción de terremotos en Japón en 1965, muchos estudios pusieron una atención principal en la adquisición de datos sobre varios parámetros relacionados a los procesos geofísicos con la finalidad de encontrar un parámetro sensible a la ocurrencia de los terremotos permitiendo la predicción de estos. Estas mediciones fueron realizadas aún sin estar seguros de que todo esto llevaría o ayudaría a resolver el problema.

Las primeras pautas del programa nacional japonés fue propuesto por el llamado: “Proyecto Original” (blue-print) de predicción de terremotos (Rikitake, 1982) quienes dirigieron inicialmente los objetivos a una dirección correcta. El proyecto original había sido preparado después de bastantes debates sobre los resultados de los sismólogos japoneses. Una buena cantidad de datos relacionados a la acumulación de tensión en la corteza y a precursores de terremotos fueron obtenidos por el programa nacional japonés en sus primeros 13 años desde su creación. Entre las principales medidas realizadas hasta 1980, destacan las siguientes:

Una red de precisión compuesta por cerca de 6 000 estaciones de triangulación de primer y segundo orden, establecida por GSI (Geographical Survey Institute). A fin de monitorear la acumulación de la tensión en la corteza estudios de triangulación y trilaterización por medio de geoclinómetros, un instrumento electrónico-óptico, fue repetido sobre la red cada 5 años. Así también en la actualidad cuenta con una red sísmica muy densa que le permite monitorear la sismicidad con un umbral mínimo de detección de 3.0.

Los estudios más destacables del programa japonés están relacionados con la medición de la deformación del suelo, como lo muestra la identificación de un movimiento precursor en la corteza antes del terremoto de Niigata de 1964, donde varias líneas de nivelación fueron establecidas antes y después del terremoto. Estos estudios mostraron un levantamiento precursor que comenzó unos 10 años antes del terremoto. Estos datos han jugado un papel central en el desarrollo de modelos de los

procesos físicos en los fenómenos precursores, como la dilatación / modelo de difusión de líquidos.

3.7.2 Programa Americano

En un inicio, los estudios realizados en los EE.UU sobre la predicción de los terremotos tenían una categoría similar a los estudios de Astronomía, hasta 1964, cuando el primer seminario sobre predicción de terremotos se realiza entre USA y Japón en Tokio. Pero no llegó a ser todavía considerado como un tema importante por el público, sino hasta después, de que un gran terremoto de magnitud 9.0 golpeará a Alaska, inmediatamente después del seminario en Marzo de 1964.

En 1965, un programa de investigación sobre la predicción de los terremotos fue propuesto por A. Press, desafortunadamente el programa no pudo ser puesto en práctica por presentarse dificultades de presupuestos. Los sismólogos y geocientíficos comenzaron, sin embargo, a conducir estudios de predicción de terremotos muy intensivamente con fondos de otra fuente. Naturalmente se puso mucha atención a la falla de San Andrés y sus alrededores donde muchos de los terremotos de California han ocurrido. Para el monitoreo de esta falla se instaló red sísmica lo suficientemente densa como para detectar microtemores, siendo telemetrizada al Centro Nacional de Investigación de Terremotos (NCER) de la U. S. Geological Survey (USGS), en Menlo Park cerca de San Francisco 1970.

A nivel nacional el programa sobre predicción de terremotos en USA fue oficialmente establecido en 1973 como una parte del Programa de Reducción de Riesgo ante un Terremoto. El programa fue desarrollado tan extensivamente que constó de una red de 70 multímetros, 15 magnetómetros y 11 extensiómetros que fueron instalados a lo largo de la falla de San Andrés en 1974 equipos adicionales a la red sísmica ya existente. También fueron intensificadas las observaciones de deslizamientos de ruptura por cizalla (creep) y las mediciones de nivel de agua.

Los más destacados descubrimientos de los estudios realizados fueron los resultados obtenidos en el Sur de California donde se encontraron levantamientos del suelo y

anomalías en los valores de las velocidades de las ondas sísmicas antes de varios terremotos en California, con magnitudes entre 4.0 y 5.5. En sus comienzos el programa de USA realizó una cooperación lateral con Japón y después de su creación oficial, formó una cooperación bilateral con USSR como parte de una cooperación científica entre las dos naciones. Dentro de la cual se consideraba el intercambiando de sismólogos en cortos y largo periodos.

3.7.3 Programa Soviético

El inicio del programa sobre predicción de terremotos tuvo lugar en el año de 1950, luego del terremoto de Khait en 1949 (región de Garm). Posteriormente, el programa fue extendido a Kazakh, Kirghiz, Uzbek, Trajik, y Turkmen, repúblicas de USSR, Asia Media, así como en Kamchatka. Los sismólogos en 1950 instalaron en Garm una compleja red sísmica para el estudio de la distribución espacial de los terremotos y su variación en el tiempo. Los datos acumulados fueron empleados posteriormente para la búsqueda de posibles precursores sísmicos de terremotos. Otros fenómenos premonitores estudiados en esta región fueron los siguientes: velocidades de las ondas sísmicas, mecanismos focales, resistividad eléctrica del suelo, campo geomagnético, nivel de agua y contenido de radón en aguas subterráneas. Estos posibles precursores han sido encontrados por los sismólogos soviéticos, especialmente en el área de alta actividad sísmica de Garm, en la república de Tajik, donde los esfuerzos fueron concentrados y bien organizados para la predicción de los terremotos.

3.7.4 Programa Chino

La predicción del terremoto de Haicheng de magnitud 7.3, ocurrido en la provincia de Liaoning el 4 de Febrero de 1975, permitió salvar muchas vidas por la alarma difundida con varias horas de anticipación al terremoto. Tal predicción fue posible por la observación de precursores de largo, medio y corto plazo. La identificación de estos precursores son el resultado de un intensivo programa sobre la predicción de los terremotos iniciado desde 1966 cuando dos fuertes terremotos de magnitud 6.8 y 7.2 golpearon Hsingtai, Provincia de Hopei, ubicada a 300 Km al S-O de Peking. El

primer ministro de ese entonces, Chou En-lai visitó el área afectada por los terremotos, y poco después de su retorno a Peking, ordenó que un programa nacional de gran escala para la predicción de los terremotos fuese llevado a cabo. También, se dice que varios cientos de científicos y varios miles de técnicos en la década de los 80' ya estaban trabajando en la predicción de los terremotos en cerca de 250 observatorios sismológicos y utilizando más de 5000 puntos de observación.

Los resultados de los esfuerzos realizados por los sismólogos chinos con ayuda de técnicos y personas aficionadas en la medición de diferentes parámetros, tales como; emisión de radón, variación del nivel freático, resistencia de la tierra, eventos predecesores, levantamientos y hundimientos en la superficie, comportamiento anormal de los animales, etc. ha tenido éxito emitiendo advertencias oportunas para diez grandes terremotos, como el de Haicheng (1975). Lamentablemente, estos precursores geofísicos no siempre emergen antes de la ocurrencia de un gran terremoto, tal como lo demuestra el terremoto de Tangshan de 1976, que no fue predecido, matando a miles de personas, debido a que el terremoto ocurrió cerca de una zona industrial.

CAPÍTULO IV

CATÁLOGOS SÍSMICOS

Entre los principales objetivos de la sismología se encuentra el registro, cálculo, análisis y almacenamiento de los eventos sísmicos en una base de datos, la cuales son más conocidas en particular con el nombre de catálogos sísmicos. Para el monitoreo de la sismicidad de una área o región es necesario contar con un buen número de estaciones sísmicas a fin de diseñar una red, cuya característica principal sea el permitir tener una buena cobertura azimutal sobre el área de estudio y así, obtener registros de buena calidad. En general, una red está constituida por un conjunto de estaciones sísmicas, que de acuerdo a las dimensiones del área de estudio, pueden ser denominadas como red local, regional o mundial. En las redes sísmicas locales, las estaciones se distribuyen en áreas pequeñas, presentando distancias corta (algunos metros o kilómetros) de una estación a otra, razón por la cual la transmisión de los datos se puede realizar de manera directa o por telemetría al centro de adquisición. La finalidad de estas redes es obtener información microsismica de la zona. Las redes sísmicas regionales consideran áreas mayores; por lo tanto, la distancia entre estaciones es mayor y la transmisión de la data se realiza por telemetría, línea telefónica o satélite. La finalidad de estas redes es principalmente el monitoreo sísmico regional, como parte de los objetivos de las redes sísmicas de cada país. Finalmente, la red mundial está constituida por estaciones distribuidas en el mundo a distancias telesísmicas (mayores a 10° aproximadamente) y la transmisión de la data se realiza por satélite, siendo su principal objetivo el monitorear la actividad sísmica a escala mundial. Cabe mencionar, que la

capacidad de registro de cada red dependerá del área a monitorear, del tipo de instrumental y del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar.

En la actualidad, la sismología se ocupa de la medición y del análisis de todos los movimientos sísmicos registrados por los sismógrafos instalados en la superficie de la Tierra. Los terremotos son una manifestación de todos los procesos internos que ocurren en el interior de la tierra, todos explicados por la teoría de la tectónica de placas propuesta a comienzos de 1960. La investigación de los terremotos forma una base (cuantitativa) fundamental para evaluar la deformación de la corteza terrestre (relacionando la geofísica con la geología).

La obra clásica de B. Gutenberg y C. Richter “La sismicidad de la Tierra” (la primera edición apareció en EE. UU. En 1941), presentó una descripción de la distribución de los terremotos, según su energía, y su relación con los volcanes, cordilleras, fallas, etc. Desde aquel entonces, todas las perturbaciones en la tierra que genere ondas se denominan con una sola palabra “sismicidad”.

4.1 Características de los Catálogos Sísmicos

Un catálogo sísmico es una base de datos en la cual se encuentra recopilada la información de los eventos sísmicos, para una determinada región, de manera ordenada. Para esto cada evento sísmico tiene diferentes tipos de información o parámetros de los cuales los más principales son: el tiempo, la ubicación y la magnitud (Tabla 4.1). Estos parámetros permiten realizar posteriormente análisis en el espacio tiempo y energía por lo que es muy importante el correcto cálculo de cada uno de estos parámetros.

En la Tabla 4.1 se detalla los principales parámetros de los eventos sísmicos y que son almacenados en los catálogos sísmicos. Información que caracteriza a esta base de datos.

Tabla 4.1: Principales Parámetros de un Evento Sísmico

Fecha	dd/mm/aa	(dd = día, mm = mes, y aa = año)
Tiempo de Origen	hh/mm/ss	(hh = hora, mm = minuto, y ss = segundo) en GMT: Hora Universal
Ubicación	ϕ , λ y p	(ϕ = latitud, λ = longitud, y p = profundidad) ϕ y λ , en Coordenadas Geográficas (Grados) y P en Km
Magnitud	Mw/mb/ML/Ms/ etc.	Mw = Magnitud Momento, mb = Magnitud de Ondas de Volumen ML = Magnitud Local Ms = Magnitud de Ondas Superficiales

4.2 La Magnitud

La magnitud es una escala usada para cuantificar el tamaño (cantidad de energía que es liberada) de un terremoto. Existen diversas escalas de magnitudes que consideran como base la amplitud máxima observada en el registro del terremoto/sismo en un sismógrafo debidamente calibrado (escalas logarítmicas) y la variación de esta amplitud en el tiempo, característica principal que es relacionado con la cantidad de energía, liberada y su variación de esta última en el tiempo. En estas condiciones, para calcular la magnitud de un terremoto se debe corregir la amplitud de su registro en función del tipo de sismógrafo, por su distancia epicentro-estación, profundidad del foco y tipo de suelo en donde está ubicada la estación de registro. Así, el valor mínimo dependerá de la sensibilidad del sismógrafo y el máximo de la longitud de la fractura producida por el terremoto de un solo golpe.

Desde que la escala de Richter (ML) fue diseñada, otras escalas de magnitudes han sido desarrolladas a través de algunos años para resolver los diferentes problemas relacionado al nivel de saturación de las primeras escalas creadas, como la escala mb. La Tabla 4.2,

resume algunas de estas escalas, el periodo del movimiento del suelo con la que cada instrumento es sensible, y su nivel de saturación de cada escala (el nivel aproximado en el cual las observaciones son limitadas para cada escala como resultado de las propiedades físicas de la generación de las ondas y la respuesta del instrumento).

Tabla 4.2 Escalas de magnitudes

Designación	Abreviación	Periodo de Saturación		Referencia
		(seg.)	Grados	
Magnitud Local	M_L	0.8	~ 6.8	Richter (1935)
Magnitud Ondas de Volumen (Periodo Corto)	m_b	1	~ 7	Sec, e.g., Kanamori (1983)
Magnitud Ondas de Volumen (Periodo Largo)	m_B	> 5	~ 8	Gutenberg (1945a)
Magnitud Ondas de Volumen	m_{bLg}, m_{Lg}	1	~ 7	Nuttli (1983)
Magnitud Ondas Superficiales	M_S	20	~ 8.3	Gutenberg (1945b)
Magnitud Energía	M_e	4	None	Kanamori (1977)
Magnitud de Duración, Magnitud de Coda	m_d, m_c	All	N/A ^c	Real and Teng (1973)
Magnitud Momento	M, M_w	4	None	Hanks and Kanamori (1979)

Los diferentes parámetros usados para cada escala generan que sus valores calculados para un mismo terremoto difieran, de una escala a otra, en un valor muy bajo que no excede el valor de un grado. La Figura 4.1 ilustra una comparación entre algunas escalas de magnitudes (Boore y Joyner 1982). Note que el nivel de saturación de las magnitudes mostradas es casi similar a los mostrados en la Tabla 4.2.

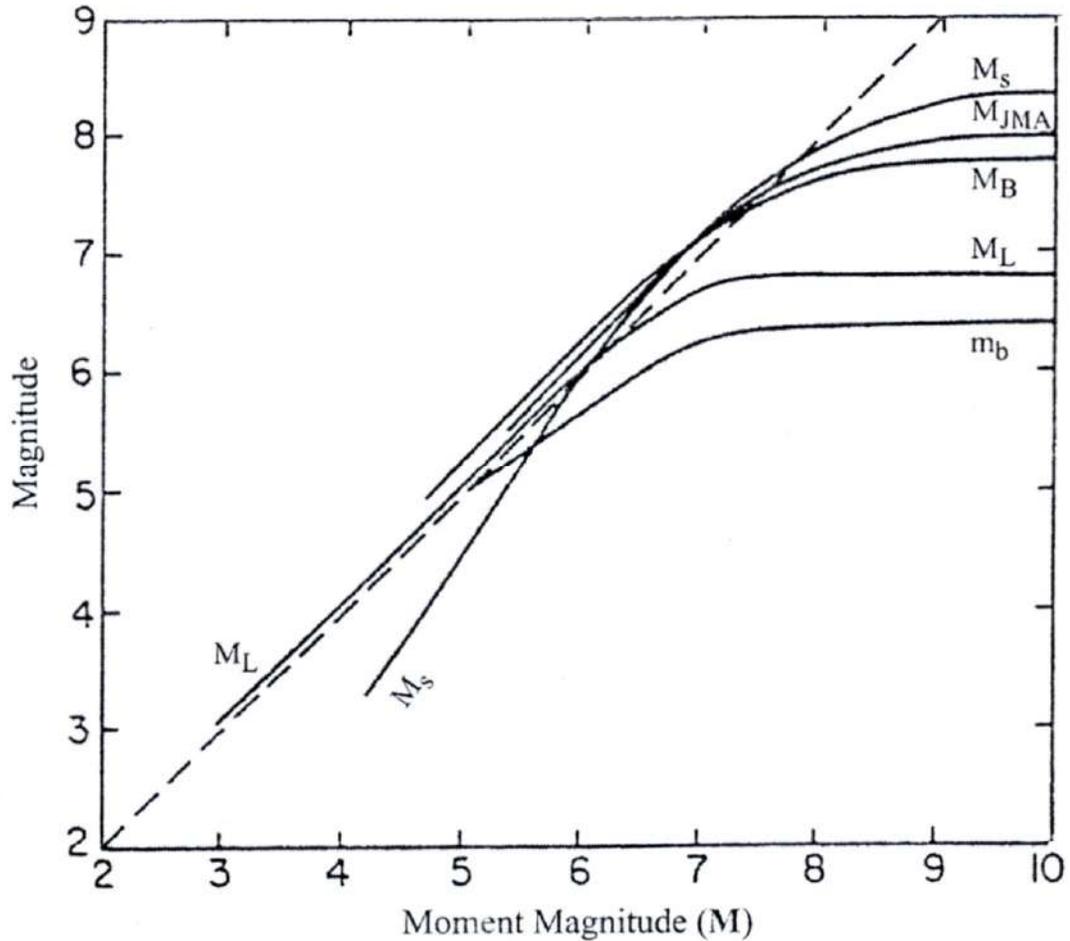


Figura 4.1 Comparación entre las principales escalas de magnitud utilizadas para medir el tamaño de un terremoto (Boore y Joyner 1982)

Las principales escalas de magnitudes son:

4.2.1 Magnitud de Ondas Superficiales (M_s)

Esta magnitud es válida para sismos con foco superficial y se basa en la amplitud máxima del registro medido en el grupo de las ondas Rayleigh con periodos (T) entre 18 – 22 segundos (Gutenberg 1945). Las correcciones consideran la distancia epicentral y la profundidad del foco del sismo. La relación establecida para esta escala es:

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 1.66 \text{Log} \Delta + 3.3$$

donde, A es la amplitud del desplazamiento del suelo en micras y Δ la distancia epicentral en grados. La fórmula anterior es válida para sismos registrados a distancias comprendidas entre $20^\circ < \Delta < 90^\circ$ y para sismos con focos localizados a profundidades menores a 70 km.

4.2.2 Magnitud de Ondas de Volumen (mb)

Esta magnitud considera la relación existente entre la amplitud de las ondas P y S (ondas de volumen) y el periodo predominante en el registro del sismo correspondiente a la componente vertical. Esta escala es válida para sismos ocurridos a diferentes profundidades y registrados a distancias comprendidas entre 5° y 90° . La relación que permite calcular mb es conocida como la fórmula de Gutenberg:

$$mb = \text{Log} (A/T) + Q(\Delta, h)$$

donde, A es la amplitud de la señal sísmica medida sobre la componente vertical de registro (micras), T el periodo (seg) y Q el factor de atenuación de la onda expresado en función de la distancia epicentral (Δ) y la profundidad del foco (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1956).

4.2.3 Magnitud Duración (Md)

Magnitud que considera la duración del registro de la señal del sismo, desde la llegada de la onda P hasta cuando la amplitud de la señal se confunde con el ruido de fondo (Real y Teng, 1973). Esta magnitud es definida con la siguiente relación:

$$M(d) = a + b \text{Log}(t) + c \text{Log} (t^2) + d \Delta$$

donde, t es la duración del registro del sismo en segundos; Δ la distancia epicentral en km; a , b y c son constantes a determinarse para cada estación.

4.2.4 Magnitud Local (ML)

La magnitud local hace referencia a la escala establecida por Richter (1935) para registros provenientes de una estación sísmica del tipo Wood-Anderson (WA) y es definida como:

$$ML = \text{Log } A(\Delta) - \text{Log } A_0(\Delta)$$

donde, A representa la amplitud máxima en el registro del sismo para el cual se desea calcular su magnitud, A_0 la amplitud para el sismo de magnitud cero y Δ la distancia epicentral. Para una estación diferente a WA y para una región en particular, se debe realizar la corrección en distancia contenida en el término A_0 antes de establecer una correspondencia entre el sismógrafo utilizado y el WA.

4.2.5 Magnitud Momento (M_w)

Magnitud basada en el valor del momento sísmico (M_0), que es obtenido a partir de los parámetros que relacionan la geometría de la falla, la profundidad del foco y el desplazamiento máximo producido durante el sismo (Hanks y Kanamori, 1979). Según Aki (1966), el momento sísmico puede ser calculado a partir de la siguiente relación:

$$M_0 = u \cdot A \cdot \Delta u$$

donde, u es el módulo de rigidez, A el área de la falla y Δu el desplazamiento medio sobre el plano de falla. La magnitud momento M_w propuesta por Kanamori (1977) se basa en el momento sísmico, ya que este parámetro guarda una relación más directa con el proceso físico de los terremotos. La ecuación para la magnitud momento es la siguiente:

$$M_w = (2/3) \text{Log } (M_0) - 6.0; M_0 \text{ es expresado en Nm.}$$

4.2.6 Magnitud Energía (Me)

La magnitud energía permite medir el potencial del daño causado por el terremoto y es obtenido a partir del valor de la energía sísmica irradiada. La relación que permite estimar este parámetro es:

$$Me = (2/3) \text{Log} (Es) - 2.9$$

La energía total liberada por un sismo es difícil de calcular con precisión debido a que ella es la suma de la energía disipada en forma térmica por la deformación en la zona de ruptura y la energía emitida como ondas sísmicas (calculada a partir del registro del terremoto). La energía sísmica puede ser estimada desde el espectro de energía según la metodología desarrollada por Boatwright y Choy (1986), considerando la magnitud mb, Ms y Mw, según las siguientes relaciones:

$$\text{Log} E = 5.8 + 2.4 mb$$

$$\text{Log} E = 11.8 + 1.5 Ms (Mw)$$

CAPÍTULO V

LAGUNAS SÍSMICAS

La identificación de lagunas sísmicas sobre los márgenes de las placas es una eficaz herramienta para delimitar las regiones con un alto potencial de peligro. Además es considerado como una de las mejores metodologías para el pronóstico de grandes terremotos a largo plazo. Esta metodologías considera la distribución espacial y temporal de grandes terremotos y ha sido ampliamente estudiado y aplicado por Fedotov (1965), Mogi (1969), Sykes (1971), Mccan (1979), Nishenko (1988) y también en Sudamerica y Perú por Kelleher (1972), Nishenko (1985), Tavera y Bernal (2005), Bilek (2009), Loveless (2010). Algunas veces las lagunas sísmicas son confundidas con calmas sísmicas las cuales también evalúan la distribución de eventos sísmicos pero de eventos con magnitudes menores ($4.0 < M < 6.0$) y en intervalos de tiempos más cortos (algunos meses). Algunos autores denominan las calmas sísmicas como lagunas sísmicas de segundo tipo y han sido usados (integrados) en métodos de predicción de plazo intermedio de grandes terremotos por Mogi (1968), Ohtake (1976), Ohtake et al. (1977, 1878).

5.1 Metodología de Lagunas Sísmicas

La laguna sísmica es considerada como una metodología desarrollada para la identificación de las áreas donde pueden ocurrir grandes terremotos a largo plazo (años o décadas) y ha sido estudiado y mejorado en el tiempo por diferentes autores que analizaron la distribución espacial y temporal de grandes terremotos en varias regiones deduciendo los

dos siguientes principios: el primero consiste en que los grandes terremotos ocurrirán, en las regiones donde ya han ocurrido en el pasado, mientras que el segundo relaciona la probabilidad (de 0 – 100%), para que ocurra un gran terremoto en una área, y el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto. Estableciendo de esta manera, que las regiones donde han ocurrido recientemente un gran terremoto tienen una baja probabilidad (cerca al 0%) de que en estas mismas vuelva a ocurrir otro gran terremoto en el futuro cercano o inmediato (Sykes y Nishenco, 1984; Kagan y Jackson, 1995).

La base física en la cual se sustenta el método de lagunas sísmicas, considera que luego de que la acumulación de los esfuerzos elásticos (tensión) alcanza un nivel crítico en una falla, esta es liberada abruptamente, dando origen a un gran terremoto. El tiempo de espera, para que vuelva a ocurrir otro terremoto similar está directamente relacionado con la tasa de acumulación de los esfuerzos y el tiempo transcurrido desde el último terremoto, de aquí que el tiempo de espera es igual al tiempo estimado en el cual la acumulación de los esfuerzos vuelva a alcanzar el valor crítico, en el cual se da la liberación abrupta de la energía acumulada, lo que originaría otro gran terremoto.

Las Lagunas Sísmicas son áreas, ubicadas dentro de una zona sísmicamente activa, donde pueden ocurrir eventos sísmicos de magnitudes moderadas, pero en las cuales se observa la ausencia de grandes terremotos durante un intervalo de tiempo importante que contrasta con sus áreas aledañas en las cuales recientemente han ocurrido grandes terremotos o la información sobre la ocurrencia de grandes terremotos es importante de manera que el tiempo de retorno promedio es mucho mayor al tiempo transcurrido, razón por la cual en estas zonas aledañas no se espera la ocurrencia de un gran terremoto en los siguientes años, es decir tienen una probabilidad baja, mientras que en las lagunas sísmicas esta probabilidad es muy alta.

Uno de los pioneros en observar y analizar las lagunas sísmicas fue Fedotov (1965) quien evaluó la distribución de los grandes terremotos históricos en las regiones de Kamchatka, en la Isla Kuril y en la región Norte de Japón, encontrando áreas donde no han ocurrido un gran terremoto durante un gran periodo de tiempo. De una manera similar, a partir de las observaciones de la actividad sísmica en el Noroeste del Cinturón del Fuego del Pacífico, Fedotov (1965), Mogi (1968), Kelleher (1970) y Sykes (1971) encontraron diferentes

lagunas sísmicas donde posteriormente han ocurrido grandes terremotos. En una laguna sísmica puede ocurrir uno o varios grandes terremotos cuyas áreas de ruptura se distribuyen de tal manera que van llenando el área total de la laguna sísmica sin una sobreposición significativa de sus áreas.

5.2 Distribución de Lagunas Sísmicas a Nivel Mundial

McCann et al.(1979) elaboró un mapa de lagunas sísmicas en el Cinturón de Fuego del Pacífico (Figura 5.1), para tal fin reviso varios trabajos de sismicidad y distribución de grandes terremotos de diferentes investigadores (e.g. Kelleher et al., 1972). La contribución de McCann para mejorar la metodología de lagunas sísmicas, consistió en añadir al análisis de la distribución de las área de ruptura de los grandes terremotos, el tiempo de recurrencia promedio de estos.

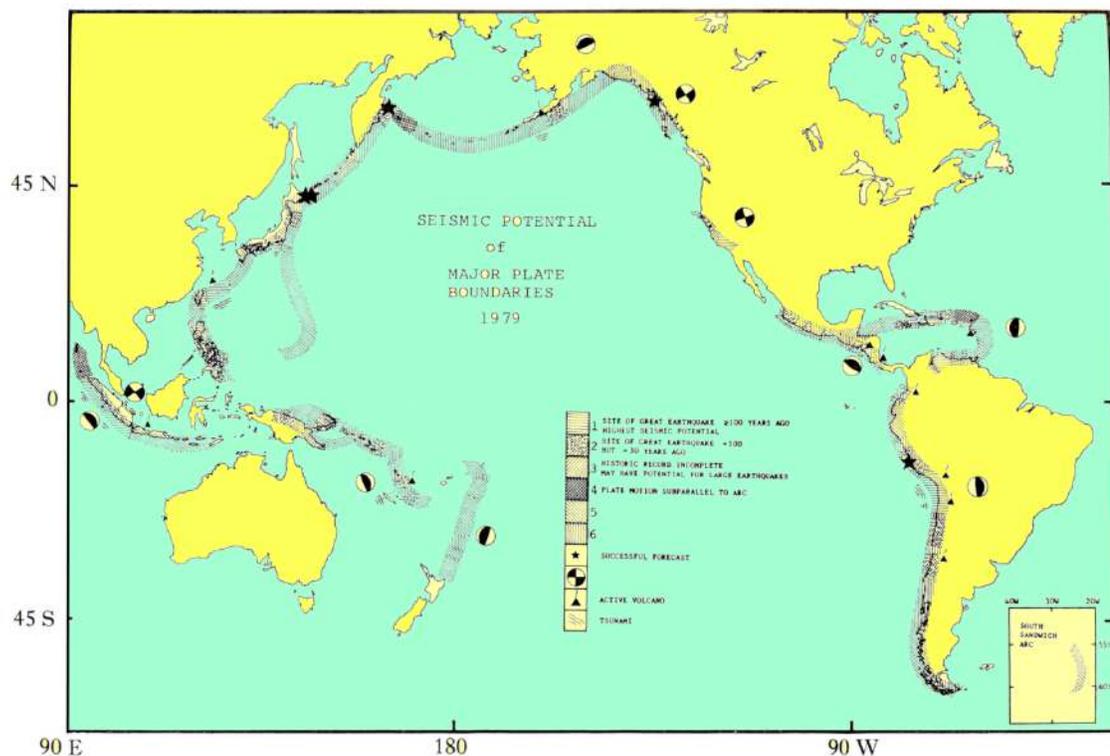


Figura 5.1 Mapa de silencios sísmicos para el cinturón de fuego del pacífico según McCann et al. (1979)

Así mismo, McCann propuso seis categorías para diferenciar el potencial de peligro para una determinada región. Estas categorías varían desde zonas que comprende un potencial alto a bajo y son las siguientes:

5.2.1 Zonas de Alto Potencial

En estas regiones el tiempo de recurrencia (retorno) de los grandes terremotos es mayor a 100 años. La característica principal de estas zonas es el de contar con información considerable sobre la ocurrencia de grandes terremotos en el pasado lo que permite calcular sus tiempos de recurrencia promedios.

5.2.2 Zonas de Potencial Intermedio

Estas regiones, al igual que en las zonas de alto potencial, se caracterizan por contar con información considerable sobre la ocurrencia de grandes terremotos, con la diferencia de que su tiempo de recurrencia oscila entre 30 y 100 años.

5.2.3 Zonas con Información Incompleta

La información sobre la ocurrencia de grandes terremotos pasados en estas regiones es incompleta por lo que no se puede determinar un tiempo de recurrencia promedio para estos. A pesar de esto, estas regiones tienen un considerado potencial para la ocurrencia de grandes terremotos.

5.2.4 Zonas con Deslizamiento Sub-paralelos

En estas regiones el deslizamiento de una placa con respecto a la otra es considerado como sub-paralelo y se asume que el tiempo de recurrencia de grandes terremotos dentro de estas áreas tienen valores muy altos.

5.2.5 Zonas sin Información

Son regiones donde no se cuenta con información de grandes terremotos pasados, causando gran incertidumbre sobre la ocurrencia de estos en el pasado como en el futuro. Siendo difícil determinar el tiempo de retorno probable de los grandes

terremotos en estas áreas ya que se puede sobre-estimar o sub-estimar el tiempo de espera para la ocurrencia de un gran terremoto.

5.2.6 Zonas con Bajo Potencial

Son zonas, en donde recientemente, ha ocurrido un gran terremoto tienen una baja probabilidad (cerca al 0%) de que dentro de estas, vuelva a ocurrir otro gran terremoto en el futuro cercano o inmediato.

5.3 Grandes Terremotos en el Siglo XXI

Desde 1980, numerosos estudios se han realizado usando la metodología de lagunas sísmicas en varias regiones a fin de identificar las regiones con más alto potencial para la ocurrencia de grandes terremotos en los subsiguientes años. En algunas de estas regiones luego de haber transcurrido algunos años, de ser publicados estos estudios, han ocurrido grandes terremotos dentro de las lagunas identificadas comprobando, en algunos casos, que la distribución de las réplicas llena el área de las lagunas sísmicas (relacionado al área de ruptura de un gran terremoto pasado) en otros casos el área de ruptura del terremoto supera el área estimada, comprometiendo más de un área de ruptura pasada, debido a la sobre o subestimación de las áreas de ruptura pasadas por no ser estimadas con un método adecuado y a las propiedades anisotrópicas de la corteza, que hace que ningún terremoto sea idéntico a otro por más que ambos ocurran en la misma área.

5.3.1 Terremoto de Sumatra (9.2Mw), 2004

En Indonesia y en la costa occidental de Sumatra, la sismicidad está controlada por la subducción de la placa Indo-Australiana debajo de la placa de Sunda en la trinchera de la Sunda, la cual es conocida a través de su historia como una fuente de generación de grandes terremotos destructivos como, lo testifican los terremotos de 1833 ($M = 8.8 - 9.2$) y el de 1861 ($M = 8.3 - 8.5$) ocurridos en el pasado y los terremotos de 2004 (9.2Mw), 2005 (8.3Mw) y del 2007 (8.4Mw) ocurridos recientemente en la última década pasada. De estos, el terremoto de Sumatra, ocurrido el 26 de Diciembre del 2004, fue el que produjo mayor cantidad de destrucción y víctimas.

La región donde ocurrió el terremoto de Sumatra (9.2 Mw) en el año 2004, es una zona en la cual la información histórica de la ocurrencia de los grandes terremotos en el pasado se encuentra incompleta, debido a que se tenía información solo de dos terremotos pasados en la parte norte del área de ruptura del terremoto del 2004, más en la parte Sur se desconocía la ocurrencia de estos, debido probablemente a que el tiempo de retorno de estos grandes terremotos es muy alto. A pesar de esto, esta área, por lo descrito arriba, tenía un considerado potencial para la ocurrencia de un gran terremoto.

Tres años después del terremoto de Sumatra del 2004 (9.2 Mw), al Sur de su área de ruptura, ocurrieron otros dos grandes terremotos con magnitudes superiores a 8.0. El primero ocurrió el 28 de Marzo del año 2005 (8.6 Mw), cuya área de ruptura cubre aproximadamente el área de un gran terremoto pasado del año de 1861 (8.3-8.5M) y el segundo terremoto ocurrió el 12 Setiembre del año 2007 (8.4 Mw), que a su vez abarca un porcentaje del terremoto ocurrido en el año de 1833 (8.8-9.2M). En un estudio reciente, Aydan et al. (2007) identificó un segmento de la zona de subducción frente a Padang (entre los terremotos del 2005 y 2007) que no se ha roto en los últimos 213 años (Figura 5.2). Estimando que el segmento que comprende esta laguna sísmica tiene el potencial de producir un terremoto con magnitud superior a 8.7Mw, similar a los terremotos ocurridos en los segmentos aledaños a la región de Padang, donde se han estimado que los intervalos de recurrencia son de aproximadamente 260 años (Zachariassen et al., 1999). Dos años después del estudio de Aydan et al (2007) el 30 de Setiembre del 2009 ocurre un terremoto de magnitud 7.6 Mw (por la Agencia indonesia geológicas y meteorológicas, BMKG) considerablemente más baja que el esperado por Aydan, a una profundidad de unos 71 km lo que sugiere que se produjo dentro de la zona de Benioff. Aun así, algunos sismólogos argumentan que el potencial de un evento de gran magnitud, cerca de Padang está todavía latente, es decir, la laguna sísmica sigue presente en dicha región.

De esta manera, luego del terremoto (7.6 Mw) del 30 de Setiembre del 2009, se puede observar en la trinchera de Sudan, desde los 12°N hasta los 7°S, una secuencia de grandes terremotos ocurridos en la última década pasada, los cuales han cubierto casi

la totalidad de este segmento permitiendo la liberación de los esfuerzos elásticos acumulados durante varias décadas mediante el deslizamiento de la placa Indo-Australiana bajo la placa de sudan, este análisis sustenta un principio de las lagunas sísmicas, que sugiere que la no ocurrencia de grandes terremotos durante un importante intervalo de tiempo ocasiona que una gran cantidad de tensión haya sido acumulada, en los segmentos (sobre el límite) de las placas, y al alcanzar un umbral crítico esta tensión es liberada abruptamente originando uno o varios grandes terremoto en intervalos de tiempo diferentes.

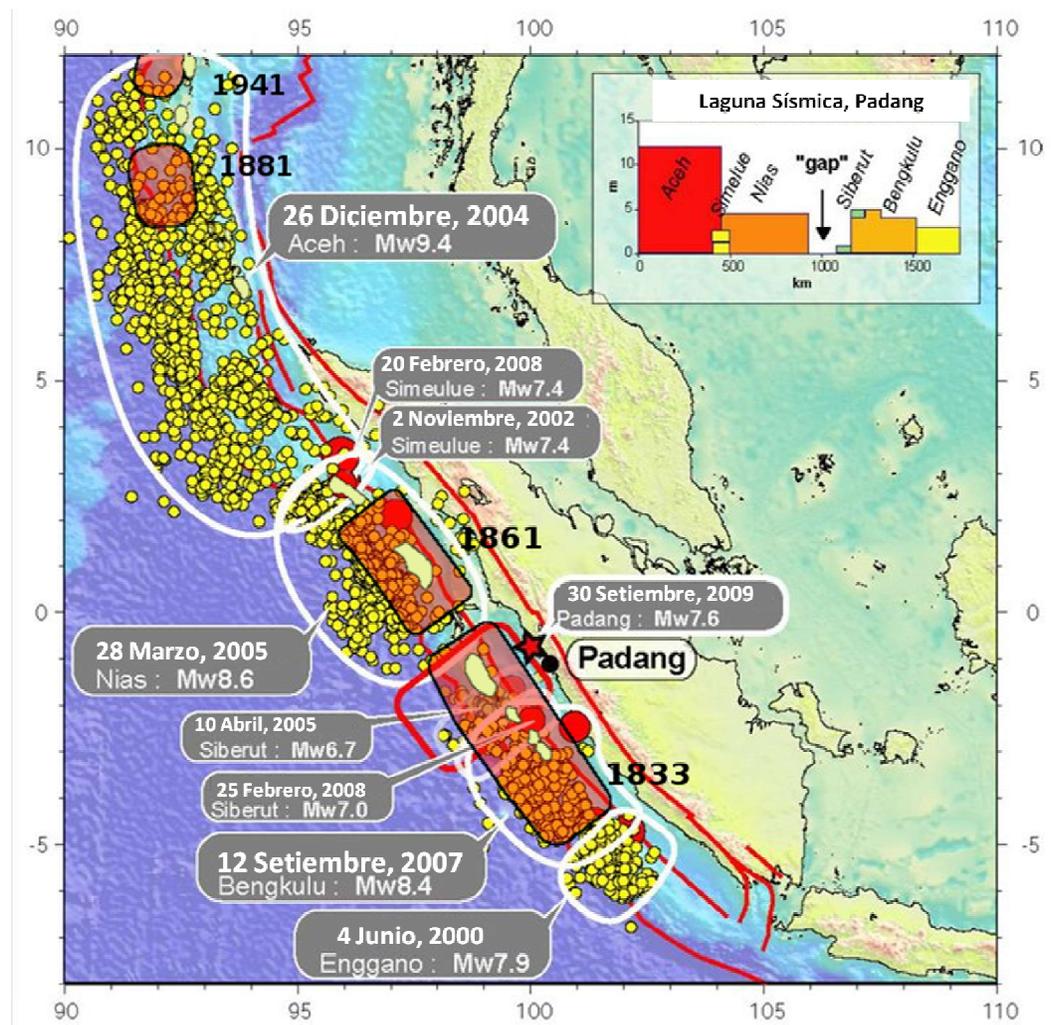


Figura 5.2 Mapa de lagunas sísmicas en la trinchera de Sudan (Modificado de Vigny, 2009)

5.3.2 Terremoto de Chile (8.8Mw), 2010

La costa de Chile, por su extensión, está entre las de mayor actividad sísmica en el mundo. Los segmentos individuales en esta costa contienen información sobre la ocurrencia de al menos un terremoto de magnitud 8.0 cada 20 años, durante los últimos 140 años: 1880-2011 (Figura 5.3).

Un caso excepcional es observado en el segmento entero de falla ubicada en el centro y sur de Chile (entre los 32°S-46°S) donde por al menos en los últimos 300 años el segmento total se ha fracturado una vez cada siglo con una secuencia general de la ocurrencia de terremotos en dirección de N-S (Figura 3.2). Dentro de este segmento, se identificó una laguna sísmica entre las latitudes 35°S y 38°S donde se tenía información de la ocurrencia de un gran terremoto ocurrido el 20 de febrero de 1835, con una magnitud estimada de 8.5 (Bilek, 2009; Loveless et al., 2010). Esta laguna fue llamada como laguna de Concepción, dentro de la cual posteriormente ocurrió, el 27 de Febrero del 2010, un gran terremoto con una magnitud de 8.8Mw, siendo el segundo terremoto de mayor magnitud registrado, después el terremoto de 1960 (9.5Mw).

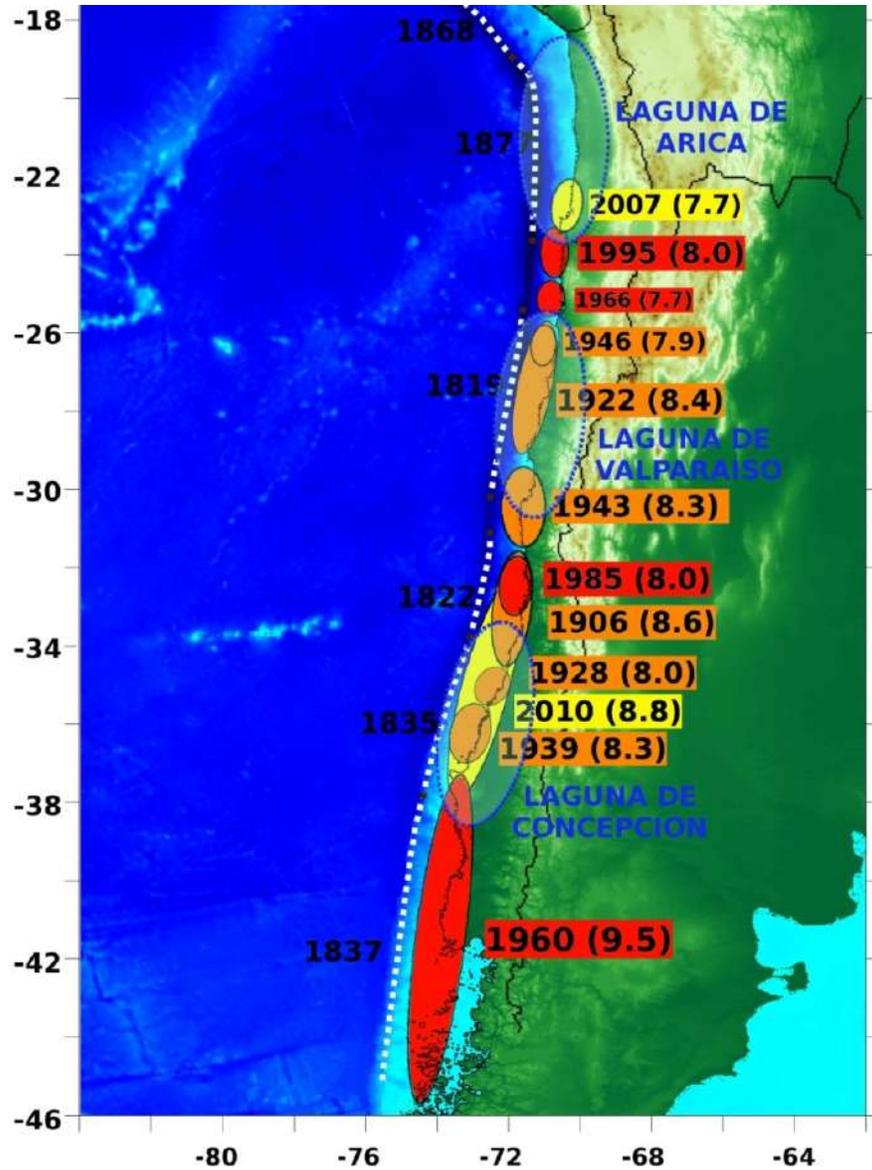


Figura 5.3 Mapa de lagunas sísmicas y distribución de áreas de ruptura de grandes terremotos en la trinchera de Chile (Modificado de Bilek, 2009)

En la actualidad en la costa de Chile se puede distinguir dos lagunas sísmicas conocidas con el nombre de laguna de Arica y laguna de Valparaíso. El tiempo transcurrido desde el último gran terremoto es de 134 y 89 años respectivamente, razón por la cual la primera zona, laguna de Arica, se encuentra estrictamente monitoreado con GPS y redes sísmicas para el estudio del comportamiento de la actividad sísmica y la deformación del suelo antes, durante y después de un gran terremoto.

5.3.3 Terremoto de Japón (9.0 Mw), 2011

El Terremoto de Japón (9.0 Mw) ocurrido el 11 de Marzo del 2011, al Este de Sendai Hounshu, se produjo en la Fosa de Japón donde la Placa del Pacífico subduce bajo la Placa de Ojotsk. En general no se tenía información sobre la ocurrencia de grandes terremotos con magnitudes mayores o iguales a 9.0, en esta región lo que era sustentado por las condiciones desfavorables en la región como la falta de una larga línea de falla relativamente recta, debido a que un terremoto de esta magnitud tiene un frente de ruptura de al menos 480 Km.

La distribución de grandes terremotos históricos (1600-1964, $M > 7.9M$) e instrumentales (1964-2011, $M > 8.0M$) en el borde occidental de Japón (Figura 5.4) muestra una ausencia de grandes terremotos pasados en el área donde ocurrió el terremoto de Japón del 2011. También se observa que a partir del años 1960 la distribución de los grandes terremotos $M > 8.0Mw$ tienen una secuencia de N-S y sumado al tiempo transcurrido desde la ocurrencia de los últimos grandes terremotos, la zona Sur de Japón presenta una condición favorable para la ocurrencia de grandes terremotos en el futuro.

sur del departamento de Ica y entre las áreas de ruptura de los sismos de 1942/1996 y 2001; y Laguna sísmica (A-3): área de 150 km de longitud ubicada frente a los departamentos de Moquegua y Tacna, y entre las áreas de ruptura de los sismos de 2001 y 1877 (Chile). Para la región Norte de Chile, el área con mayor probabilidad para dar origen a un gran sismo está ubicada entre las ciudades de Arica y Antofagasta con una longitud de 500 km. En estas tres lagunas sísmicas (A-1, A-2 y A-3) la probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto es muy alta.

Dos años después de conocido estos resultados, el 15 de Agosto del 2007 ocurrió el terremoto de Pisco (8.0mW) cuya área de ruptura involucro toda el área de la laguna sísmica delimitado con anterioridad (A-1). Restando aún por generen otros terremotos, las áreas A-2 y A-3.

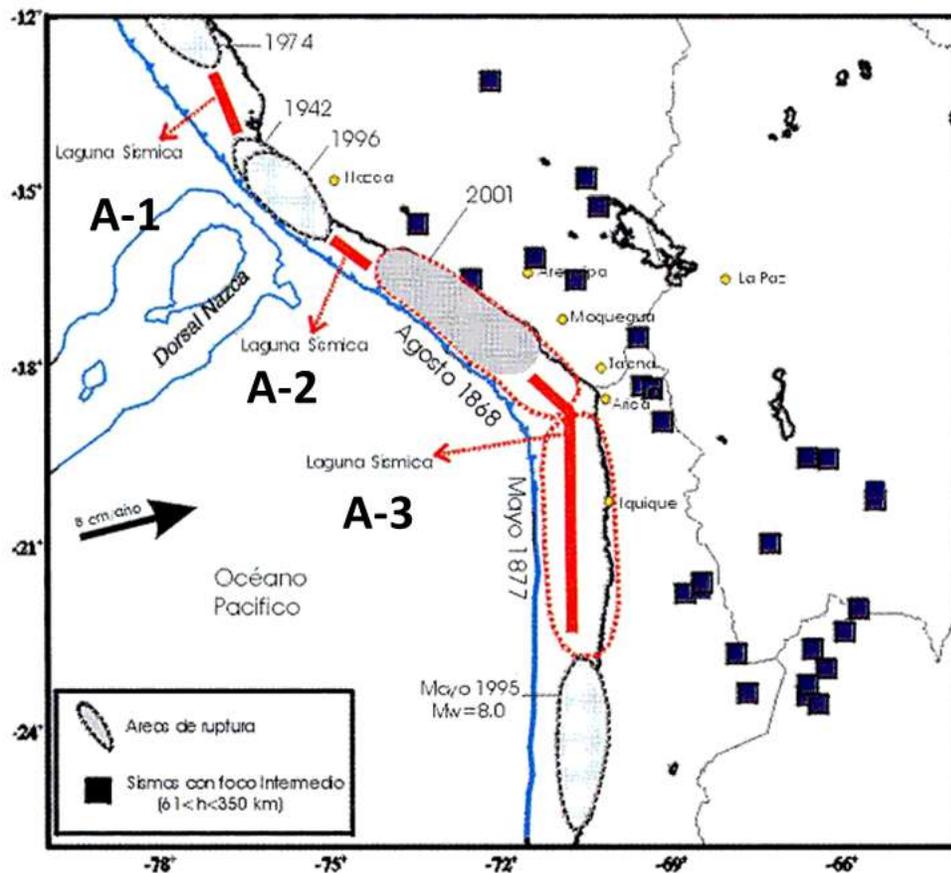


Figura 5.5. Laguna sísmica identificada antes del terremoto de Pisco-Perú (Mw8.0), 2007 (Tavera y Bernal, 2005)

La Figura 5.6, muestra la distribución de los grandes terremotos ocurridos en Perú y en los países vecinos de Ecuador y Chile (Kelleher, 1972; Dorbath, 1990; Tavera y Bernal, 2005; Pritchard et al., 2008; Bilek, 2009; Loveless et al., 2010). El análisis espacial de los grandes terremotos ($M > 7.5$) para los periodos de 1900-1950, 1950-2000 y 2000-2011, muestra que la mayoría de los grandes terremotos que ocurren en áreas donde no han ocurrido terremotos en el pasado hasta el año de 1900, con excepción de la región entre Perú y Ecuador en la cual no se tiene información sobre la ocurrencia de grandes terremotos en los periodos analizados. Por otro lado el análisis de los grandes terremotos con magnitudes mayores a 8.4Mw, tal como el terremoto de Chile (8.8Mw) del año 2010, muestra que este abarca el área de ruptura de otros grandes terremotos ($M > 7.5$ Mw) pero cuyas magnitudes no son superiores a 8.4Mw. Una situación similar se observa en la parte central del Perú, donde han ocurrido diferentes grandes terremotos ($8.0Mw > M > 7.5Mw$) y junto al tiempo transcurrido desde el último gran terremoto significativo ocurrido en el año de 1746, la situación resulta ser bastante crítica, razón por la cual se debe de realizar otros análisis alternativos para determinar la posibilidad de pronosticar la ocurrencia de un gran terremoto en esta zona, como la aplicación del algoritmo M8. En la zona Sur del Perú, recientemente ha ocurrido el terremoto de Arequipa (8.4Mw) en el año 2001, el cual abarca una gran parte del área de ruptura del terremoto histórico del año de 1868. Sin embargo, considerando la laguna sísmica ubicada al Norte de Chile y el área remanente del terremoto de 1868, ubicado en la parte Sur del Perú (desde Hilo hasta la frontera con Chile) la región entre el límite Perú-Chile es otra de las áreas de situación crítica y que es monitoreada, por diferentes institutos nacionales e internacionales, mediante mediciones continuas de redes geodésicas, así como sísmicas.

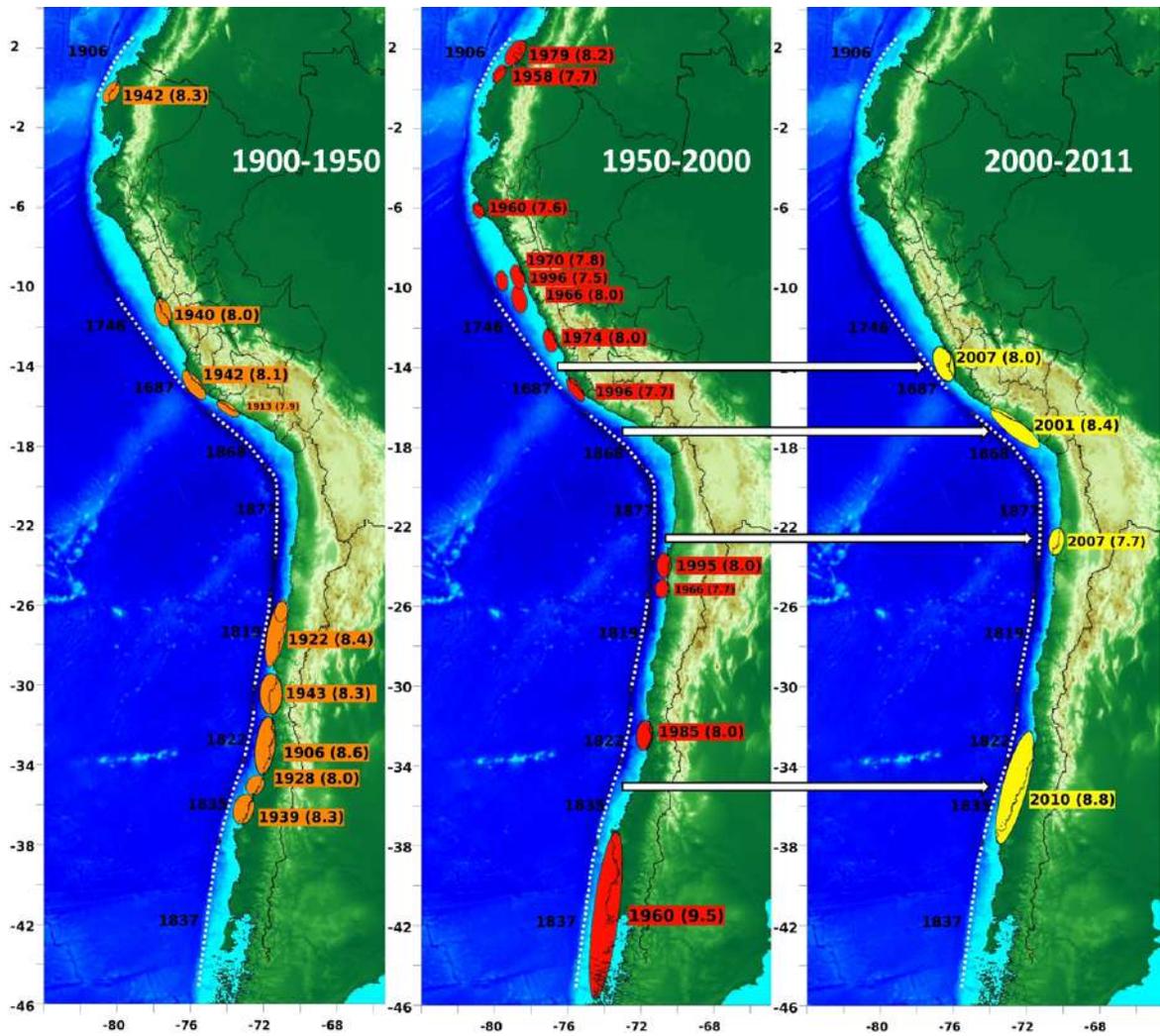


Figura 5.6. Distribución temporal y espacial de grandes terremotos en el borde oeste del Perú 1900-2005 (Tavera y Bernal, 2005). La líneas entrecortadas (Blancas) indican los más grandes terremotos durante 1700 y 1900 (Bilek, 2009)

CAPÍTULO VI

MÉTODO DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES

En muchos casos, el escaso conocimiento sobre algunos eventos extremos de distinta naturaleza, como los terremotos, motivaron y motivan a varios científicos a elaborar nuevas metodologías que permitan analizar y evaluar el comportamiento de estos en el tiempo. El planteamiento de diferentes hipótesis sobre algunos aspectos de estos eventos, así como la aprobación de otros realizados en diferentes estudios, es la manera más adecuada para llegar a tal nivel en el conocimiento de estos eventos, que permitan predecir su comportamiento en un futuro cercano o inmediato. El avance de la tecnología permite tener diferentes datos e información relevante a estos eventos extremos, uno de estos datos es la sismicidad global, evaluado y analizado por diferentes sismólogos para diferentes regiones, mediante métodos, probados empíricamente para la búsqueda de "precursores sísmico", y que adicionalmente han permitido verificar algunas hipótesis conceptuales. Por lo general, la predicción de eventos extremos es un problema muy difícil. Un evento extremo se produce rara vez, pudiendo ser antecedida por una secuencia de fenómenos afines, que pueden ser evaluados para su posible uso como un indicador de la cercanía de un evento extremo, por ejemplo de un terremoto. La identificación eficaz de los fenómenos predecesores es aún difícil, debido a la ausencia de una ecuación fundamental que indique la presencia de estos procesos. Gelfand et al. (1976) desarrollo una metodología denominada "Reconocimiento de Patrones" para el estudio de fenómenos críticos (muy raros) y de origen complejo, una situación en la que los métodos estadísticos clásicos no

pueden ser aplicados. La metodología de reconocimiento de patrones, en la sismología, se basa en el análisis de la secuencia de la sismicidad (observada y/o simulada por ordenadores), para lo cual se selecciona una pequeña muestra de datos cuyos parámetros se encuentran dentro de un intervalo de tiempo y espacio, con la finalidad de normalizar los datos (tiempo y espacio) para ser analizados y evaluar la posible formación de patrones que anteceden a los grandes terremotos (transiciones críticas o fenómenos crítico). Estos patrones de sismicidad son una manifestación de los procesos anormales y turbulentos que tienen lugar en el interior de la tierra antes del gran terremoto. Observaciones en diversas series de sismicidad realizadas en diferentes regiones dentro de un intervalo de tiempo y espacio similar, muestran resultados semejantes, lo que evidencian un contraste significativo con el modelo típico simplificado aceptado, que indica la ocurrencia al azar de los terremotos. Esta situación es favorable para la búsqueda y definición de los precursores, los cuales son usados por algunos métodos (algoritmos numéricos) y que en un futuro cercano pueden consolidarse como un método eficaz para la predicción de los terremotos. Sin embargo esta metodología aún sigue siendo evaluada, debido al incompleto conocimiento sobre la complejidad de la fuente que da origen a los terremotos.

6.1 Complejidad de la Fuente de un Terremoto

En general los terremotos de gran magnitud abarcan grandes áreas de ruptura, las cuales no tienen formas regulares (esféricas o rectangulares) sino amorfas, incluso el área total de ruptura o la fuente de un gran terremoto puede estar comprendida por no una sino varias áreas de ruptura, conectadas o separadas, siendo esto un aspecto que causa la complejidad de la fuente. Entre otros principales aspectos que provocan la complejidad de la fuente de los terremotos se pueden citar los siguientes: el tipo de material, la concentración y distribución de los esfuerzos elásticos, estructuras geológicas, la geometría de la línea de contacto, así como del plano de contacto, etc.

Algunos de estas características han sido corroborados por observaciones realizadas en el límite de contacto entre dos placas o fallas, que en general se encuentran en los fondos oceánicos, y donde se ha verificado que cruzan diferentes tipos de rocas (aspecto geológico) con una alta heterogeneidad y que su superficie de contacto (geometría) cambia de orientación en diferentes puntos a lo largo de su recorrido como consecuencia de la

presencia de diferentes estructuras como las, montañas marinas (por ejemplo, la Dorsal de Nazca), graben, etc. (Figura 6.1). Otros aspectos a los cuales también se les atribuye el proceso complejo de un terremoto está determinada también por; la dilatación de la corteza (formación de microgrietas), filtración de fluidos, reacciones químicas, la distribución geométrica, etc. (Keilis-Borok, 2002).

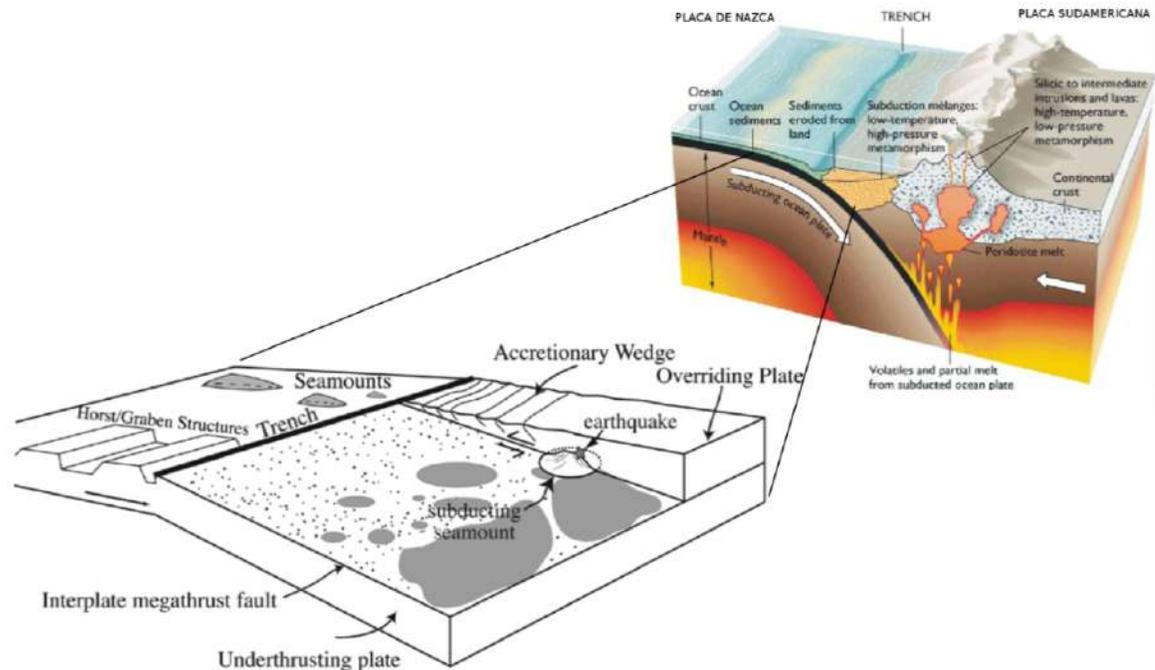


Figura 6.1 Estructuras geológicas y heterogeneidad en la zona de transición en una zona de subducción

Entre los primeros modelos desarrollados para explicar la formación de los terremotos, está el descrito por Reid en el año 1910, el cual es conocido como teoría del rebote elástico.

6.1.1 Teoría del Rebote Elástico

Este modelo fue propuesto por Reid (1910), para explicar el origen del terremoto de San Francisco del año 1906. De acuerdo a la explicación dada por Reid, en el modelo llamado del *rebote elástico*, antes del terremoto, la parte profunda de la corteza cercana a la falla de San Andrés, habría acumulado un deslizamiento de varios metros, como efecto del movimiento entre las placas del Pacífico y América del Norte. Este desplazamiento, considerado como continuo en la parte profunda, junto a

la fricción que existe entre ambas placas, en la parte superficial que impide el movimiento uniforme de las placas tanto en la parte superficial como profunda produce una deformación elástica en la parte superior de la corteza que se va incrementando con el tiempo, así como la acumulación de esfuerzos de corte. Cuando la acumulación de la deformación elástica alcanza un nivel crítico (deformación acumulada > resistencia del material) se produce la ruptura abrupta de la corteza, este último proceso es el que da origen a los terremotos (Figura 6.2).

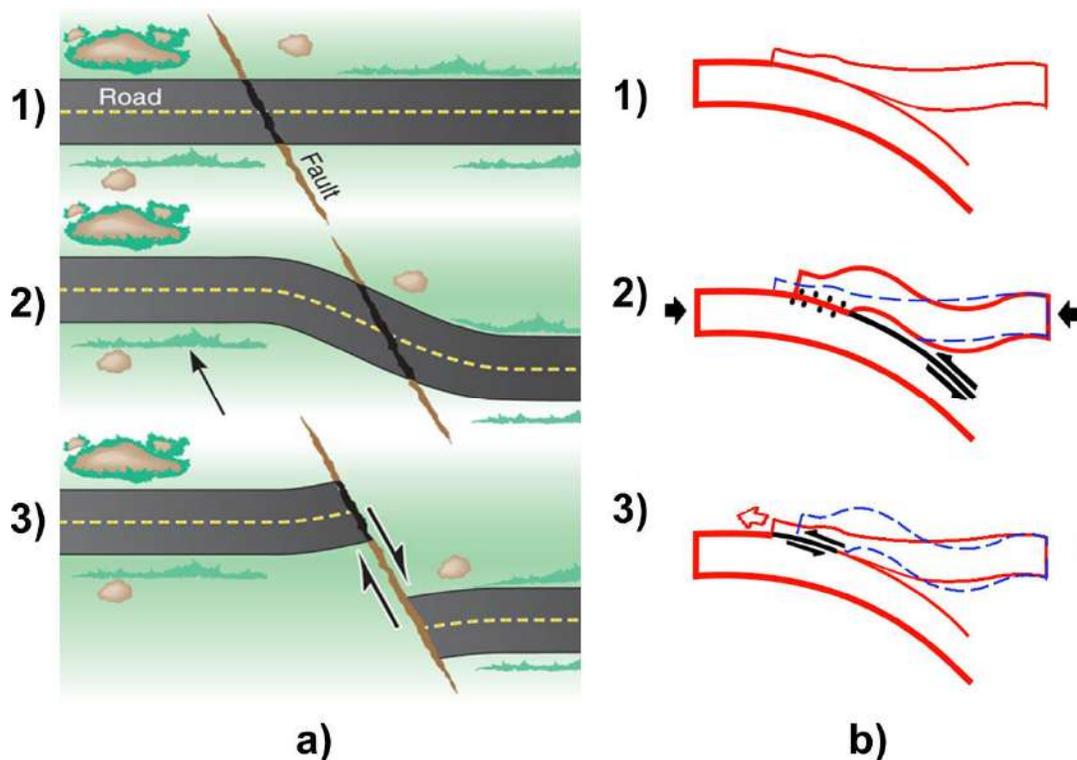


Figura 6.2 Etapas del Rebote Elástico: 1 = Corteza sin deformación. 2 = Corteza con deformación acumulada. 3 = Ruptura de la corteza (terremoto). a) En una falla transformante. b) En una Zona de subducción

También, Reid sugirió que la comprensión del mecanismo de un gran terremoto requiere de varios tipos de investigaciones, como el estudio de las deformaciones corticales en el espacio y en el tiempo a partir de mediciones geodésicas continuas, en varias fases del ciclo sísmico, en especial previos al deslizamiento cosísmico (antes de otro gran terremoto) y que el tiempo de un gran terremoto podría ser predecido cuando la acumulación de esfuerzos alcanza un valor crítico. La Figura 6.3 muestra

los modelos principales elaborados para describir la relación entre la ocurrencia de los terremotos (deslizamiento cosísmicos) y la acumulación y caída de esfuerzos. El primer modelo (Figura 6.3, a) describe un modelo ideal para la predicción de los grandes terremotos, donde la acumulación, caída de esfuerzos (T_2) y el umbral crítico de esfuerzos (T_1) son constantes. El último modelo (Figura 6.3, d) es el que mejor describe la ocurrencia real de los terremotos donde la caída de esfuerzos, y el umbral crítico de esfuerzos no son constantes debido al proceso altamente complejo relacionado a la formación de los terremotos, ocasionando la no predicción de los terremotos con este análisis de acumulación y caída de esfuerzos. Los modelos b) y c) en la Figura 6.3 representan un esquema donde los parámetros predecibles son el tiempo y el deslizamiento respectivamente, más ninguno de estos dos, puede predecir ambos parámetros.

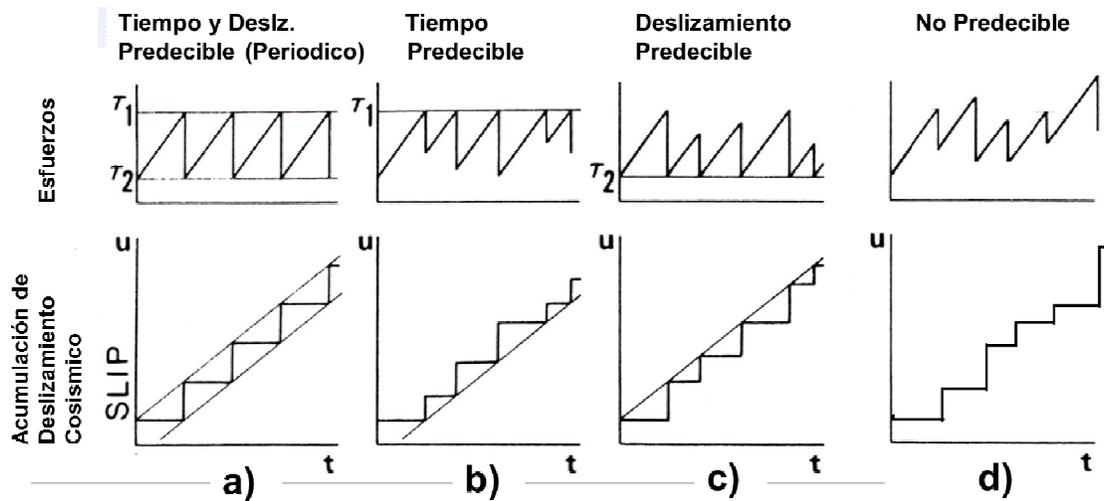


Figura 6.3 Modelos de relación entre los deslizamientos cosísmicos y la acumulación y caída de esfuerzos. a) Tiempo y Deslizamiento Predecible. b) Tiempo Predecible. c) Deslizamiento Predecible. d) No predecible (Keilis-Borok 2003)

Para explicar la complejidad de los procesos de ruptura de los terremotos se han desarrollado los modelos de Barreras y el de Asperidades.

6.1.2 Modelo de Barreras

Este modelo fue propuesto por Das y Aki (1977) y supone que la ruptura tiene lugar bajo condiciones uniformes de esfuerzo, pero con regiones de distinta resistencia. Las regiones de alta resistencia forman barreras que impiden la propagación de la ruptura (Figura 6.4, zona guinda). Estas pueden finalmente romperse, si son débiles o permanecer intacta, si son fuertes y continuar la ruptura detrás de ellas. Así, un terremoto grande está formado por una serie de rupturas, separados por barreras que permanecen sin romperse. Después de la fractura, el área de la falla tiene una distribución heterogénea de esfuerzos. Las tensiones se han liberado en las zonas de fracturas y se han acumulado en las barreras que no se han roto. Estas zonas que no se han roto pueden romperse más tarde, produciendo las réplicas de los terremotos.

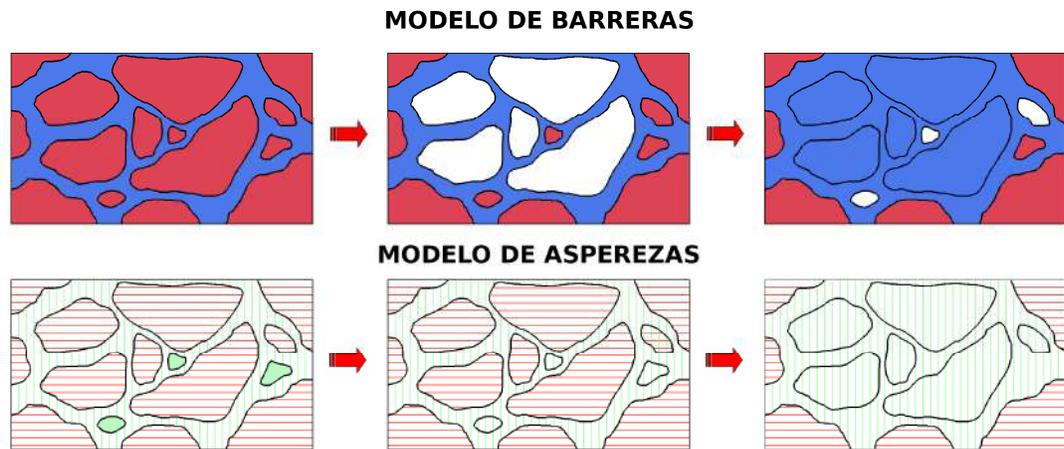


Figura 6.4 Modelos de barreras y asperezas. Las zonas rayadas representan la zona sometida a esfuerzos y la blanca la zona en la cual ya se han liberado.

6.1.3 Modelo de Asperezas

Propuesto por Kanamori y Stewart (1978) y parte de una distribución heterogénea de esfuerzos sobre la superficie de la falla. Las zonas de esfuerzos altos forman las asperezas (Figura 6.4, Líneas rojas horizontales). Las zonas de esfuerzos bajos se rompen dando origen a terremotos pequeños conocidos como premonitorios, mientras que las asperezas son los responsables de los terremotos grandes. Generalmente, un terremoto grande está producido por la ruptura de varias asperezas, lo que explica su

complejidad. Al final de proceso de ruptura, los esfuerzos residuales sobre la falla son homogéneos. Este modelo explica la ocurrencia de terremotos premonitorios, pero no las réplicas.

Ambos modelos puede integrarse en uno que posea tanto asperezas como barreras. Las barreras permanecen sin romperse después de la fractura y las asperezas se rompen con caídas grandes de esfuerzos. La complejidad de la ruptura debe atribuirse, por lo tanto a la heterogeneidad en la caída de esfuerzos, la fricción y la distribución de las asperezas y barreras sobre la superficie de la falla, otra fuente de complejidad puede resultar del hecho de que la superficie de la falla no es plana, estando presente en ellas dobleces, bifurcaciones, y otras irregularidades geométricas en ella, constituyendo de este modo una fuente de complejidad en el proceso de ruptura.

6.2 Reconocimiento de Patrones

El método de reconocimiento de patrones fue desarrollada por Gelfand et al., (1976) para la evaluación y análisis de procesos raros de origen altamente complejo a fin de identificar determinados patrones en el sistema antes de un fenómeno crítico. Un fenómeno crítico o transición crítica está definida como un cambio brusco y rápido (de orden a desorden) observado dentro de un proceso complejo de aquí que se caracterizan por su ocurrencia inesperada y su recurrencia en el tiempo con intervalos de tiempos aleatorios entre uno y otro. A pesar de que ocurren de vez en cuando, son típicos en los procesos complejos. La metodología de reconocimiento de patrones se puede relacionar a dos técnicas similares: la "técnica de análisis", que consiste en una búsqueda heurística de los fenómenos anteriores a las transiciones críticas y la de "análisis fundamental" basado en la relación "causa y efecto", con la búsqueda de los mecanismos que conducen a una transición crítica.

En la sismología, el sistema complejo o no lineal está representado por un sistema de fallas sísmicamente activas, los grandes terremotos son los eventos críticos (transiciones críticas) que son responsables de una variación repentina en las propiedades dinámicas del sistema (paso de un sistema en orden a uno desordenado, en un intervalo corto de tiempo), y donde los pequeños terremotos son la fuente de las perturbaciones del sistema y que al

mismo tiempo revelan la escalacion de la respuesta del sistema a estas perturbaciones. De esta manera, los grandes terremotos son descritos como una transición de fase orden/desorden, donde el sistema pasa de un estado limitado a uno sin restricciones, el cual se da cuando la relación de “tensión-deformación” llega a un nivel crítico (tensión acumulada > resistencia del material) pudiendo identificarse patrones en la sismicidad intermedia y moderada antes de la ocurrencia de los grandes terremotos.

6.3 Secuencia de Terremotos

El análisis de la secuencia de los terremotos permite encontrar uno o varios patrones recurrentes en el tiempo. El análisis realizado por Mogi (1963) sobre la sismicidad en diferentes regiones, muestra que los terremotos suelen suceder en forma de grupos estrechamente relacionados en el espacio y en el tiempo. De estos grupos, los relacionados con la ocurrencia de grandes terremotos reciben el nombre de series de premonitores y de réplicas, dependiendo si ocurren antes o después del terremoto principal. En experimentos realizados en laboratorio, se ha comprobado que las réplicas no son el resultado pasivo de la ocurrencia del terremoto principal, sino una continuación de la liberación de la energía provocada por el terremoto. En una serie de terremotos, dentro de una área no tan extensa, separados por intervalos cortos de tiempo no se distingue ningún terremoto principal, se denomina tal fenómeno como un enjambre sísmico o enjambre de terremotos.

6.3.1 Clasificación de Secuencias de Terremotos

Mogi (1963) realizó un análisis bastante extenso sobre las series y agrupamientos de los terremotos en el espacio y tiempo, distinguiendo tres tipos característicos de estas series (Figura 6.5).

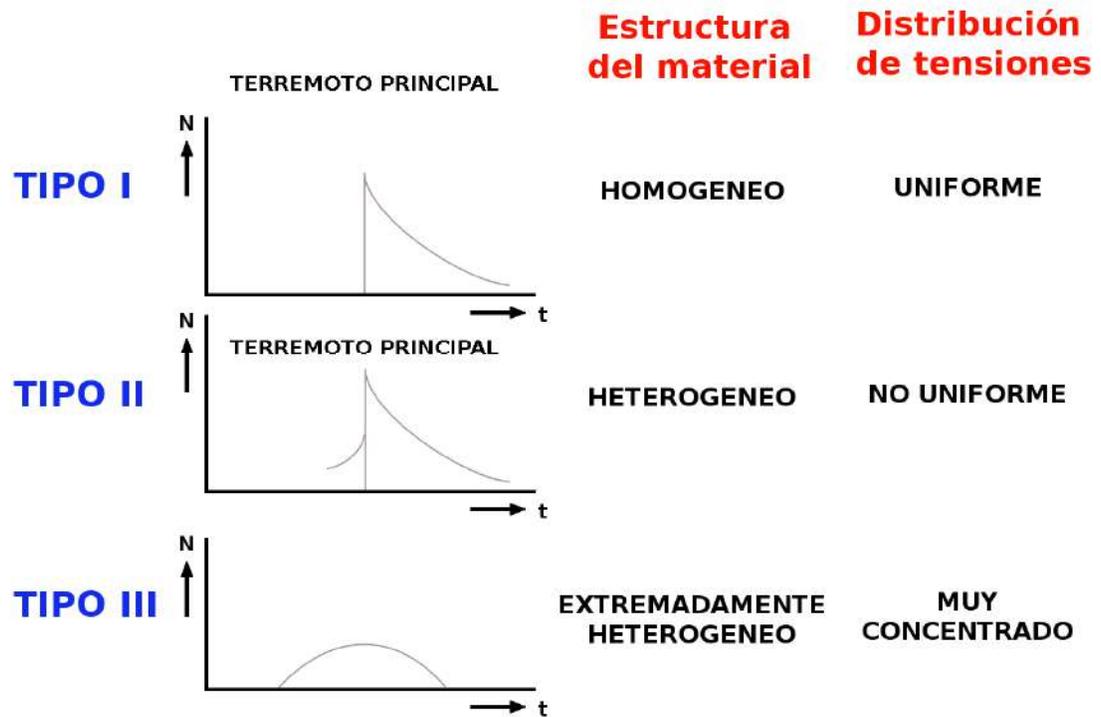


Figura 6.5 Tipos o Series de Secuencias de terremotos y su relación con el tipo del material y la distribución de las tensiones (Mogi, 1963)

Serie I

No se producen premonitores. El sismo principal es el primero, seguido de una serie de terremotos de menor magnitud. Estas series se dan en materiales muy homogéneos en los cual los esfuerzos no se liberan hasta que exceden la resistencia de las rocas, produciéndose el sismo principal. A éste le sigue la serie de réplicas producidas por la distribución de los esfuerzos en el volumen que rodea a la fractura producido por el sismo principal.

Serie II

Se dan premonitores, cuyo número aumenta rápidamente antes del terremoto principal. La ocurrencia de estos premonitores se explica por la presencia de heterogeneidades en el medio. Los esfuerzos acumulados se van relajando en forma de pequeños terremotos, debido a la diferencia en la resistencia de los materiales, antes que ocurra el terremoto principal.

Serie III

La secuencia de terremotos sucede en forma de un enjambre en el cual no se distingue el terremoto principal. Este tipo de series corresponde a zonas de materiales muy heterogéneos, donde la distribución de los esfuerzos está altamente concentrado y no uniformemente.

Los terremotos no solo relajan los esfuerzos acumulados en una cierta región de la corteza terrestre, sino que también causan el aumento de las tensiones en otras zonas ubicada alrededor del terremoto. La cantidad de tensión traspasada a una zona depende de la magnitud del terremoto y de su ubicación. Por ejemplo, un terremoto ubicado en la zona interplaca transferirá una menor carga de tensión que otro ubicado en la zona intraplaca. Por otro lado, un gran terremoto en la zona interplaca provocará la liberación de la tensión; mientras que un terremoto moderado provocara la transferencia de tensión a su entorno. Igualmente, un gran terremoto en la zona intraplaca transferirá mayor carga de tensión que un gran terremoto interplaca.

En medios heterogéneos una parte de la transferencia de tensión es relajada por la ocurrencia de pequeños eventos, los cuales ocurren en general en zonas con una baja resistencia. La transferencia de carga de tensión en un medio heterogéneo, provoca la redistribución de las tensiones en las zonas con materiales que tienen una baja resistencia, lo que dará origen en algunos casos a eventos premonitores, antes de que la transferencia de tensión pase un nivel crítico (supere la resistencia de las zonas con alta resistencia) y se produzca la liberación de la energía acumulada que origina a los terremotos.

De esta manera, la ocurrencia de eventos premonitores dependerá del grado de heterogeneidad del medio, siendo más factible la ocurrencia de estos en lugares con una alta heterogeneidad y en menor grado en las regiones con menor heterogeneidad.

6.4 Patrones Sísmicos Predecesores PSP

El análisis de la ocurrencia de los grandes terremotos muestra que estos son recurrentes, con intervalos de tiempo variados (aleatorios). La ocurrencia de los terremotos, en general, parecen presentarse de manera aleatoria. Sin embargo el análisis de la sismicidad considerando diferentes intervalos de magnitud, espacio y tiempo permite definir de una mejor manera la secuencia de los terremotos con diferentes rangos de magnitudes, encontrando algunas relaciones entre los terremotos de magnitudes moderadas y la ocurrencia de grandes terremotos.

Para la sismología los PSP no son algo nuevo, ya que estos corresponden a muchos rasgos bien conocidos en la dinámica de la sismicidad observada. También el estudio y análisis de la sismicidad observada y la simulada en ordenadores de modelos numéricos han demostrado que grandes terremotos de magnitud M , son a menudo precedidos por específicos PSP (patrones sísmicos predecesores) formados dentro de una amplia zona emergiendo en la secuencia de terremotos con magnitudes menores a M , tales como la intensificación de la actividad sísmica, el agrupamiento de eventos sísmicos, la migración y correlación de la sismicidad en el espacio, cambios en la relación de Gutenberg-Richter (Figura 6.6). Los dos primeros tipos se han encontrado primero en análisis de la sismicidad observada y luego en los modelos, y los otros dos tipos de patrones fueron encontrados primero en la sismicidad simulada por modelos numéricos y luego en la sismicidad observada (Vilkovich y Shnirman, 1982). Los patrones de plazo intermedio del primer tipo han sido validados con pruebas estadísticas en las predicciones de grandes terremotos reales. Los otros patrones se encuentran en diferentes etapas de prueba.

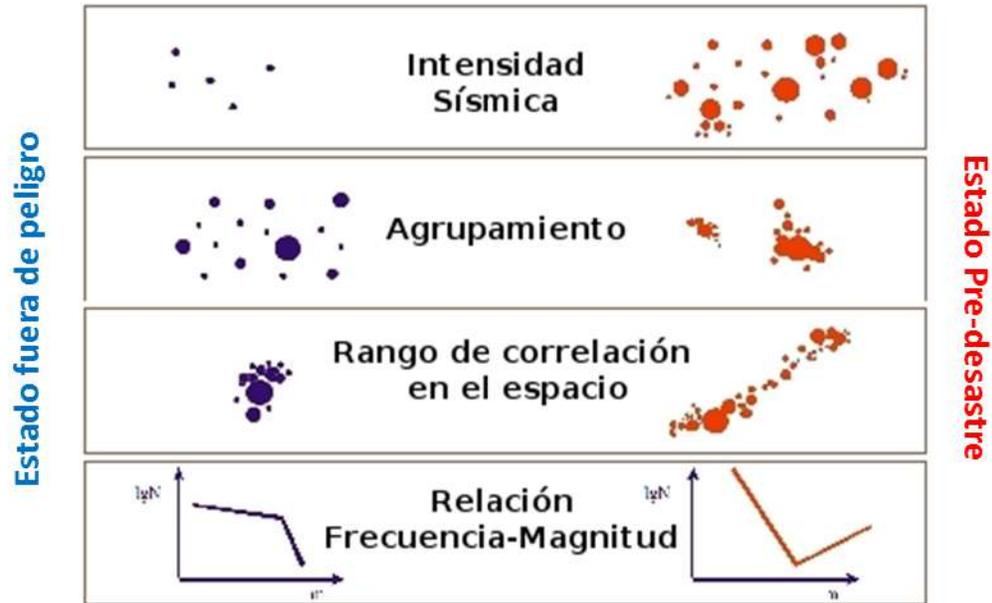


Figura 6.6 Patrones sísmicos predecesores observados antes de la ocurrencia de grandes terremotos

6.5 Características de los PSP

Los nuevos estudios e investigaciones sobre los patrones de sismicidad premonitorios (PSP), tanto en la sismicidad observada y en la simulada por ordenadores ha revelado que estos, presentan cuatro características básicas comunes y que son importantes para el entendimiento del problema sobre predicción de los terremotos (Keilis-Borok, 2002). A continuación, estas características son descritas para discutir posteriormente los diferentes algoritmos elaborados en base a estas características.

6.5.1 Correlación Espacio-tiempo

Un flujo de terremotos es generado por un sistema de bloques (placas tectónicas) y fallas. La ruptura (deslizamiento de un bloque respecto de otro) sobre el plano de falla que origina el terremoto es una combinación de múltiples rupturas a lo largo de un plano de falla. En consecuencia una señal precursora que indique la proximidad de un terremoto puede proceder de un área (A) mayor al de la fuente del terremoto en proceso. La relación lineal entre el área (A) y la longitud de ruptura esperada del terremoto se encuentra entre $5L(M) - 10L(M)$, donde, L es la longitud característica de la fuente, que a su vez está en función de la magnitud (M) del terremoto. De

acuerdo a la Press y Allen (1995), esta dimensión puede llegar a ser aprox. 100L, ya que para un terremoto en California de magnitud 6.0, mostraron que fue precedido por un aumento en la actividad registrada en la Cuenca de Gran y en el Golfo de California. Este tipo de zona puede incluir distintos tipos de fallas. Otras evidencias y mecanismos posibles de las correlaciones de largo alcance han sido discutidos por Knopoff et al. (1996) y Keilis-Borok y Kossobokov (1990).

6.5.2 Presencia de Precursores de Sismicidad

Antes de que ocurra un fuerte terremoto, el flujo de otros dentro de un rango de magnitud intermedio pasa por un estado irregular, observándose principalmente un incremento en su actividad agrupándose en el tiempo y espacio provocando que la probabilidad de correlación se incremente (Keilis-Borok y Rotwain, 1990; Keilis-Borok y Kossobokov, 1990). Este comportamiento puede interpretarse como una respuesta al incremento de excitación en la litósfera (posiblemente proporcionada por terremotos consecutivos y la interacción entre ellos) como una respuesta característica de una inestabilidad en el medio.

6.5.3 Similitud de los Patrones

Los fenómenos premonitores o patrones de sismicidad son similares, previa normalización, para una amplia variedad de entornos geotectónicos, que incluyen las zonas de subducción, fallas transformantes y las fallas intraplaca en las plataformas con condiciones extremadamente diversas y dentro de un amplio rango de energía (Keilis-Borok, 1994; y Rundle et al., 2000). Esta similitud también fue observada en rupturas de muestras de roca en laboratorio, explosiones de rocas en minas, frecuencia de terremotos con magnitudes mayores a 4.4 Mw. La similitud es válida solo después de haber normalizado los datos y su aplicación no es limitada.

6.5.4 Naturaleza dual de los Patrones

Los fenómenos premonitores presentan una naturaleza dual, así los patrones premonitores de sismicidad PSP considerados aquí están relacionados con la

inestabilidad provocada por la cercanía a un estado crítico, tal como se observa en muchos otros sistemas jerárgicos complejos no lineales de origen diferente como las tormentas (Yamashita y Knopoff, 1992; Newman y Gabrielov, 1994; Gabrielov et al., 2000; Zaliapin et al., 2001).

Otros fenómenos son limitados a la geometría de la distribución de las fallas o aún determinado mecanismo físico como la transferencia de esfuerzos, flujo de calor, entre otros; que a la vez controlan el campo de esfuerzo y tensión en la litosfera (Pepke et al., 1994; Newman et al., 1995; Gorshkov et al., 2001).

6.6 Patrones de Sismicidad PSP y Algoritmos de Predicción

Los modelos desarrollados para explicar la ocurrencia de los terremotos, presentan una alta concepción teórica la cual contrasta con la poca información sobre la ocurrencia de estos y su naturaleza que limita la posibilidad de aplicar métodos estadísticos clásicos para el estudio de su comportamiento, a fin de poder pronosticarlo para un determinado tiempo. Razón por la cual diferentes estudios para la predicción de los terremotos usan la metodología de reconocimiento de patrones para analizar las secuencias de eventos sísmicos en el tiempo, datos medidos en la superficie que son una manifestación del proceso que ocurre en el interior de la tierra, y de esta manera identificar determinados patrones de sismicidad premonitores (PSP), en la secuencia de los eventos sísmicos intermedios y moderados ($M > 4.0$) que indiquen la proximidad de un gran terremoto. Estos patrones premonitorios de sismicidad son la base para la elaboración y desarrollo de diferentes algoritmos de predicción, entre los cuales están los siguientes:

6.6.1 Algoritmo M8

El algoritmo M8 es un método de predicción de grandes terremotos de plazo intermedio. Este algoritmo fue diseñado por Keilis-Borok & Kossobokov (1990), quienes evaluaron y analizaron la sismicidad predecesora a grandes terremotos ($M > 8$) de todo el mundo para identificar determinados patrones sísmicos antes de los grandes terremotos. Así el algoritmo M8 para la predicción de los terremotos usa los siguientes patrones sísmicos: (1) el incremento en la actividad sísmica, agrupamiento

de los terremotos en el tiempo y espacio (Función N), en otras palabras, la escalación de la respuesta a las perturbaciones; (2) incremento en la variación de la sismicidad (Función L), que representa la respuesta caótica a la perturbación; (3) interacción a larga escala de los terremotos (Función Z), que puede ser interpretado como un incremento en el rango de influencia de la perturbación. La Figura 6.7, muestra el esquema usado por el Algoritmo M8. El desarrollo de este algoritmo será descrito más detalladamente en el capítulo siguiente.

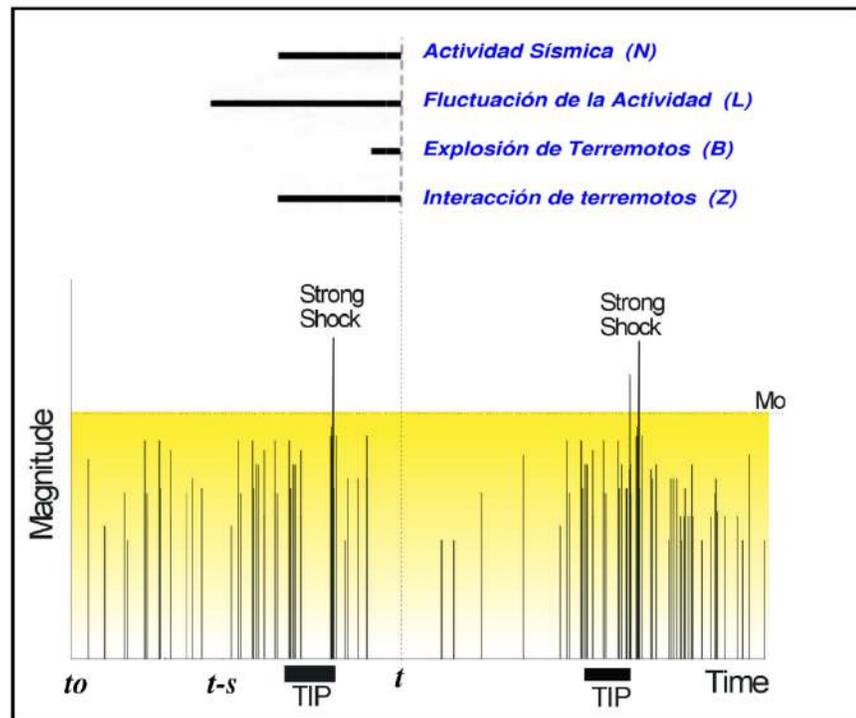


Figura 6.7 Esquema general de predicción del algoritmo M8. Varios patrones o funciones (barras horizontales) son calculados sobre una secuencia en la sismicidad para evaluar la formación de una alarma o un TIP, que indica la cercanía de un gran terremoto

Aplicación

En la Figura 6.8 se muestra el pronóstico exitoso del terremoto de Loma Prieta, California, 1989, M=7.1. El territorio es analizado considerando ocho círculos sobrepuestos. Los TIP fueron diagnosticados en los círculos sombreados, con una anticipación de 2.5 años.

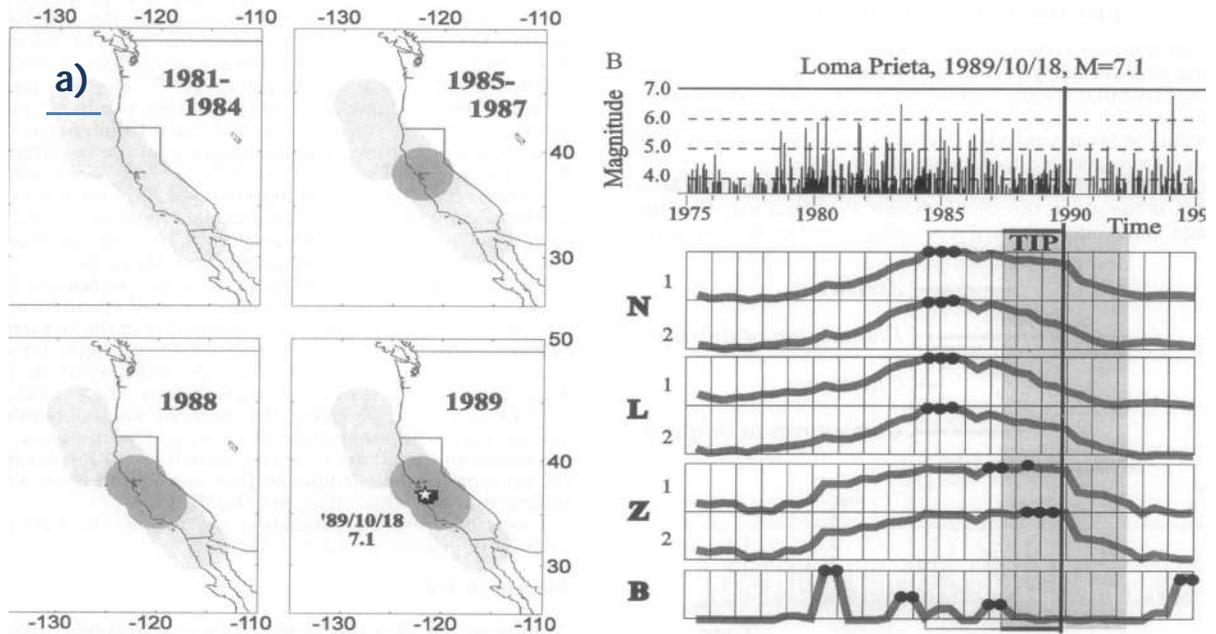


Figura 6.8 Predicción avanzada por el algoritmo M8 del terremoto de Loma Prieta, California, 1989, $M=7.1$. (A) Áreas de alarma. El territorio fue escaneado por ocho círculos sobrepuestos. Los TIP fueron diagnosticados en los círculos sombreados. La estrella muestra el epicentro del terremoto. El polígono sólido muestra la reducción del área de alarma; esto es determinado en un análisis retroactivo con el algoritmo Msc. (B) Diagnostico del TIP en el tercer círculo de inferior. Los valores altos de las funciones son concentrados en el intervalo de tres años (1985-1987)

6.6.2 Algoritmo Msc

El algoritmo Msc (Mendocino Scenario) fue desarrollado y aplicado por Kossobokov et al. (1990) y Kossobokov et al. (1999) para realizar una segunda aproximación en las áreas de alarma (U) donde se han encontrado un TIP después de aplicar el algoritmo M8, con la finalidad de reducir la incertidumbre espacial, limitando a un área V ($U > V$), la región donde posiblemente ocurra el gran terremoto con magnitud $M > M_0$. Para aplicar este algoritmo se necesita un catálogo completo razonablemente de terremotos con magnitud $M \geq (M_0 - 4)$, que tiene un umbral mucho más bajo que la del algoritmo M8.

Sustento

El análisis de la sismicidad de los eventos pequeños, en intervalos de tiempo cortos (meses), ha mostrado una relación entre la formación de silencios sísmicos y la

ocurrencia de grandes terremotos, por esta razón, los silencios sísmicos son usados para la predicción de grandes terremotos y su cuantificación diferente a la de las lagunas sísmicas, usada para eventos más grandes y en intervalos de tiempo altos (años). Su sustento físico, es el siguiente, después de una activación sísmica que permite el diagnóstico de un TIP, mediante el algoritmo M8, las áreas donde se localizan estos incrementos de la actividad, indican las zonas con baja resistencia y las áreas de silencio sísmico permite delimitar las zonas con materiales más resistentes en la cual se tiene la mayor cantidad de esfuerzos acumulados y donde la posibilidad de que ocurra el gran terremoto es mayor.

Metodología

- 1.- El territorio U es dividido en cuadrados pequeños de tamaño $s \times s$. Siendo (i,j) las coordenadas discretizadas del centro de los cuadrados.
- 2.- Dentro de cada cuadrado (i,j) el número de terremotos $n(i,j,k)$, con réplicas incluidas, es calculado para consecutivas ventanas cortas de tiempo " u " (algunos meses) comenzando desde el tiempo t_0 ($T-6$ años) que avanza progresivamente hasta el final (T), k es el número de secuencia de las ventanas de tiempo.
- 3.- Las cajas donde se da un reposo sísmico son identificadas por la condición de que el número de eventos $n(i, j, k)$ esté por debajo del percentil Q .
- 4.- Las cajas donde se observan los reposos sísmicos son agrupados en el tiempo y en el espacio y su proyección en el territorio delimitan el área V (Figura 6.9), conocida como área de segunda aproximación y donde la posibilidad de que ocurra un gran terremoto es mayor que en las áreas de su entorno.

Los valores estándar de los parámetros descritos arriba son los siguientes: $u = 2$ meses, $Q = 10\%$, $q = 4$, y $s = 3D/16$, D siendo D el diámetro del círculo usado en el algoritmo M8.

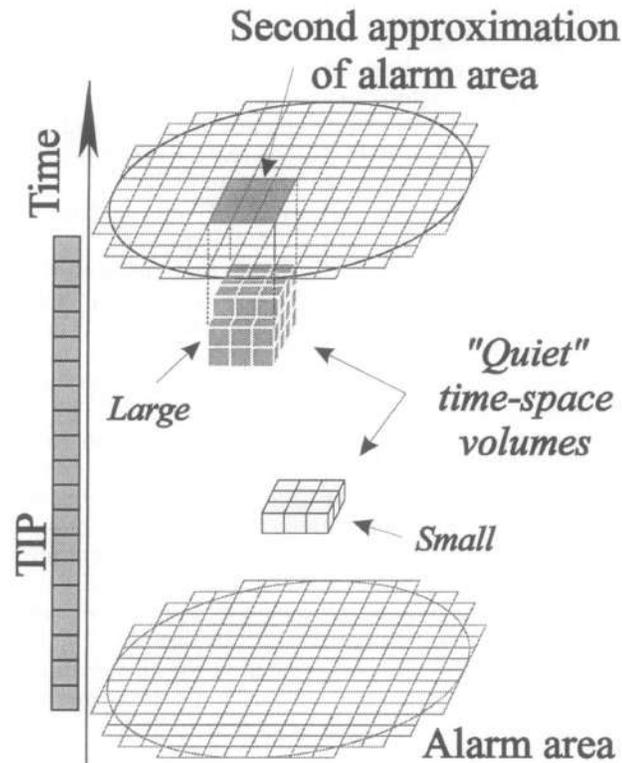


Figura 6.9 Esquema de predicción del Algoritmo Msc (Keilis-Borok et al. 1996)

Aplicación

Este algoritmo fue diseñado por el análisis retrospectivo de la sismicidad antes del terremoto de Eureka (1980, M7.2) cerca de Cape Mendocino en California, cuyas iniciales fueron usadas como nombre del algoritmo, un ejemplo de la aplicación de este algoritmo se puede observar en la Figura 6.6, para el terremoto de Loma Prieta California, 1989, M=7.1.

6.6.3 Algoritmo RTP

Este método considera patrones sísmicos de corto plazo en conjunción con patrones de plazo intermedio. La identificación de estos dos tipos de patrones se realiza mediante un análisis de seguimiento inverso de patrones (RTP), donde los patrones son identificados, en orden inverso, de su aparición; es decir, los patrones de corto plazo son analizados primero, aunque ellos emergen después de los patrones de plazo intermedio (Figura 6.10).

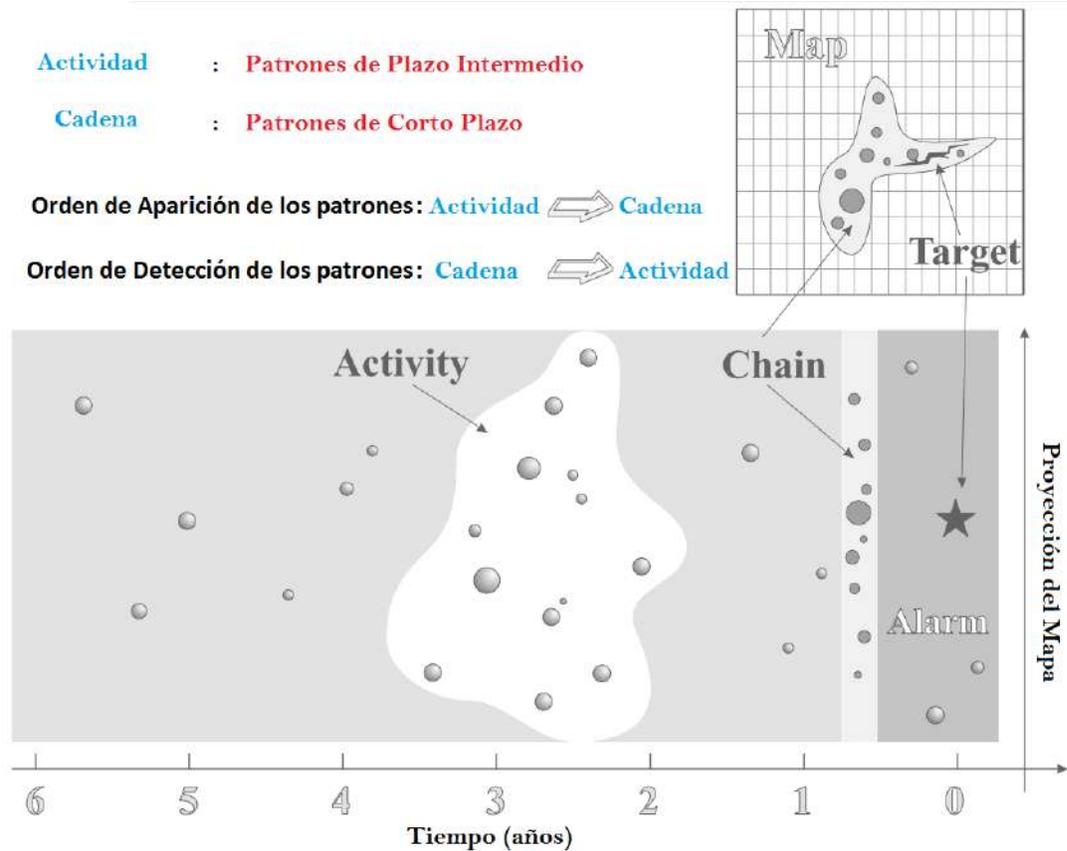


Figura 6.10 Esquema del Algoritmo RTP (keilis-Borok, 2003)

Sustento

Este método de predicción utiliza patrones de corto plazo tales como “Roc” y “Accord” que capturan un premonitorio incremento en el rango de correlación de los terremotos. Estos patrones fueron encontrados primero en la sismicidad simulada por ordenadores, es decir, en modelos (Gabrielov et al., 2000) y luego en la observada (Keilis-Borok et al., 2002; Shebalin et al., 2000; Novikova et al., 2002). Otros patrones que capturan también estos fenómenos son sugeridos por Zöller et al. (2001) y Zaliapin et al. (2002). Shebalian et al., en 2004, introducen el patrón de “Cadena”, el cual es una generalización “Roc” y “Accord”. Cualitativamente es una secuencia extensa y rápida de pequeños terremotos que ocurren uno tras otros con intervalos de espacio y tiempo muy cortos.

Aplicación

La aplicación retroactiva de la RTP fue realizada para 25 grandes terremotos ocurridos en diferentes partes del mundo, como: California, Japón, El Mediterráneo Oriental, e Italia. La Figura 6.8 muestra el análisis retroactivo realizado con RTP en Japón, para el periodo 1975-1995. A partir del año 1995 se realiza un análisis prospectivo en el cual se realizó la predicción exitosa del terremoto de Tokashi-oki ocurrido el 25 de Septiembre del año 2003 al norte de Japón de magnitud 8.1 (Figura 6.11) y fue precedido con seis meses de anterioridad por un precursor de corto plazo de “cadena” (P. Shebalin y V. Keilis-Borok, 2004), que refleja un aumento del rango de la correlación entre los pequeños terremotos. Esta predicción forma parte de una prueba de este método (RTP). Cualitativamente el precursor cadena es descrito como una densa secuencia de pequeños terremotos que rápidamente se ha extendido sobre una distancia longitudinal. Esperando un gran terremoto nueve meses después de la formación de esta cadena, en los contornos definidos.

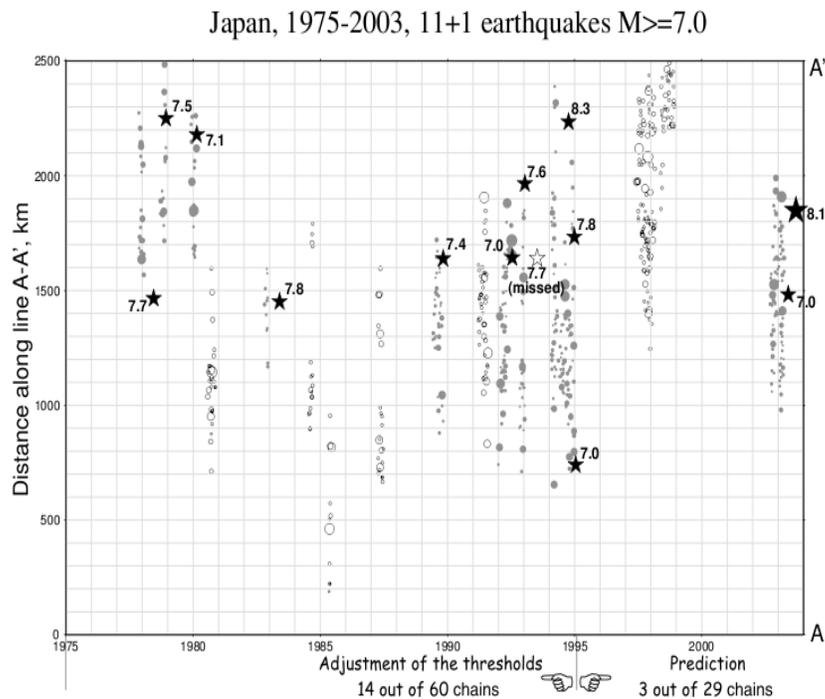


Figura 6.11 Relación de cadenas y grandes terremotos (Algoritmo RTP)

CAPÍTULO VII

ALGORITMO M8 Y PREDICCIÓN DE TERREMOTOS

Como se ha mostrado en el capítulo anterior, la formación de un gran terremoto está relacionada a un proceso complejo (caótico) que se desarrolla en un medio heterogéneo en el cual se produce la acumulación y redistribución de los esfuerzos. Un ejemplo simple de la fuente de este sistema no lineal, es el abrupto desencadenamiento de un terremoto cuando la tensión supera la resistencia de la corteza. Otras fuentes que muestran la no linealidad del proceso se deduce de la multitud de los procesos que controlan la distribución de las fuerzas dentro de la litosfera. Entre estos procesos se encuentran la filtración no lineal de los fluidos (Barenblatt et al., 1983), corrosión bajo tensión causada por los líquidos de superficie (Gabrielov y Keilis-Borok, 1983), la disolución de las rocas (Traskin, 1985), microfracturas, la transformación de los minerales, etc. A excepción de casos muy especial, ninguno de estos mecanismos predomina; de tal manera que, los otros procesos aún desconocidos pueden despreciarse. En una escala de tiempo relevante para la predicción de terremotos a plazo intermedio, estos mecanismos parecen hacer de la litosfera un sistema caótico, lo que es una conjetura inevitable, pero que aún no están totalmente probados, desde el punto de vista matemático.

La previsibilidad de un proceso caótico se puede lograr de dos maneras. En primer lugar, dicho proceso a menudo sigue una determinada trayectoria o escenario, de manera que, reconociendo su principio se podría conocer y predecir su desarrollo posterior (ciclos completos). En segundo lugar, un proceso caótico puede llegar a ser capaz de predecirse,

hasta un límite, desde el cual el sistema entra a un comportamiento extremadamente caótico. Diferentes trabajos han encontrado diferentes patrones sísmicos que preceden a la ocurrencia de grandes terremotos (transición), los cuales han sido obtenidos de la segunda manera, mediante el análisis de las secuencias de terremotos con magnitudes intermedias, antes de que su grado de actividad cambie abruptamente. Estos patrones premonitorios de sismicidad son la base para la elaboración y desarrollo de diferentes algoritmos de predicción, como el M8.

Este método de predicción de terremotos de plazo pre-intermedio fue diseñado por análisis retroactivos de la sismicidad precedida a grandes terremotos ($M \geq 8$) de diferentes partes del mundo. Su prototipo y la versión original fueron probados retroactivamente en 143 áreas donde ocurrieron grandes terremotos de los cuales 132 fueron terremotos con magnitudes $M \geq 8$, ocurridos dentro del periodo de 1857-1983. En 1986 el algoritmo M8 fue probado en una aplicación retroactiva para la predicción de terremotos de magnitudes más pequeñas llegando hasta la magnitud de 6.5, usando datos sísmicos regionales independientes. Por el año de 1990 la lista de los territorios donde la original y otras versiones del algoritmo M8 han sido aplicadas se extendió a 19 regiones.

7.1 El Algoritmo M8

El Algoritmo M8 es un método de predicción de grandes terremotos en un plazo intermedio. Este algoritmo fue diseñado por Keilis-Borok y Kossobokov (1990), quienes evaluaron y analizaron la sismicidad predecesora a grandes terremotos ($M > 8$) de todo el mundo, por esta razón su nombre. El esquema de predicción del algoritmo M8 está basado en el reconocimiento de patrones sísmicos predecesores (PSP) que emergen en las secuencia de terremotos de magnitudes intermedias antes de la ocurrencia de grandes terremotos.

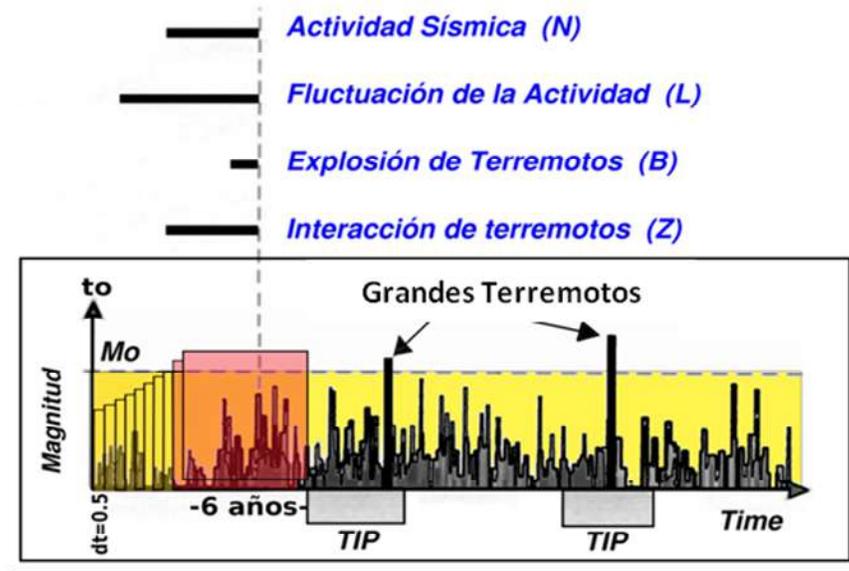


Figura 7.1 Esquema simple físico de análisis del Algoritmo M8

El algoritmo M8, mediante una evaluación de los patrones sísmicos, tales como; actividad sísmica, fluctuación de las actividad, interacción de los terremotos y explosión de réplicas identifica tiempos de incrementos de probabilidad (TIP's) para la ocurrencia de grandes terremotos. Cuando un gran evento ocurre durante un TIP, entonces es declarado una predicción exitosa (Figura 7.1), de lo contrario es denominado como una falsa alarma.

7.2 Características Físicas del Algoritmo M8

La hipótesis principal utilizada para el diseño de los algoritmos de predicción de grandes terremotos es la observación de algunos cambios que se producen en la sismicidad intermedia y pequeña durante el período de preparación de grandes terremotos. Estos cambios, típicos en los sistemas no lineales, indican el inicio de una inestabilidad en el medio, debido a pequeños cambios en las propiedades de la corteza como consecuencia de una alta acumulación de esfuerzos y otros procesos relacionados a la formación de un terremoto. En resumen la idea base del algoritmo M8 indica que la cercanía de un gran terremoto causa que el comportamiento del sistema se haga más activo e irregular, originando un cambio (incremento) en la secuencia (flujo) de los eventos de menor magnitud.

El algoritmo M8 se basa en que antes del colapso de un sistema no lineal, este es siempre antecedido por un estado de transición crítica. Para esto, el sistema no lineal está representado por un sistemas de fallas sísmicamente activas, los grandes terremotos son los eventos catastróficos (transiciones críticas o eventos críticos) que son responsables de una variación repentina en las propiedades dinámicas del sistema, donde los pequeños terremotos son la fuente de las perturbaciones del sistema y, al mismo tiempo, ellos revelan la escalacion de la respuesta del sistema a estas perturbaciones, es decir el grado de inestabilidad del sistema que son usados para pronosticar el colapso del sistema.

7.3 Metodología del Algoritmo M8

La Figura 7.2 muestra el diagrama de flujo del algoritmo M8, en el cual se observa los principales parámetros de ingreso, siendo el primero, una base de datos de eventos sísmicos o catálogo sísmico (INPUT), la cual previamente ha sido analizada y calificada como confiable, completa y homogénea. Esta bases de datos está compuesta por terremotos principales, a la cual se le ha depuración sus réplicas y donde cada evento principal debe tener los siguientes parámetros principales; tiempo de origen (t_0), coordenadas (x,y), profundidad (h), magnitud (m) y el número de réplicas (B) dos días después de haber ocurrido el evento.

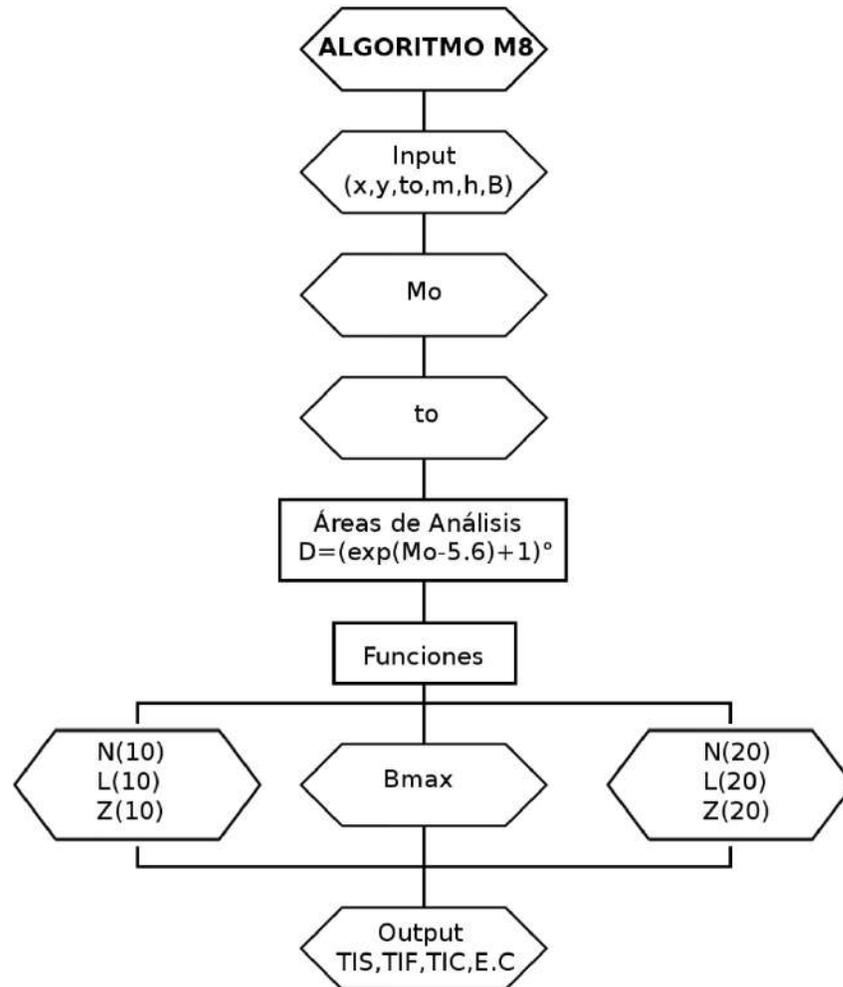


Figura 7.2 Esquema del Parámetros de ingreso para el Algoritmo M8, y la secuencia de los principales procesos considerados para el cálculo de los diagnósticos de los TIP

Una vez obtenida la base de datos de ingreso (INPUT) confiable, completa y homogénea para el algoritmo M8, el mismo es ejecutado, para lo cual previamente se ha ingresado la magnitud a evaluar (Mo), el tiempo desde el cual se quiere empezar el análisis (To), el centro de las regiones a evaluar (coordenada X y Y), el radio de análisis (R) que está en función de la magnitud y por último se verifica los parámetros (internos) usados para el cálculo de las funciones. Los datos de salida (OUTPUT) contienen los valores de cada una de las funciones para él o las áreas seleccionada, así también realiza una evaluación de Incremento de la Probabilidad en el Tiempo (TIP) con los valores de las funciones, diagnosticando un FTIP, STIP, CTIP, E.C o ninguno de estos en un determinado tiempo, dentro o al final del análisis (Figura 7.2).

A continuación se describe de manera resumida del análisis realizado por el algoritmo M8:

1.- El territorio analizado es dividido en círculos superpuestos que tienen un diámetro $D(M_0)$ proporcional a la magnitud M_0 del terremoto que se va a evaluar.

2.- Dentro de cada círculo una secuencia de terremotos es considerada con las réplicas removidas y un grupo de parámetros $(t_i, m_i, h_i, b_i(e) \ i=1,2,\dots)$, para cada terremoto, donde t_i es el tiempo de origen, $t_i \leq t_{i+1}$ (orden ascendente); m_i es la magnitud; h_i es la profundidad focal y $b_i(e)$ es el número de réplicas con magnitud M_{aft} o mayor durante los primeros días "e". La secuencia es normalizada por la magnitud mínima de corte $M_{min}=M(\tilde{N})$, donde \tilde{N} tiene un valor estándar, relacionado a la media anual del número de terremotos en la secuencia.

3.- En cada secuencia se calcula varias funciones de tiempo que caracterizan un determinado patrón en la secuencia de terremotos y en ventanas de tiempo deslizables $(t-s, t)$, considerando solo los terremotos cuya magnitud se encuentran en el rango de $M_0 > M_i \geq M_{min}$. Estas funciones son:

- $N(t)$ = Flujo de terremotos
- $L(t)$ = La desviación de $N(t)$ a largo plazo
- $Z(t)$ = Concentración lineal de los terremotos
- B = el número máximo de réplicas

4.- Cada una de las funciones N , L y Z son calculadas dos veces para $M(20)$ y $M(10)$. Como resultado de esto la secuencia del terremoto es dada por un promedio sólido descrito por las siete funciones: N , L , Z (dos veces cada una) y B .

Una alarma o un TIP, es declarado para cinco años, cuando al menos seis de las siete funciones, incluyendo B , resultan tener un valor "muy grandes" dentro de una ventana de tiempo limitado $(t-u, t)$. Para estabilizar la predicción, este criterio se condiciona necesariamente para dos momentos consecutivos, t y $t + 0.5$ años.

Los parámetros usados por el algoritmo M8 para el cálculo de las funciones son los siguientes: la duración (ventana de tiempo) del análisis o intervalo de tiempo "s" es de 6

años, la magnitud umbral máxima M_{max} para N y L se ajusta a M_0 , mientras que para la función Z se usa $M_{max} = M_0 - 0.5$. Para la función B los umbrales son $M_{min} = M_0 - 2$ y $M_{max} = M_0 - 0.2$ y “e” = 2 días.

7.3.1 Funciones del Algoritmo M8

Como se ha señalado en la sección anterior los algoritmos de predicción para grandes terremotos hacen el uso de funciones características que representan a determinados patrones en una secuencia de la sismicidad. Así el algoritmo M8 utiliza siete funciones, las cuales son evaluadas en el tiempo para determinar un grupo emergente de patrones predecesores, que indican la cercanía de un gran terremoto. Estas funciones son las siguientes:

Función N - Flujo de la Actividad Sísmica

Considera la actividad sísmica o la intensidad del flujo de terremotos en un intervalo de tiempo $(t_i - s, t_i)$ y tienen una magnitud mayor que un límite mínimo M_{min} .

$$N(M_{min}, t_i, s) = n(t_i) - n(t_i - 6)$$

Función L.- Desviación de la Actividad a largo Plazo

Obtenida a partir de la desviación de la actividad sísmica o fluctuación de la actividad promedio equivalente a la diferencia del número de terremotos para un intervalo $(t_i - s, t_i)$ y el número de terremotos equivalentes para un periodo “s” para el intervalo $(t_0, t_i - s)$. Donde, t_0 es el tiempo de inicio del catálogo.

$$L(M_{min}, t_i, s, t_0) = N - N'; \quad \text{donde: } N' = n(t_0, t_i - 6) * 6 / ((t_i - 6) - t_0)$$

Función Z - Concentración o Interacción de los terremotos

Se determina por la concentración en el espacio e interacción a gran escala de los terremotos y es aproximadamente equivalente al cociente entre el diámetro o longitud promedio de las fuentes “l” y la distancia media “r”, entre ellos.

$$Z(t, M_{min}, M_{max}, s, \alpha, \beta) = S(t, M_{min}, M_{max}, s, \alpha, \beta) / (N(t, M_{min}, s) - N(t, M_{max}, s))^{2/3}$$

Función B - Explosión de Réplicas

Es representado por el agrupamiento de terremotos después de un terremoto principal y es equivalente al máximo número de réplicas ocurridas en los “e” días después de cada terremoto en un determinado rango de magnitud (Mmin, Mmax).

$$B(t, M_{min}, M_{max}, 1 \text{ año}) = B_i(e)_{max}$$

7.3.2 Parámetros para las Funciones M8

Los parámetros usados por el algoritmo M8 para el cálculo de las funciones son los siguientes: la duración (ventana de tiempo) del análisis o intervalo de tiempo “s” es de 6 años, la magnitud umbral máxima Mmax para N y L se ajusta a Mo, mientras que para la función Z se usa Mmax = Mo-0.5. Para la función B los umbrales son Mmin=Mo-2 y Mmax=Mo-0.2 y “e”= 2 días.

Tabla 7.1 Umbrales de Magnitud usados por la Funciones del Algoritmo M8

	N1	L1	Z1	N2	L2	Z2	Bmax
Mmin	M(10)	M(10)	M(10)	M(20)	M(20)	M(20)	Mo- 2
Mmax			Mo-0.5			Mo-0.5	Mo-0.2

7.3.3 Normalización de la Actividad Sísmica

La intensidad del flujo de terremotos o actividad sísmica en las regiones consideradas son obviamente diferentes. La actividad sísmica es normalizada ajustando la magnitud umbral mínima Mmin de modo que la tasa promedio anual de ocurrencia de terremotos principales con $M_i \geq M_{min}$ en un área es igual a un valor en común. Para un primer conjunto de funciones nombradas como N1, L1 y Z1 la constante es 10 por año, y es 20 por año para otro segundo conjunto de N2, L2 y Z2.

7.3.4 Características de las Funciones en una Secuencia Simple de Terremotos

El comportamiento de cada función se caracteriza por ser independiente, y de una manera simple y general se puede describir su tendencia en el tiempo de cada una de estas, como sigue:

La función N, depende de número de sismos en el intervalo de tiempo analizado.

La función L, está en función de la comparación de la una tasa de sismicidad para un intervalo de tiempo y la tasa de sismicidad anterior a este intervalo de tiempo.

La función Z, depende del número de eventos y su energía liberada en un intervalo de tiempo y dentro del área analizada.

Además, de manera general se ha establecido la siguiente relación entre las tendencias de los valores de las funciones y su significado respecto a la sismicidad evaluada en la secuencia de los principales terremotos. Esta relación es resumida a continuación:

N+; Aumento de los eventos

N-; Disminución de los eventos

L+; Aumento de la sismicidad promedio

L-; Disminución de la sismicidad promedio

Z-; Si los eventos presentan similares magnitudes indica una disminución de los eventos

Z-; Si la tasa de sismicidad permanece constante indica una disminución en la magnitud de los eventos

7.3.5 Declaración de “Tiempos de Incremento de Probabilidad - TIP”

Las funciones descritas anteriormente servirán para declarar un tiempo de incremento de la probabilidad (TIP) para un sismo con magnitud mayor o igual a M_0 dentro del área analizada. Un TIP es declarado (Figura 7.3) cuando al menos seis de las siete funciones tienen un valor "muy grande" por encima de sus valores promedios (un aumento del 10% para las funciones N, L y Z, y del 25% para la función b). Cuando la condición es satisfecha en dos sucesivos intervalos de análisis (evaluados cada seis meses) un TIP es declarado y tendrá una duración de cinco años.

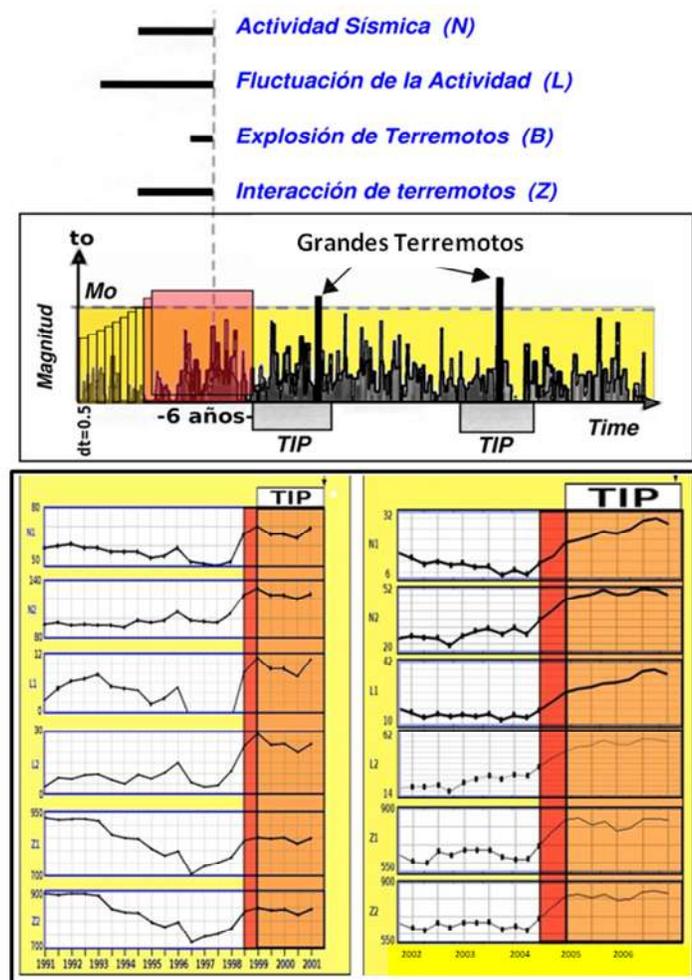


Figura 7.3 Declaración de alarma

7.4 Aplicación del Algoritmo M8 en el Cinturón del Fuego del Pacífico

En 1991 Kossobokov et al. (1991) utilizó el algoritmo M8 para analizar, sobre el Cinturón del Fuego del Pacífico (Figura 7.4) la posibilidad de que ocurra un gran terremoto durante los siguientes años. En el periodo 1992-1997 ocurrieron cinco grandes terremotos con magnitudes mayores o iguales a 8.0 (M_0 =Magnitud de análisis) dentro de la zona analizada y todos ellos ocurrieron en las áreas de alarmas identificadas con el algoritmo M8; pronosticando correctamente la ubicación de cuatro de estos; con una certeza de 99% (Tabla 7.1). Además, la certeza del volumen espacio-tiempo de las alarmas es de 36% e indica que las alarmas tienen casi una distribución uniforme del tiempo y la ubicación del epicentro dentro del área esperada.

Tabla 7.2 Aplicación del Algoritmo M8 en el Cinturón del Fuego del Pacífico 1992-1997 (Kossobokov et al, 1991)

Performance of the prediction algorithms in the Circum-Pacific seismic belt

M_0	Test period	Large earthquakes			Percentage of alarms measured by				Significance level (%)	
		Predicted by		Total	Time \times belt length		p		M8	MSc
		M8	MSc		M8	MSc	M8	MSc		
8.0	1985–1997	7	6	7	33.4	10.5	38.9	20.0	99.86	99.96
8.0	1992–1997	5	4	5	31.3	9.3	35.9	18.4	99.40	99.51
7.5	1985–1997	20	11	31	39.4	5.7	42.0	12.0	99.04	99.94
7.5	1992–1997	10	5	19	40.0	5.7	40.0	12.6	81.43	91.82

De manera similar Kossobokov et al. (1991) aplicaron el algoritmo M8 para evaluar la posible ocurrencia de terremotos con magnitudes mayores o iguales a 7.5 en la misma zona. Durante el periodo 1992-1997, ocurrieron 19 terremotos ($M \geq 7.5$), de los cuales 10 fueron pronosticados con el algoritmo M8, con un 40% de exactitud del volumen total considerado, lo que a su vez implica un nivel de significación del 81% para el pronóstico de terremotos ($M \geq 7.5$). Las predicciones son plenamente reproducibles, además la definición completa y formal del algoritmo M8 fue publicado antes de que comenzara el experimento.

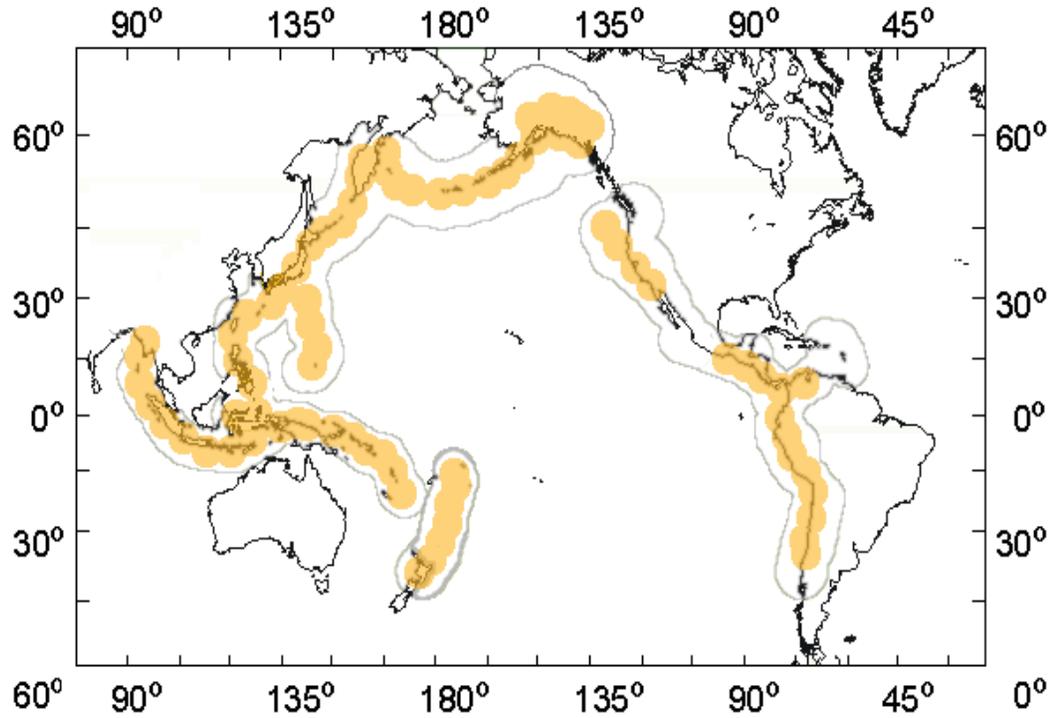


Figura 7.4 Áreas evaluadas con el algoritmo M8 sobre el Cinturón del Fuego del Pacífico (Kossobokov et al., 1991)

CAPÍTULO VIII

APLICACIÓN DEL ALGORITMO M8 AL PERÚ

Un aspecto muy importante en este tipo de estudios es la calidad de la base de datos o catálogo sísmico con la cual se cuenta para realizar el estudio. Otro aspecto igualmente importante es el tratamiento de esta base de datos cuya finalidad es el de seleccionar un sub catálogo de eventos principales calificado como completo, donde se ha verificado; la no duplicidad de los eventos, el orden secuencial de los eventos en el tiempo, el uso de una escala común para todos los parámetros de cada evento, la identificación y sustracción de las réplicas de cada evento principal para finalmente determinar la magnitud mínima de corte con la cual la base de datos se considera completa. Este análisis permite uniformizar el nivel de actividad sísmica de las diferentes regiones, así como corregir marcados contrastes de la sismicidad en algunas regiones debido al nivel de persección sísmica de una región con respecto a otras, lo cual está directamente relacionado al número y a la distribución de estaciones sísmicas dentro de cada región. La consideración de estos aspectos y su análisis permiten finalmente calificar la base de datos como confiable, homogénea y completa, la cual puede ser usada para diferentes estudios de sismicidad u otros relacionados a estos, como el algoritmo M8.

Aquí se presentan los resultados de la aplicación del algoritmo M8, al borde oriental del Perú, donde se evaluó un grupo de funciones que caracterizan un determinado y peculiar característica de la sismicidad que permite identificar y estudiar el comportamiento en el tiempo de un grupo de patrones sísmicos sensibles a la ocurrencia de grandes terremotos,

los que serán usados para evaluar la posibilidad de que ocurra un gran terremoto dentro del área de evaluación.

8.1 Base de Datos

8.1.1 Catálogo del IGP

En este estudio se ha usado como fuente de información el catálogo sísmico del Perú, elaborado por el Instituto Geofísico del Perú para el periodo 1963-2011 (Figura 8.1). Donde los parámetros de los sismos han sido revisados en diferentes periodos y continúan siendo mejorados y actualizados día a día.

Para el periodo 1471-1982, la información sísmica del área de estudio se encontraba en tres Catálogos Sísmicos diferentes los cuales contenían los mismos que presentaban diferencias en los parámetros para un mismo sismo. Estos catálogos eran:

- Catálogo Sísmico República del Perú (1471 – 1982), elaborado por Leonidas Ocola, publicado en 1984 (Proyecto SISAN).
- Catálogo Sísmico del Perú (1500 – 1984), elaborado 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 Nacional de Ingeniería), publicado en 1985.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500 – 1982), elaborado por: Daniel Huaco (Instituto Geofísico del Perú-Proyecto SISRA), publicado en 1986.

Estos catálogos fueron revisados, corregidos e integrados por Tavera y Agüero (2001), recopilando toda la información existente sobre los terremotos ocurridos en ese periodo. Esta información es importante para el estudio del tiempo de recurrencia de los grandes terremotos. La información que comprende desde 1982 hasta 2010, también ha sido revisada por Tavera et al., 2010. Finalmente la información que corresponde al periodo 2010-2011, es proporcionada por SSN (Servicio Sismológico Nacional), cuya calidad resulta ser confiable.

NEIC, el número de eventos sísmicos añadidos al catálogo del IGP es de 3978, los cuales corresponden al periodo de 1973-2011, la distribución espacial de estos eventos se encuentra en la Figura 8.2. Este proceso permitió obtener una base más completa, lo que a su vez permitió realizar un correcto análisis en estas dos zonas que son de especial interés para realizar un completo análisis del borde oeste del Perú.

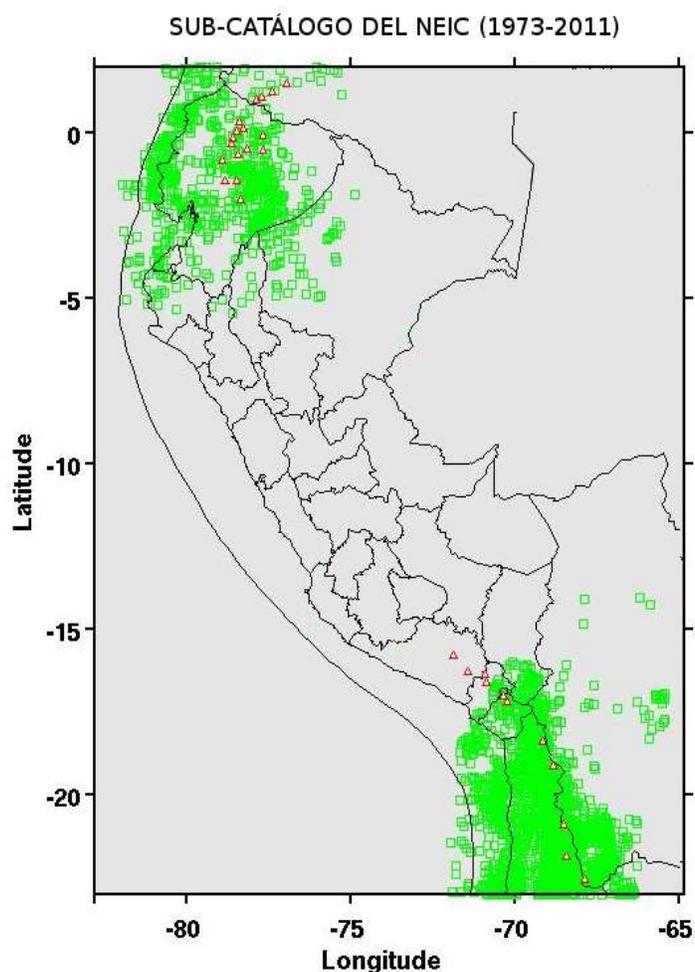


Figura 8.2 Mapa de eventos del sub-catálogo del NEIC para las regiones Sur y Norte del Perú.

8.2 Análisis de Datos

Una vez obtenida una base de datos confiable de la sismicidad ocurrida en el área de estudio (Catálogo del IGP y NEIC), esta fue analizada para que pueda ser calificada como una base de datos homogénea y completa, la cual será usada para la aplicación del algoritmo M8. A continuación se describe brevemente los pasos seguidos para analizar el catálogo utilizado en este estudio.

- 1.- Se procedió a homogenizar las magnitudes presentes en los catálogos sísmicos a la magnitud Mw.
- 2.- Se depura las réplicas asociados a terremotos de gran magnitud.
- 3.- Se realizó el análisis de la relación frecuencia-magnitud (Gutenberg-Ritcher) con el cual se determina la magnitud de completitud (M_c), desde la cual el catálogo es calificado como homogéneo y completo.
- 4.- Finalmente, con la base de datos obtenida se procedió a aplicar el algoritmo M8 (descrito en el capítulo VII) al borde Oeste del Perú, esto de manera retroactiva y prospectiva.

8.2.1 Conversión de Magnitudes

Los eventos contenidos en el catálogo del IGP se caracteriza como todos los catálogos por presentar diferentes escalas de magnitudes para los sismos que abarcan un determinado periodo; es decir, cada una predomina en un periodo de tiempo respecto a las otras. Por esta razón es necesario convertir las diferentes escalas de magnitud a una en común.

En la Figura 8.3 se observa que la magnitud M_s considera a la mayoría de los eventos históricos ocurridos hasta el año 1965. Si bien es cierto, que después de este periodo, se puede encontrar eventos cuya magnitud se encuentra en esta escala, estos son pocos. Los eventos con magnitud mb, consideran los ocurridos durante el periodo 1965-1984; mientras que, la escala ML lo hace para el periodo 1984-2010. La escala

Mw es considerada solo para los grandes terremotos desde el año de 1994 hasta la fecha actual.

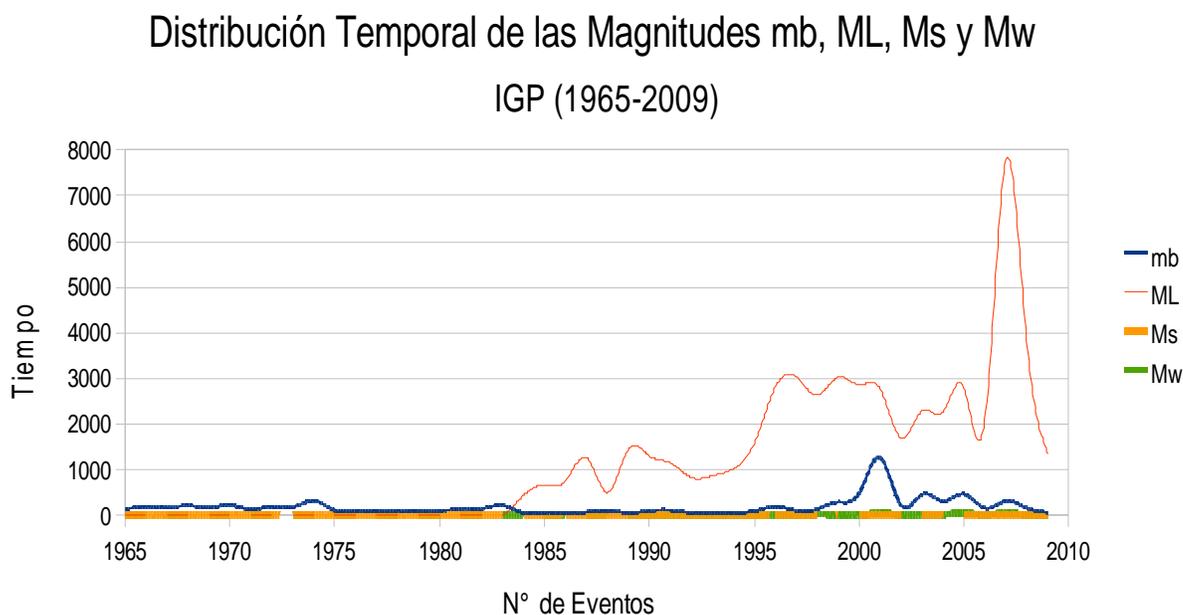


Figura 8.3 Distribución Temporal de las diferentes escalas de magnitud Ms, mb, ML y Mw presentes en el catálogo del IGP, periodo 1965 – 2010

En los últimos años se ha llegado a la conclusión que la escala que representa de una manera más consistente el tamaño de los terremotos es la escala de magnitud momento Mw, debido a que los parámetros usados para su cálculo, tales como; área de ruptura, desplazamiento y rigidez del medio se ajustan más a las características físicas de la ruptura.

Diferentes estudios se han realizado en una variedad de regiones sísmicas para determinar una relación entre las diferentes escalas de magnitudes que permitan pasar de una magnitud a otra o viceversa. Para realizar este tipo de estudios es necesario contar con un grupo de terremotos en los cuales su tamaño ha sido calculado en diferentes escalas de magnitud, lo que permite hacer una regresión lineal para determinar una ecuación de relación entre ambas magnitudes. Para la región del Perú este tipo de estudios fue realizado por Cahuari (2008), quien propuso las siguientes relaciones:

$$M_w = 0.9588m_b + 0.458$$

$$M_w = 0.7044M_s + 1.702$$

$$M_w = 0.9879M_L + 0.3316$$

Estas relaciones fueron usadas en este estudio para convertir las diferentes escalas de magnitud (mb, Ms y ML) a la escala Mw.

8.2.2 Terremotos Principales y Réplicas

Un fenómeno universal en la sismicidad es el aumento drástico de la frecuencia de los eventos de magnitud pequeña y moderada justo después de un gran evento como se observa en la Figura 8.4. Por esta razón es necesario depurar este incremento con la finalidad de obtener una muestra de la sismicidad característica en cada región.

Para identificación de los terremotos principales y sus réplicas se cuenta con un programa de cómputo llamado “AFT”, el cual separa los sismos en principales y réplicas en la base de datos. Un sismo es identificado como una réplica de un sismo principal si las siguientes condiciones son satisfechas:

La magnitud de la réplica no debe ser superior a la del sismo principal.

La distancia entre sus epicentros no debe ser superior a $R(M)$.

La diferencia entre los tiempos de ocurrencia de ambos sismos no debe exceder a $T(M)$.

El valor absoluto de la diferencia entre sus profundidades no debe exceder a $H(M)$.

Sí las condiciones son satisfechas para varios sismos precedentes, la réplica es asignada al sismo más fuerte y si estos tienen igual magnitud, la réplica será asignado al último sismo principal. Aquí $T(M)$, $R(M)$ y $H(M)$ son funciones empíricas que dependen de la magnitud del sismo principal. La Tabla 8.1, muestra los parámetros utilizados para identificar las réplicas de cada terremoto principal, estos fueron

obtenidos por Keilis-Borok et al. (1980), después de realizar un análisis de las réplicas de diferentes grandes terremotos.

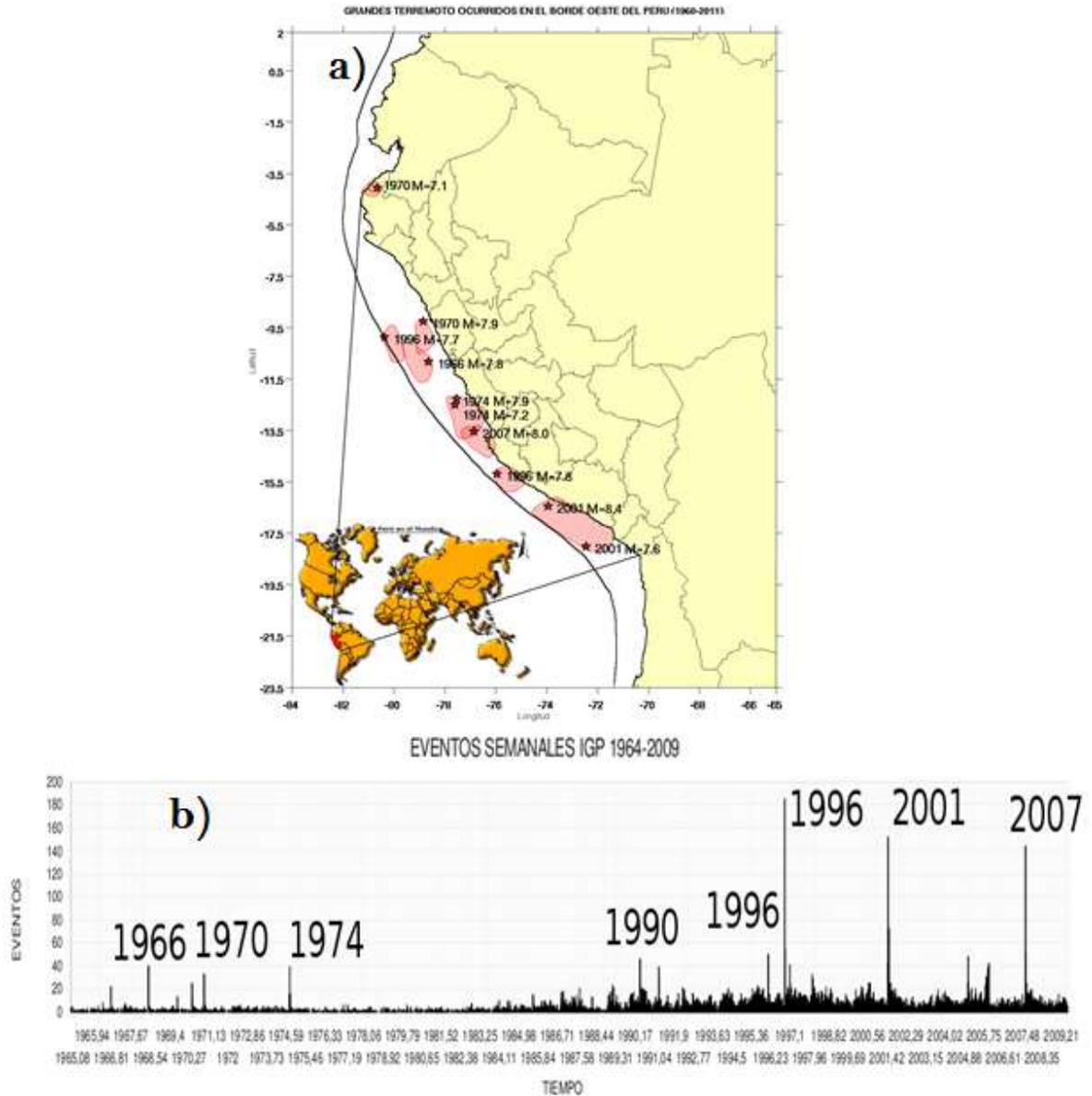


Figura 8.4 a) Distribución espacial de los grandes terremotos ocurridos en el Perú durante el periodo 1964-2011. Las zonas rojas indican las áreas de réplicas (parte superior). b) Distribución temporal de los sismos $M_w > 3.9$ contenidos en el catálogo del IGP. Los valores altos identifican las réplicas de los grandes terremotos (parte inferior)

Tabla 8.1: Parámetros para Elaborar Catálogo de Terremotos Principales (Sin réplicas)		
Intervalos de Magnitud	Magnitud	D (M)
3.51 - 4.00	0.00 - 9.00	30
4.10 - 4.49	0.00 - 9.00	30
5.00 - 5.49	0.00 - 9.00	40
5.50 - 6.49	0.00 - 9.00	55
6.50 - 7.50	0.00 - 9.00	70
7.60 - 9.00	0.00 - 9.00	80
Intervalos de Magnitud	T(M)	e
3.51 - 4.00	30	2
4.10 - 4.49	90	2
5.00 - 5.49	180	2
5.50 - 6.49	250	2
6.50 - 7.50	350	2
7.60 - 9.00	720	2

Para verificar los parámetros de la Tabla 8.1, se ha realizado una distribución temporal de la frecuencia de los eventos en función de un determinado rango de magnitud. Considerando, solo los terremotos de Nazca (1996, M=7.8), Arequipa (2001, M=8.4) y Pisco (2007, M=8.0). La Figura 8.5 muestra que la distribución temporal de las réplicas para el terremoto de Nazca tiene una duración un poco más de un año (13 meses). Para el terremoto de Arequipa la distribución de las réplicas abarca casi dos años (23 meses); mientras que la duración de las réplicas para el terremoto de Pisco es un poco más de dos años (26 meses), mayor al observado para el terremoto de Arequipa a pesar que el terremoto de Pisco (M=8.0) tiene una magnitud mucho menor que el terremoto de Arequipa (M=8.4). Esta diferencia podría deber su causa a que en el área de ruptura del terremoto de Pisco se caracteriza por ser una zona de alta actividad sísmica por la presencia de la Dorsal de Nazca.

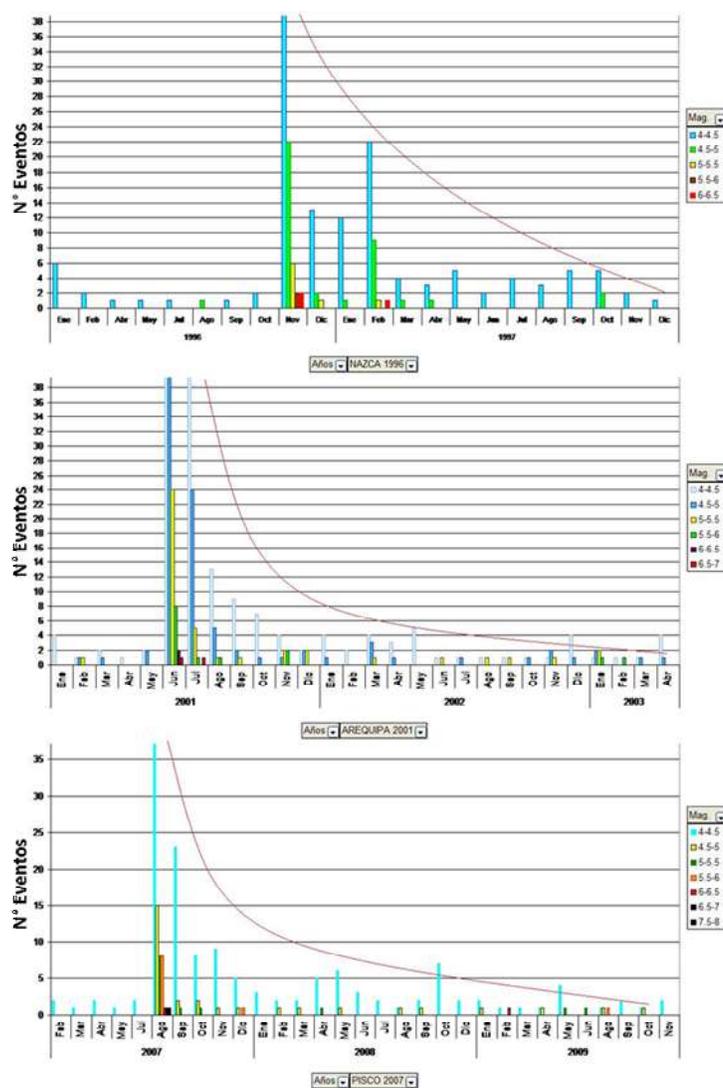


Figura 8.5 Distribución de la frecuencia de réplicas para los terremotos de Nazca (1996, $M=7.8$), Arequipa (2001, $M=8.4$) y Pisco (2007, $M=8.0$).

Luego de realizar la identificación de los terremotos principales y sus réplicas se obtuvo un catálogo que consta con 27910 terremotos principales (Figura 8.6) y sus respectivas réplicas. Este catálogo es la base de datos de ingreso que será usado para la aplicación del algoritmo M8, donde cada evento principal tiene los siguientes parámetro; tiempo de origen (t_0), coordenadas (x,y), profundidad (h), magnitud (m) y el número de réplicas (B) dos días después de haber ocurrido el evento. Del mismo modo obsérvese en las gráficas de frecuencia los picos para cada terremoto, decreció considerablemente después del análisis realizado, lo que confirma que el procedimiento seguido fue óptimo.

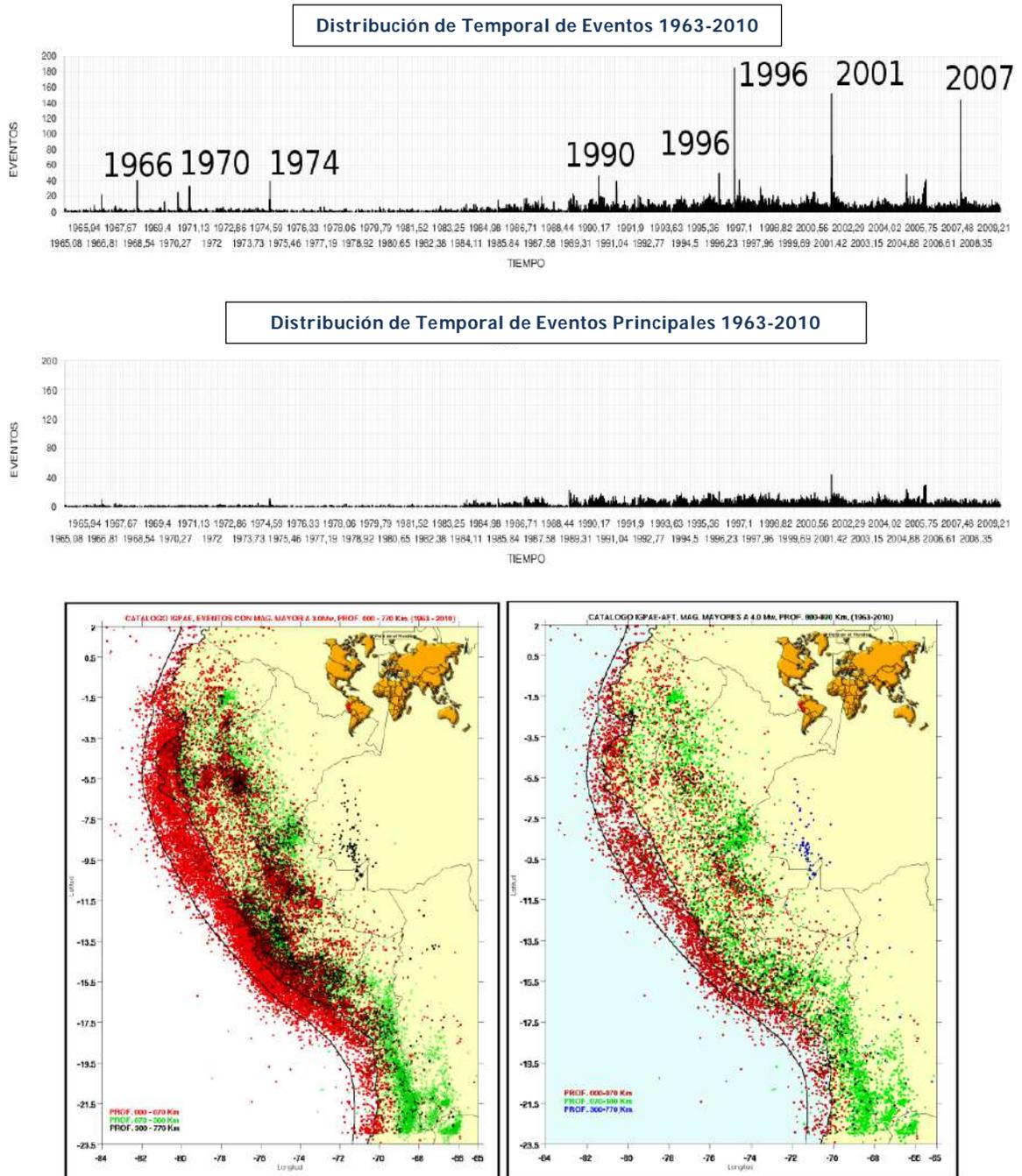


Figura 8.6 Comparación del Catálogo original y el catalogo filtrado solo con terremotos principales (sin réplicas) obtenido después del análisis temporal y espacial de la base de datos

8.2.3 Magnitud de Completitud

Una vez obtenida una base de datos confiable y homogénea de la sismicidad en el área de estudio se realizó un análisis de la relación frecuencia-magnitud (Gutenberg-Ritcher) para determinar la magnitud de completitud (Figura 8.7) a partir de la cual el catálogo es calificado como homogéneo y completo. Este valor de magnitud fue de 4.3 Mw.

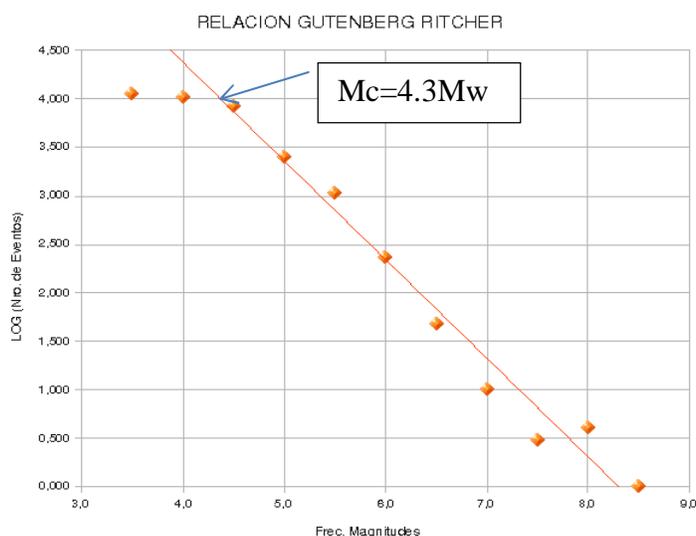


Figura 8.7 Relación Gutenberg-Ritcher para el catálogo sísmico periodo 1964-2011

8.3 Aplicación del Algoritmo M8

Una vez obtenida una base de datos confiable, homogénea y completa de la sismicidad en el área de estudio, se procedió a realizar dos análisis uno prospectivo y otro retroactivo, el primero realizado para el pronóstico de los grandes terremotos pasados y el segundo para el pronóstico de la ocurrencia de un gran terremoto en el futuro cercano, ambos análisis realizados con el algoritmo M8. Este estudio es importante, debido a que en el Perú los terremotos han ocurrido y ocurrirán, ocasionando diferentes daños a la población, los cuales están en función de la profundidad del terremoto y la distancia del epicentro a las ciudades o localidades. La aplicación retroactiva del algoritmo M8 permitirá probar la confiabilidad de este, para pronosticar la cercanía de un gran terremoto, en el Perú, en los

siguientes años (2011-2016). A continuación es descrito el análisis realizado para la aplicación del algoritmo M8.

8.3.1 Magnitud de Análisis (Mo)

Este parámetro es elegido mediante la identificación de la magnitud característica de los grandes terremotos presentes en el área de estudio. Así, se ha considerado los terremotos de Chimbote, 7.9Mw en 1970; de Lima, 7.9Mw en 1974; de Nazca, 7.8Mw en 1996; de Arequipa (2001, Mw8.4) y de Pisco (2007, Mw 8.0) para determinar la magnitud característica de los grandes terremotos para el Perú. De esta manera se determinó, evaluar la ocurrencia de los terremotos con magnitudes mayores o iguales a 7.5Mw.

8.3.2 Tiempo de Inicio de Análisis (To)

El tiempo de inicio del análisis es un parámetro importante debido a que este debe ser elegido teniendo en cuenta que a partir de este (to), la sismicidad es homogénea y completa. Considerando este criterio y el análisis del catálogo realizado arriba, la base de datos se encuentra completa a partir de 1963, el cual ha sido usado, para el análisis con el algoritmo M8.

8.3.3 Radio de las Áreas de Análisis (Ro)

Como se ha mencionado anteriormente el algoritmo M8 realiza un análisis de la sismicidad en las escalas de espacio, tiempo y energía, de manera que al aplicar el Algoritmo M8, primero realiza una división del área del estudio, el borde Oeste del Perú, en áreas circulares con diámetros proporcionales a la magnitud Mo evaluada:

$$D(Mo) = \exp(Mo-5.6)+1)^\circ \quad ; \quad R(Mo) = \exp(Mo-5.6)+1)*111.11/2 \text{ Km}$$

Con esta ecuación el radio de los círculos de investigación para una magnitud Mo =7.5 es de 400km. Sin embargo, con el fin de reducir el área de análisis se realizó un análisis preliminar retroactivo para los terremotos de Pisco (2007) y Arequipa (2001), con tres diferentes radios 270km, 300km y 400km para determinar el radió más apropiado para aplicar el algoritmo M8 (Figura 8.8).

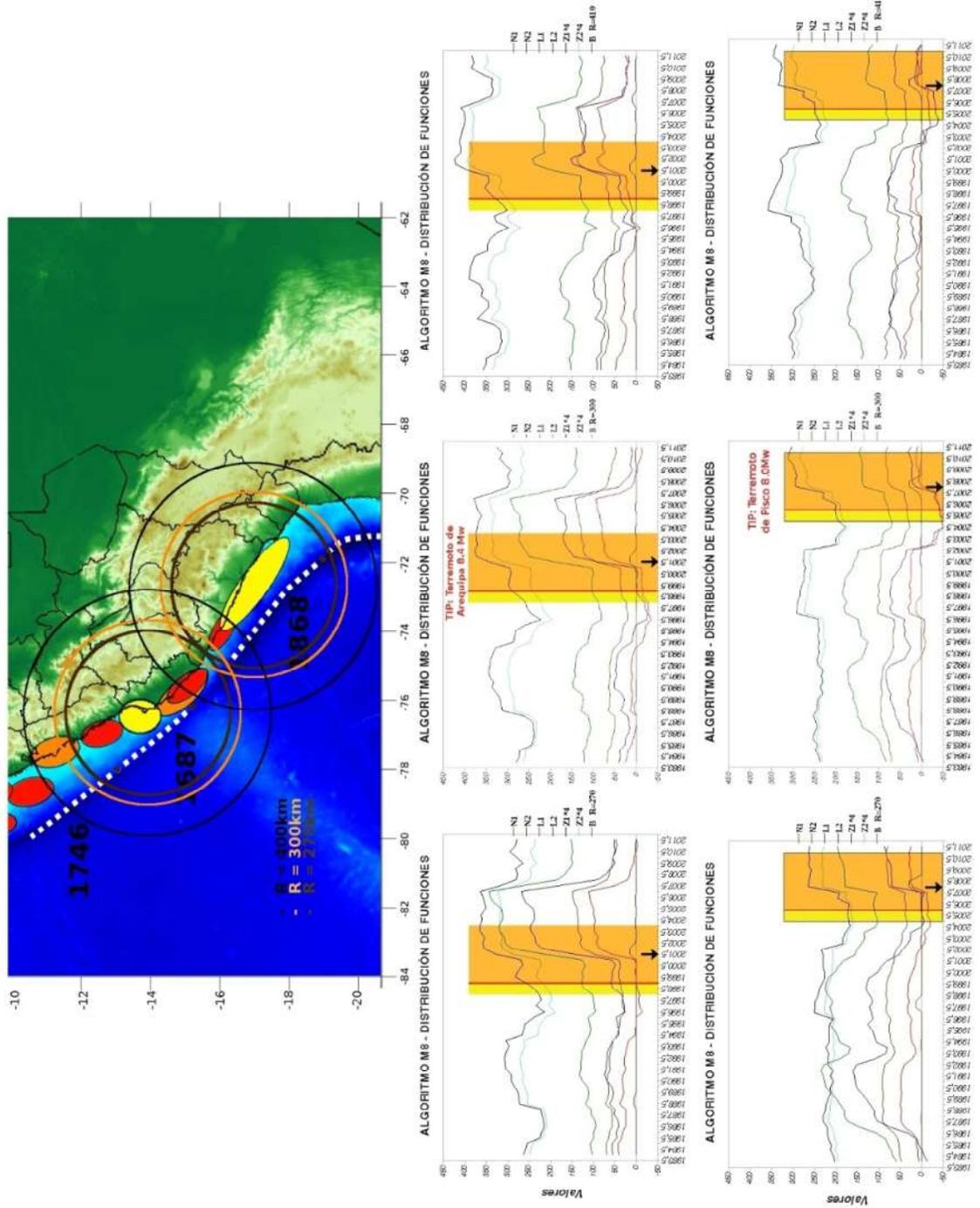


Figura 8.8 Análisis con el algoritmo M8, para el terremoto de Arequipa (2001) y Pisco (2007) con radios de análisis $R_o=270\text{Km}$, $R=300\text{Km}$ y $R_o=400\text{Km}$

Este análisis muestra que el radio de análisis para $M_0=7.5Mw$, puede ser reducido a 300 Km, el mismo que ha sido usado para los análisis retroactivo y prospectivo.

8.3.4 Puntos de Interés Analizados

Debido a que los grandes terremotos relacionados al proceso de subducción, se encuentran en el borde Oeste del Perú, los puntos de evaluación se encuentran sobre esta zona. Para el análisis retroactivo se ha seleccionado cuatro áreas circulares de investigación: CR-1, CR-2, CR-3 y CR-4 (Figura 8.9, a), todos elegidos en función de la distribución temporal y espacial de los terremotos ocurridos en el Perú durante el periodo 1969 al 2011. Luego de corroborar la relación de la formación de los TIP con los grandes terremotos en el primer análisis, se procedió a realizar un segundo análisis, denominado prospectivo, con la finalidad de identificar las áreas con mayor posibilidad de ser afectadas por un gran terremoto en el futuro. En el análisis prospectivo las áreas de investigación son CP-1, CP-2, CP-3, CP-4, CP-5, y CP-6, todos con un radio de análisis de 300km y están sobrepuestos con un traslape promedio del 10 %, ver Figura 8.9, b. La Tabla 8.2, muestra las coordenadas de los puntos de análisis.

Tabla 8.2; Ubicación de Áreas de Análisis			
Área	Latitud (°)	Longitud (°)	Radio (Km)
CR-1	-8.04	-80.21	300
CR-2	-12.66	-77.17	300
CR-3	-13.91	-76.19	300
CR-4	-16.68	-72.64	300
CP-1	-2.70	-80.38	300
CP-2	-8.04	-80.21	300
CP-3	-11.15	-78.37	300
CP-4	-14.72	-75.54	300
CP-5	-17.05	-72.43	300
CP-6	-19.55	-69.97	300
CR: Áreas usadas para el Análisis Retroactivo CP: Áreas usadas para el Análisis Prospectivo			

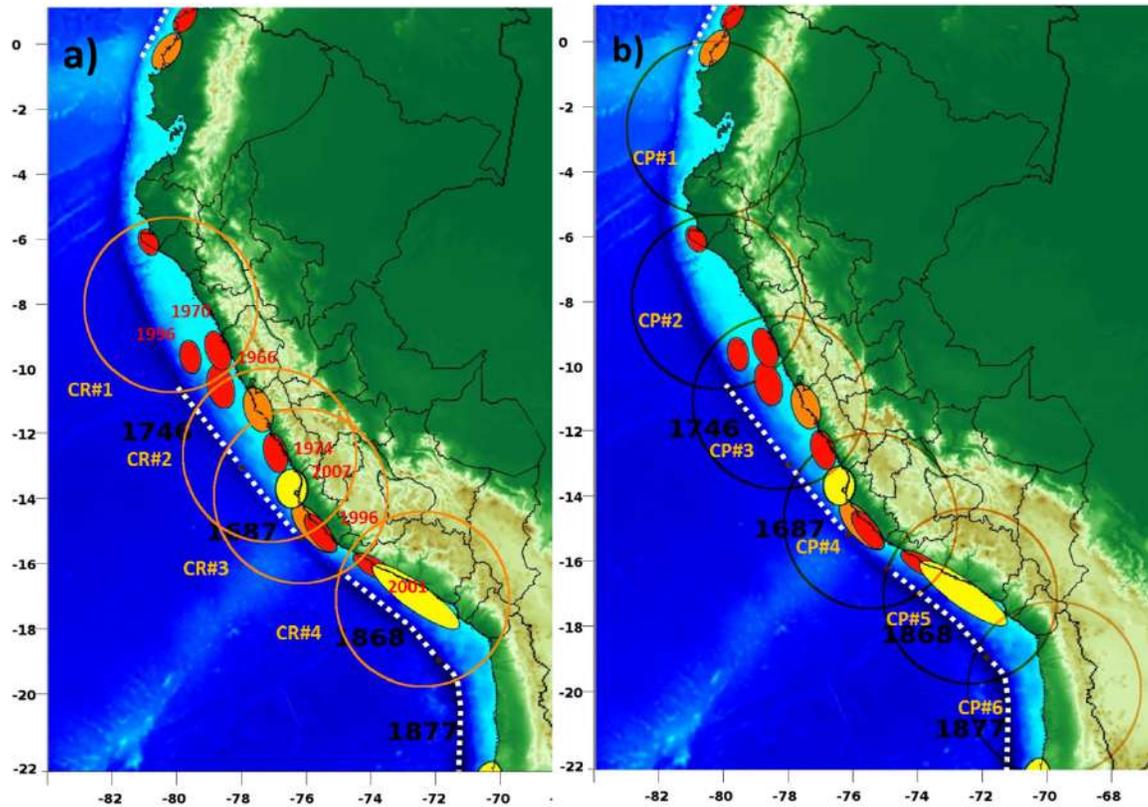


Figura 8.9 a) Área de investigación para el análisis retroactivo. b) Área de Investigación para el análisis prospectivo. Para ambos análisis se usó un radio igual a 300 Km

8.3.5 Normalización de la sismicidad

La intensidad del flujo de terremotos o actividad sísmica en las regiones consideradas son obviamente diferentes. Para normalizar la actividad sísmica en cada área de estudio se usa una magnitud de umbral mínima “Mmin” de modo que la tasa promedio anual de ocurrencia de terremotos principales con magnitud $M_i \geq M_{min}$ en cada área sea igual a un valor en común; diez eventos por año, para un primer conjunto de las funciones N1, L1 y Z1 (Mmin(10)), mientras que para un segundo grupo N2, L2 y Z2 el valor en común es de 20 eventos por año (Mmin(20)). Este análisis permite uniformizar el grado de actividad en las diferentes áreas que serán analizadas.

8.3.6 Cálculo de las funciones

Cada una de las funciones (N1, L1, Z1, N2, L2, Z2 y B) usadas por el algoritmo M8 que describen un determinado patrón de la sismicidad son calculados usando diferentes parámetros, tales como, la duración del intervalo de tiempo de análisis “s”, el cual es de 6 años, mientras que los umbrales de magnitud mostrados en la Tabla 8.3, corresponden a los usados en cada función.

Tabla 8.3: Umbrales de Magnitud (Mmáx y Mmín) usados para las Funciones del Algoritmo M8

	N1	L1	Z1	N2	L2	Z2	B
Mmáx	-	-	-	-	-	-	7.3
Mmín	4.5	4.5	4.5	4.3	4.3	4.3	5.5

8.3.7 Declaración de una alarma o TIP

Para declarar una alarma o un incremento de la probabilidad en el tiempo (TIP) dentro de un área analizada se toma en cuenta dos condiciones. La primera condición consiste en identificar un incremento en al menos seis de las siete funciones calculadas por el algoritmo M8 (Figura 8.10). Para las funciones N, L y Z, el valor del incremento debe de ser mayor al 10% a su valor anterior y para la función B debe de observarse un incremento mayor del 25% de su valor anterior. La segunda condición establece que este incremento debe de ser observado en dos análisis sucesivos.

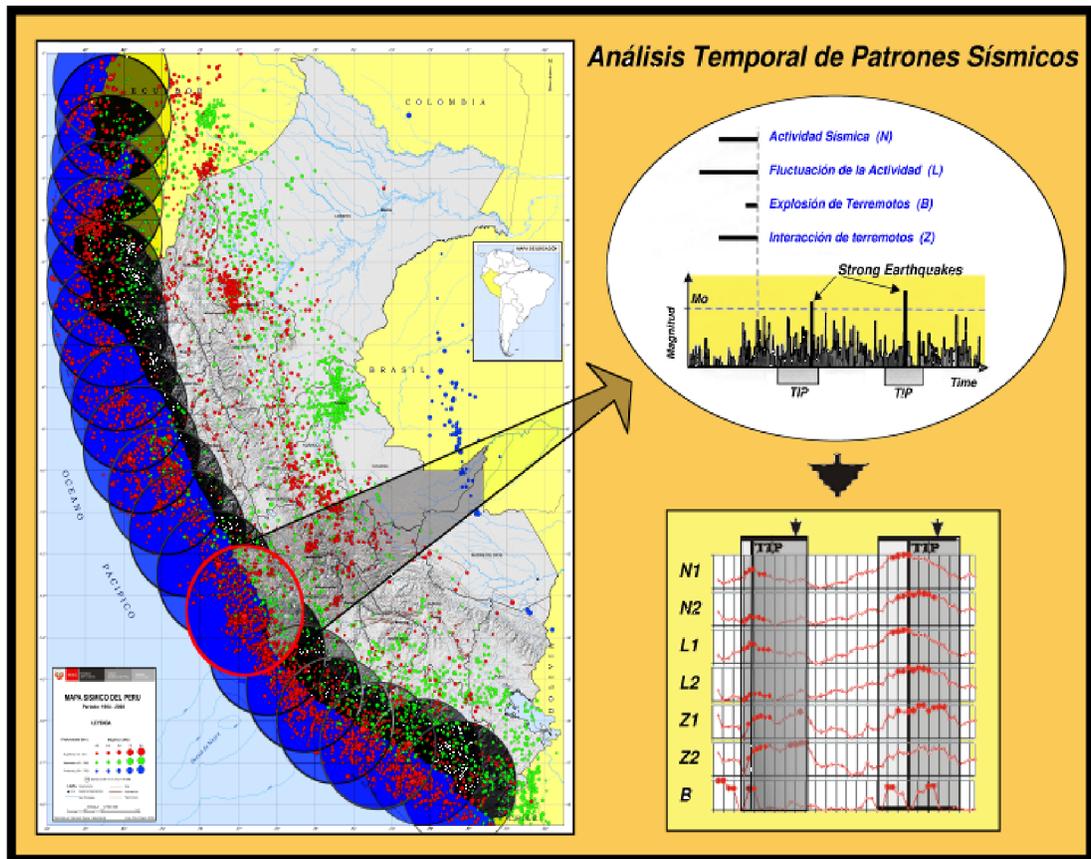


Figura 8.10 Esquema general del análisis temporal y espacial, así como la formación de un TIP con el Algoritmo M8 para el borde oeste del Perú

8.3.8 Evaluación del diagnóstico de los TIP's

Los resultados después de aplicar el algoritmo M8, pueden diagnosticar diferentes tipos de alarmas, los cuales tienen las siguientes características:

STIP, es un TIP o intervalo de tiempo durante el cual ha ocurrido un terremoto con magnitud $M \geq M_o$.

TTIP, es un TIP durante el cual un terremoto con magnitud $M_o \geq M_o - 0.5$ ha ocurrido en el área.

FTIP, es un TIP durante el cual no ha ocurrido un sismo con magnitud $M \geq M_o - 0.5$ fue una falsa alarma.

CTIP, es un TIP durante el cual la alarma no ha expirado es decir, la probabilidad de que ocurra un sismo con magnitud $M \geq M_0$ es alta, se le conoce como alarma vigente.

Los STIPs, TTIPs, y FTIPs nos sirven para evaluar el algoritmo en forma retrospectiva.

8.4 Resultados del Análisis Retroactivo

El objetivo de este primer análisis es medir la eficacia del algoritmo M8 para la predicción de grandes terremotos en el Perú. Por esta razón, las áreas circulares de análisis han sido seleccionados de manera que encierren/contengan uno o dos grandes terremotos, considerando para esto la distribución temporal y espacial de los terremotos. Durante el tiempo de análisis, desde 1969 hasta el año 2011, han ocurrido seis grandes terremotos con magnitudes mayores a 7.5Mw, los cuales son: terremoto de Chimbote, 7.9Mw en 1970; de Lima, 7.9Mw en 1974; de 1996 en el Norte del Centro del Perú, 7.7Mw; de Nazca, 7.8Mw en 1996; de Arequipa en 2001, Mw8.4 y de Pisco en 2007, 8.0Mw.

Los resultados del análisis retroactivo (Figura 8.11) muestra la formación de los TIP's antes de los terremotos citados arriba. El tiempo de anticipación entre la formación de la alarma (TIP) y la ocurrencia de cada terremoto en promedio es de 2.5 años. Nótese que las funciones más sensibles con el proceso de formación de un gran terremoto son N1, N2, L1, L2 y B, mientras que los incrementos en las funciones Z1 y Z2 no son bien marcados a excepción de lo observado para los terremotos de Arequipa (2001) y Pisco (2007), ambos con magnitudes $M \geq 8.0Mw$, donde si se observa un incremento marcado en todas las funciones del algoritmo M8 (Figura 8.11).

A continuación se detallan las características más relevantes encontradas en cada área analizada.

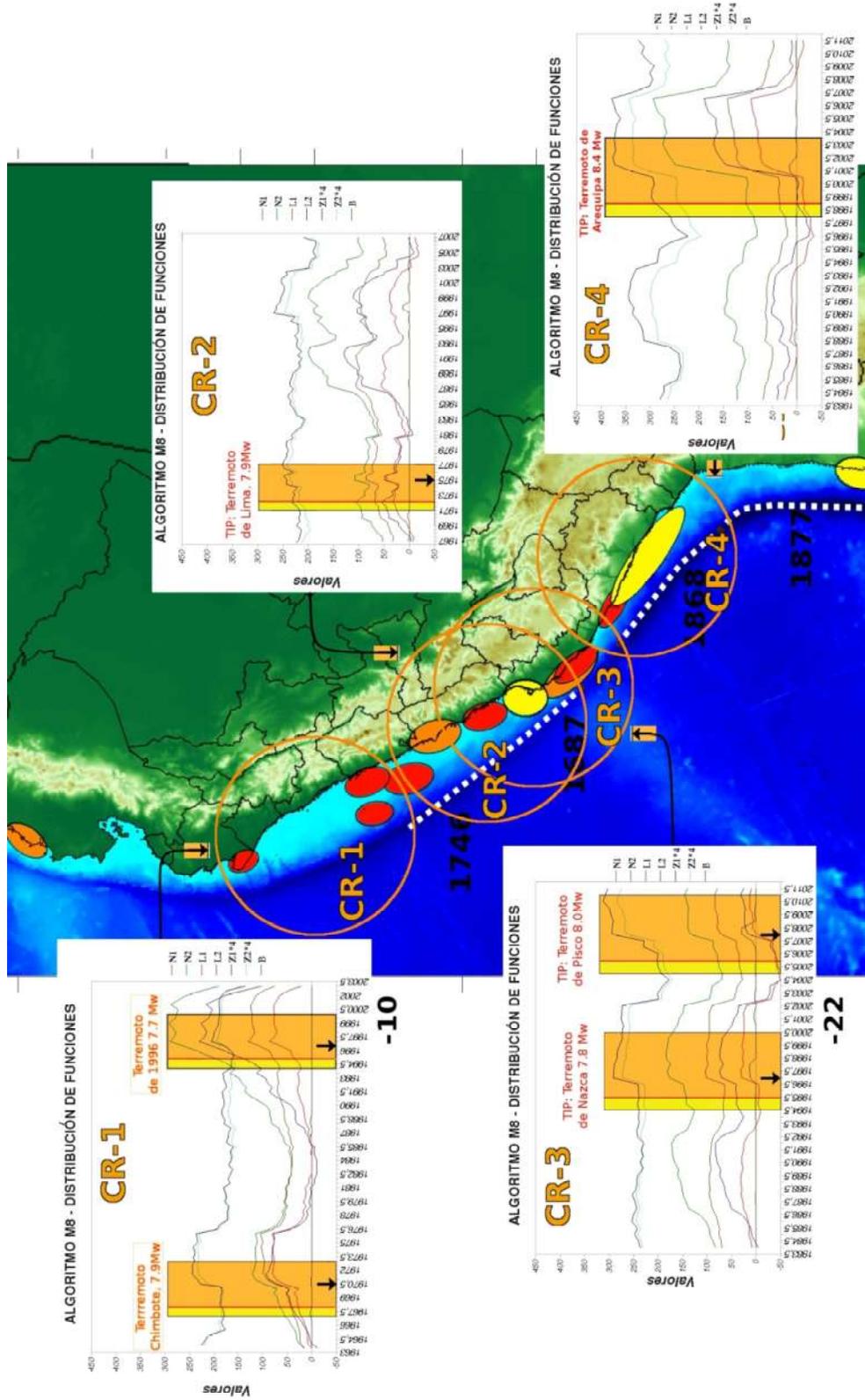


Figura 8.11 Resultados del Análisis Retroactivo realizado con el Algoritmo M8, para los terremotos de Chimbote, 7.9Mw en 1970; de Lima, 7.9Mw en 1974; de Nazca, 7.8Mw en 1996; de 1996 (7.7Mw, Norte del centro del Perú); de Arequipa, 2001 (8.4Mw) y de Pischo, 2007 (8.0Mw)

8.4.1 Terremoto de 1970 y 1996 (Área CR-1)

Considerando la distancia espacial y el intervalo de tiempo entre los terremotos del 31 de Mayo de 1970 (7.9Mw) y el terremoto del 21 de Febrero de 1996 (7.7Mw), el análisis retroactivo para estos dos terremotos, se realizó usando la misma área de investigación (Figura 8.10, CR-1). Para el terremoto de Chimbote se observa el incremento de las funciones (formación del TIP) 2 años y medio antes de que ocurra este terremoto; mientras que, para el terremotos de 1996, la formación del TIP se da con un año y medio de anticipación.

8.4.2 Terremoto de 1974 (Área CR-2)

El terremoto de Lima (7.9Mw), ocurrido el 3 de Octubre de 1974, es evaluado con el área CR-2. El análisis retroactivo en esta región es mostrado en la Figura 8.11, donde se observa la distribución de las funciones y el incremento en las funciones N1, N2, L1 y L2, desde el mes de Enero de 1971 y al verificar este incremento dos análisis consecutivos (Julio de 1971 y Enero de 1972) se declara un la formación de un TIP en enero de 1972. Sin embargo, este TIP no está bien definido, debido a que su formación se da muy cerca al tiempo de inicio del análisis. Luego de este TIP, se observan tres incrementos para los años de 1986, 1994 y 2006. Los dos últimos incrementos están directamente relacionados con los terremotos de 1996 (Nazca) y el 2007 (Pisco).

8.4.3 Terremoto de 2001 (Área CR-4)

La Figura 8.12, muestra la distribución de las funciones antes y después del terremoto de Arequipa (8.4Mw), ocurrido el 23 de Junio del 2001. En Julio de 1988 se observa un incremento en los valores de las funciones pero al no continuar el mismo en el análisis siguiente (Enero de 1989) no se diagnostica ningún TIP. Posteriormente se observa que las funciones siguen una tendencia sin una marcada fluctuación hasta Enero de 1994, donde los valores de las funciones empiezan a descender hasta Julio de 1996, donde comienzan a subir aleatoriamente en los siguientes tres análisis, hasta que en Julio de 1998 se observa un incremento en todas las funciones del algoritmo

M8 que fue corroborado en el siguiente análisis (Enero de 1999), dando origen a la formación de un TIP, justo antes del terremoto de Arequipa (2001).

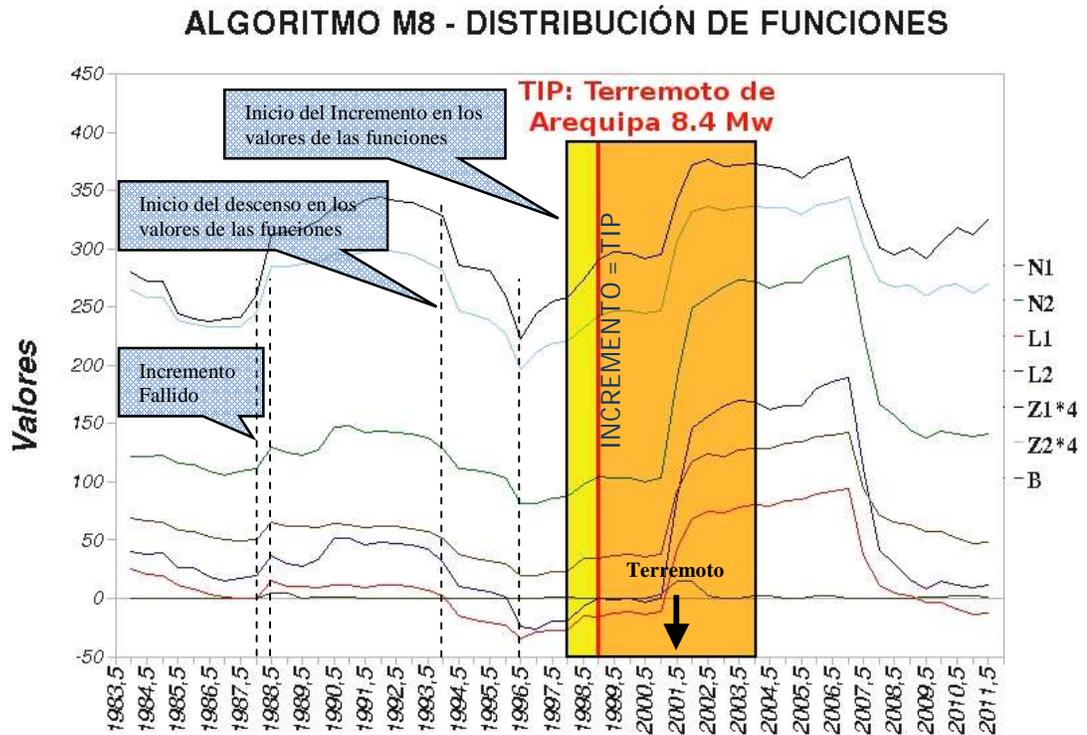


Figura 8.12.- Análisis retroactivo realizado para el terremoto de Arequipa ($M_w=8.4$) del 23 de Junio del 2001. La formación del TIP se da con un tiempo de anticipación de 2.0 años

En este pronóstico, la alarma es diagnosticada en Enero de 1999, 2.5 años antes de que ocurra el terremoto de Arequipa (2001).

8.4.4 Terremoto de 1996 y 2007 (Área CR-3)

De manera similar al análisis realizado en el área CR-1, en esta área (CR-3) se evalúan dos terremotos de Nazca ocurrido el 12 de Noviembre de 1996 (7.8Mw) y Pisco del 15 de Agosto del 2007 (8.0Mw). El análisis realizado para estos terremotos (Figura 8.13) muestra que en ambos, el comportamiento (tendencia) de los valores de las funciones del algoritmo M8 son similares al observado antes del terremoto de Arequipa. Así para el terremoto de Nazca se observa un descenso en Julio de 1992, hasta Enero de 1994. En Enero de 1995 se observa un incremento en los valores de las funciones y luego de confirmar este incremento en el siguiente análisis (Julio

1995) se declara un TIP, con el cual se pronosticó el terremoto de Nazca con un año y medio de anticipación.

ALGORITMO M8 - DISTRIBUCIÓN DE FUNCIONES

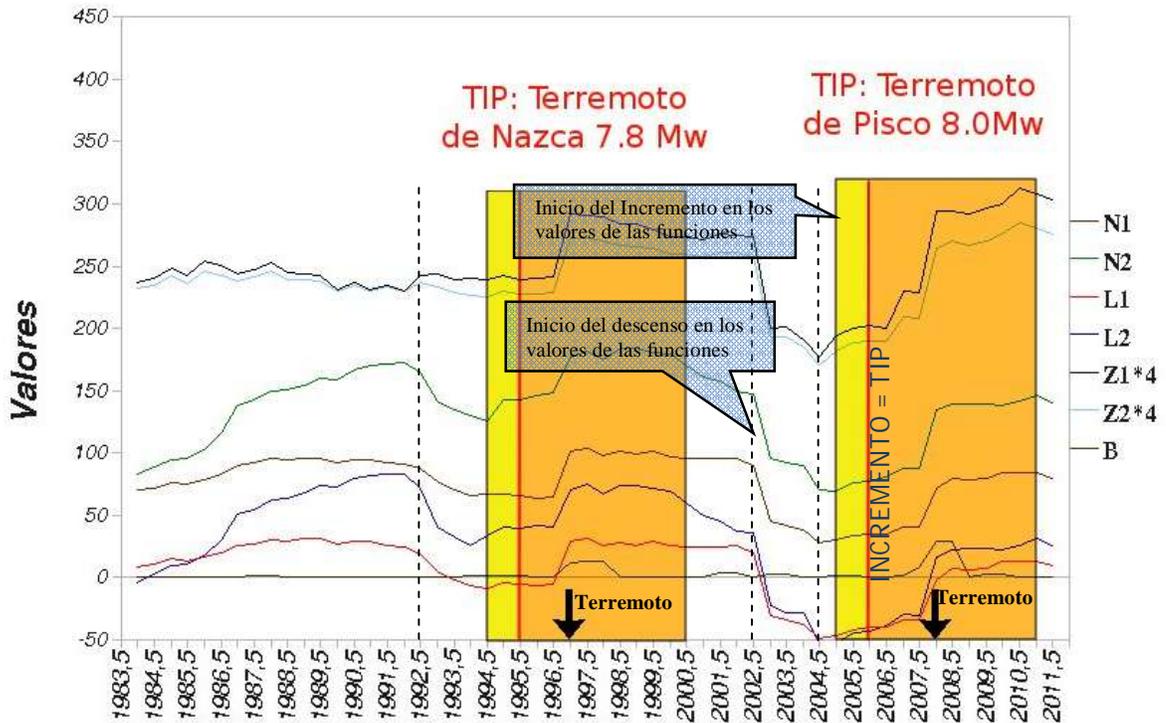


Figura 8.13.- Análisis retroactivo realizado con el Algoritmo M8, para el Terremoto de Nazca, ocurrido el 12 de Noviembre de 1996 (7.8Mw) y para el terremoto de Pisco (Mw=8.0) del 15 de Agosto del 2007. La formación del TIP se da con un tiempo de anticipación de 1.5 y 2.5 años, respectivamente.

Para el terremoto de Pisco (8.0Mw) las funciones muestran una tendencia muy similar al terremoto de Arequipa. Observando un una caída drástica en los valores de las funciones en Julio del 2002, hasta Julio del 2004. En Julio del 2005 y Enero del 2006 se verifica el incremento de los valores de las funciones del algoritmo M8, lo que origina la formación de un TIP en Enero del 2006. El 15 de Agosto del 2007 ocurre el terremoto de Pisco de magnitud 8.0Mw el cual fue pronosticado, con un tiempo de anticipación de dos años, por la alarma o TIP (Tiempo de Incremento de Probabilidad) formado en Enero del 2006.

8.5 Resultados del Análisis Prospectivo

La aplicación prospectiva del algoritmo M8, se realiza a fin de evaluar la posibilidad de que ocurra un gran terremoto en el borde occidental del Perú durante el periodo 2010 - 2016. Los resultados del análisis prospectivo realizado en el borde Oeste del Perú muestra la formación de dos TIP's, calificados como CTIP (TIP en progreso), en las áreas CP-3 y CP-6; y un FTIP (Falsos TIP), en el área CP-1 (Figura 8.14). Para las áreas CP-2, CP-4 y CP-5, las funciones del M8 presentan valores bajos para la parte final del análisis de cada uno, lo que indicaría, según la metodología aplicada, que en estas áreas no se podría esperar la ocurrencia de un gran terremoto.

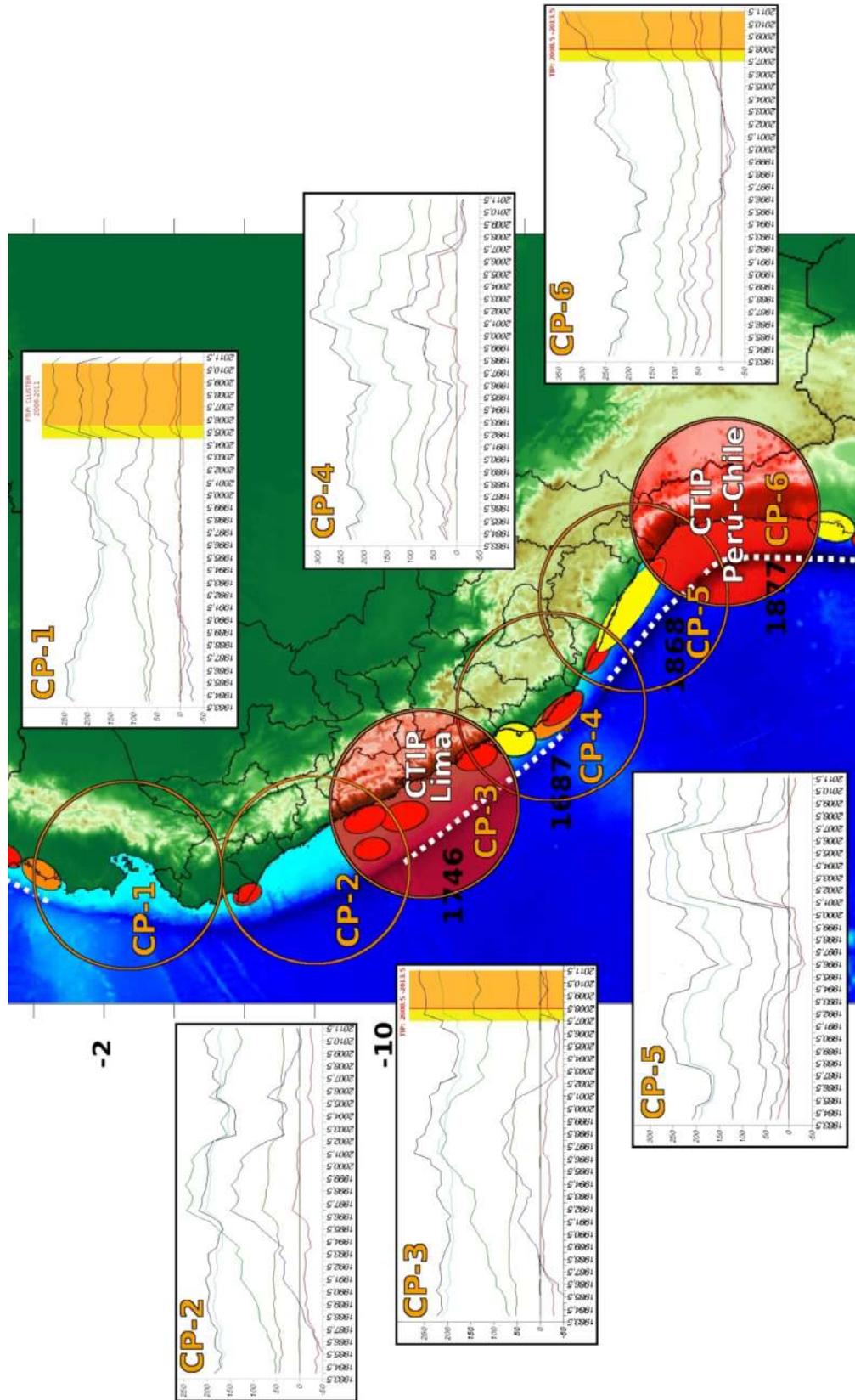


Figura 8.14 Resultados del Análisis Prospectivo aplicando el algoritmo M8 en el borde Occidental del Perú

8.5.1 Falsa Alarma FTIP (CP-1)

El área de análisis CP-1, está ubicado entre la frontera Perú-Ecuador (Figura 8.15,a). Los valores de las funciones del algoritmo M8 en esta área (Figura 8.15, b) muestran un incremento en los valores de las funciones en Julio del año 2005, el cual continuó en Enero de 2006, lo que origina la formación de un TIP en el Enero, 2006. El tiempo de espera dentro del cual era probable la ocurrencia de un gran terremoto concluía en el año 2011. Luego de haber transcurrido este tiempo, se observa el descenso de los valores de las funciones y ningún terremoto fuerte ocurre dentro de este intervalo, por lo que este TIP es clasificado como una falsa alarma o falso TIP (FTIP).

La formación de este FTIP, se da por la presencia de un agrupamiento de terremotos (Cluster) durante el año 2005 (Figura 8.15, a), todos dentro del área de investigación CP-1. El agrupamiento de los eventos de magnitudes moderadas son considerados por el algoritmo M8 como terremotos principales lo que causa el incremento en los valores de las funciones y el diagnostico posterior de un TIP en el año 2006.

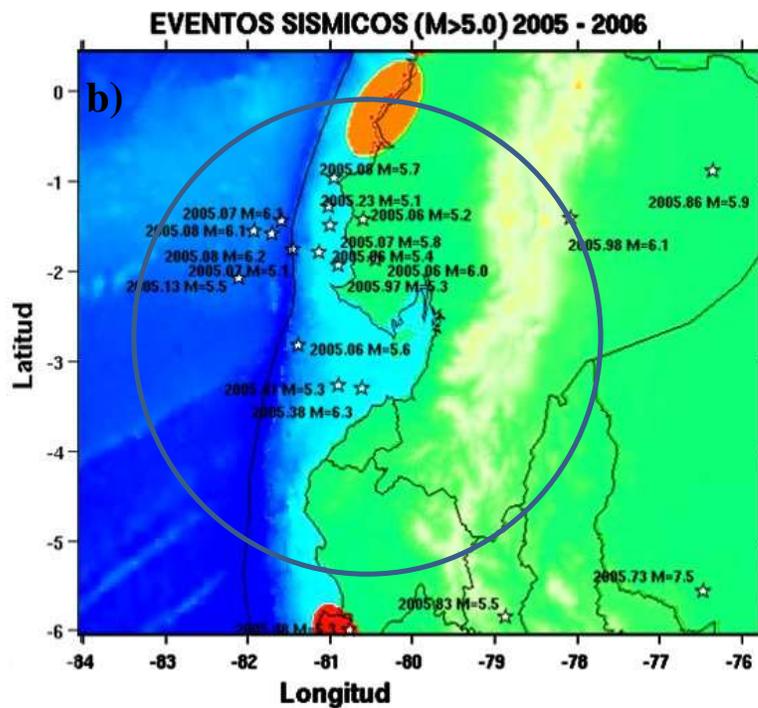
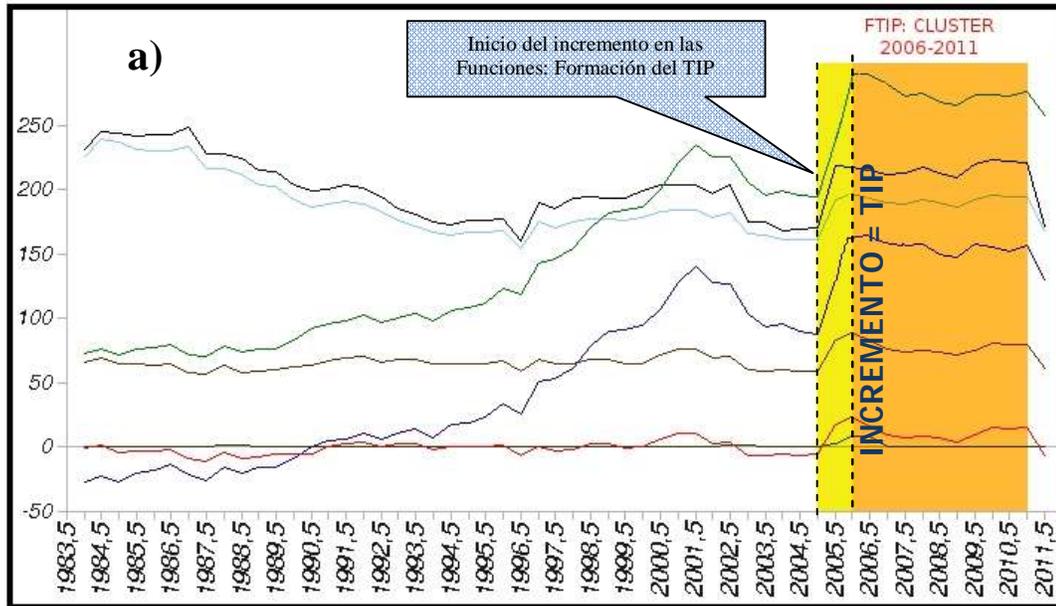


Figura 8.15 a) FTIP encontrado en el área de estudio CP-1. b) Agrupamiento de eventos dentro del área de análisis, periodo 2005-2006

8.5.2 Primera Zona de Alarma (CP-3)

La primera área de alarma (CTIP) abarca el área circular con centro en: -11.15°S , -78.37°W y Radio = 300km (CP-3), la misma que se ubica al Nor-Oeste de la ciudad de Lima. En esta área la distribución de los valores de las funciones (Figura 8.16), muestra un comportamiento similar observado antes de los TIP'S encontrados en el análisis retroactivo para el terremoto de Arequipa (2001) y Pisco (2007) en los cuales se observa un descenso antes de que se forme el TIP. Así, también en esta área (CP-3) se observa un descenso drástico en los valores de las funciones que se inicia en Julio del 2001, en un inicio este descenso es bien marcado pero se va atenuado con el tiempo. En Julio del 2007 se observa el incremento en todos los valores de las funciones, el mismo que es verificado en dos periodos de tiempo de manera consecutiva (Enero del 2008 y Julio del 2008) se diagnostica la formación del TIP en Julio del 2008. La duración de la alarma es de cinco años, lo cual indica que existe una alta probabilidad, que dentro del área evaluada, y el tiempo de la alarma (hasta el año 2013) ocurra un terremoto con magnitud $M \geq 7.5\text{Mw}$.

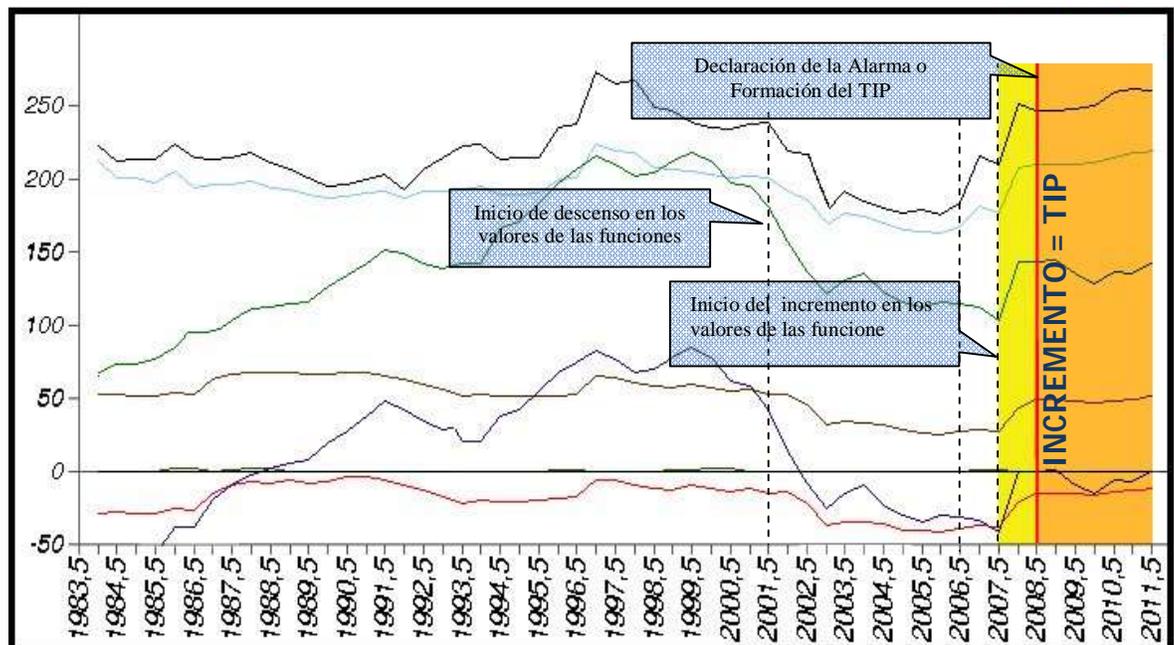


Figura 8.16 CTIP, identificado para el área CP-3 (centro; -11.8S -77.15W y Radio=300km). El tiempo probable dentro del cual puede ocurrir un terremoto $M \geq 7.5$, se encuentra entre 2008/07-2013/07

8.5.3 Segunda Zona de Alarma (CP-6)

La segunda área de alarma (TIP) clasificada como un CTIP (TIP en progreso) abarca los departamentos de Tacna, Moquegua, Sur de Arequipa y la región Norte de Chile. El centro de esta área se encuentra en: -19.55°S , -69.97°O , y abarca un radio de $R=300\text{km}$. La distribución de las funciones en esta área (Figura 8.17), muestra una tendencia similar a los valores de las funciones observadas antes de la formación de los TIP'S descritos anteriormente, pero con la diferencia de que en esta área, la caída y aumento de las funciones se dan en un periodo más largo. Así, en Enero de 1993, se observa el descenso en todas las funciones hasta Enero de 1997, desde el cual las funciones Z1 y Z2 comienzan a incrementarse, a diferencia de las otras que continúan descendiendo hasta Julio del año 2000 para luego también ascender. Luego de ser verificado el incremento en todas las funciones y en dos periodos de tiempo consecutivos de análisis (Enero 2001 y Julio 2001), se declaró el TIP en Julio del 2001. Luego de transcurrir el tiempo de duración de este TIP (2001-2006) y de no ocurrir ningún terremoto, el TIP es calificado como un FTIP (Falsa Incremento de Probabilidad). A diferencia del comportamiento observado en el CP-1, donde los valores de las funciones decaen luego del FTIP, en el área evaluada (CP-6) los valores de las funciones, después del FTIP, no decaen sino permanecen incrementándose, es por esto que en Julio del 2008 se vuelve a verificar un incremento en todas las funciones, desde Julio del 2007 y después de dos análisis consecutivos (Enero 2008 y Julio 2008) se declara un nuevo TIP, calificado como CTIP (TIP en progreso). Considerando la duración de la alarma de 5 años, un terremoto con magnitud $M \geq 7.5$, puede ocurrir dentro del área evaluada y el tiempo que resta desde que la alarma fue declarada (2011-2013). Nótese en la Figura 8.17, que desde el año 2010, los valores de las funciones del algoritmo M8 se incrementan notablemente.

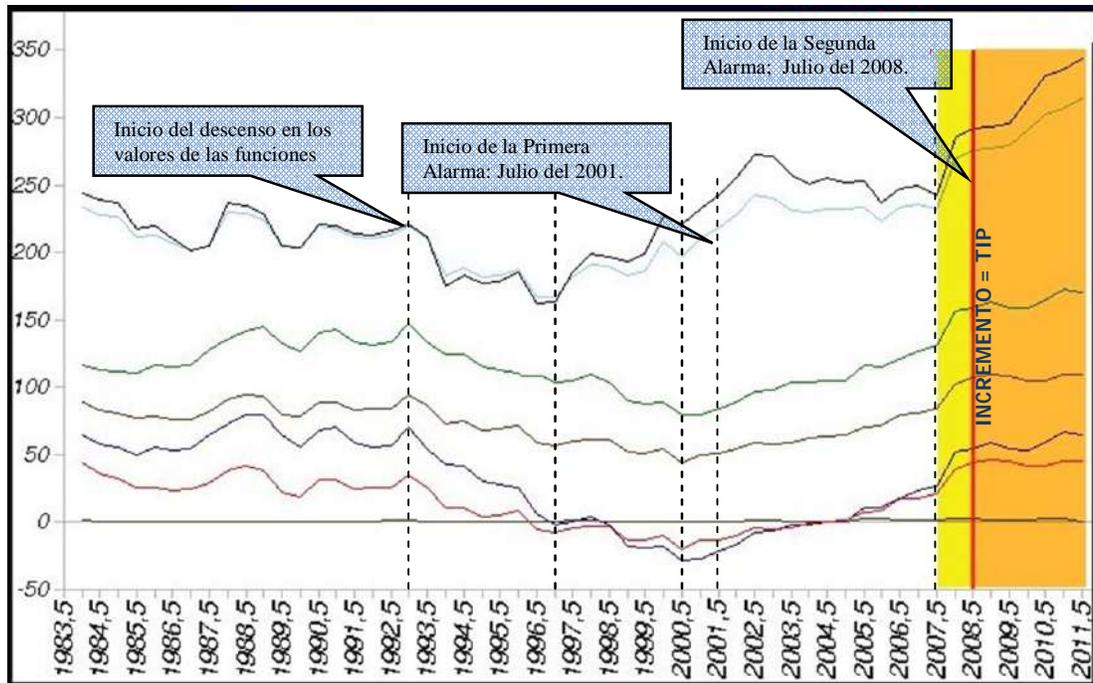


Figura 8.17 CTIP encontrados en el área de estudio CP-6, que se inicia en el año Julio del 2008 e indica la posible ocurrencia de un gran terremoto ($M > 7.5Mw$) en las áreas evaluada dentro del periodo de 2008/07-2013/07

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados del análisis prospectivo realizado en el borde oeste del Perú muestra la formación de dos CTIP, en las siguientes áreas;

La primera área de alarma (CP-3) abarca el área circular con centro en; -11.15°S , -78.37°O y Radio=300km. Este TIP indica la posible ocurrencia de un gran terremoto de magnitud igual o mayor a 7.5 dentro del área evaluada, durante los próximos cinco años desde el diagnóstico del TIP (2008/07-2013/07), es decir, la alarma se encuentra vigente hasta el año 2013.

La segunda área de alarma (CP-6) se encuentra en el Sur del Perú con centro en: -19.55°S , -69.97°O , y radio de $R=300$. El tiempo de origen de esta alarma (CTIP) se da en Julio del año 2008 y continua vigente hasta el año 2013. Un terremoto en esta zona afectaría drásticamente al departamento de Tacna, así como también a Moquegua, Arequipa y la región Norte de Chile. Un aspecto destacable en esta área evaluada es la tendencia de los valores de las funciones la cual sigue desde hace bastante tiempo con un incremento constante.

Las áreas definidas con los TIP'S de alarma en el borde oeste del Perú son válidos hasta el año 2013. Ambas áreas son similares a las identificadas por Perfettini (2010), Condori (2011) y Tavera (2011). La primera área ubicada frente al departamento de Lima, la cual no es afectada por un gran terremoto ($M>8.5$) desde el año de 1746 y la segunda área ubicada en la región Sur del Perú y Norte de Chile las cuales no han sido afectadas por un terremoto de gran magnitud ($M>8.0$) desde 1868 y 1878 respectivamente.

Finalmente, si bien, en este estudio se ha aplicado un método novedoso para la predicción a plazo intermedio de grandes terremotos a la fecha no existe ningún método eficaz para la predicción de los terremotos, por lo que se recuerda a la población y autoridades tomar conciencia y no olvidar de la situación sísmica en el cual se encuentra el Perú, por lo cual se debe de estar preparado y saber que hacer antes, durante y después de un terremotos a fin de reducir y mitigar los daños que estos fenómenos involucran.

BIBLIOGRAFÍA

- Aydan, O., F. Imamura, T. Suzuki, I. Febrin, A. Hakam, M. Mera, y P. Devi (2007).** *A reconnaissance report on the Bengkulu Earthquake of September 12, 2007. Published jointly by Japan Society of Civil Engineers and Japan Association for Earthquake Engineering.*
- Aydan, O. (2008).** *Seismic and Tsunami Hazard Potentials in Indonesia with a special emphasis on Sumatra Island. Journal of the School of Marine Science and Technology, Tokai University, Vol. 6, N° 3, pp. 19-38, 2008*
- Barenblatt G., V. Keilis-Borok y A. Monin (1983).** *Filtration model of earthquake sequence. Dokl. Akad. Nauk SSSR 269(4):831-34 (In Russian)*
- Barazangi, M. y B. Isacks (1976).** *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology., 4, 686-692.*
- Barazangi, M. y B. Isacks (1979).** *Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophys. J. R. Astr. Soc., 57, 537-555.*
- Bernal, I., H. Tavera y Y. Antayhua (2001).** *Evaluación de la Sismicidad y Distribución de la Energía Sísmica en Perú. IGP Boletín de la Soc. Geológica del Perú. V.92 p 6778.*
- Bernal, I. (2002).** *Aproximación a un Modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía Sísmica Liberada. Tesis de Grado UNSA. 170p.*
- Bilek S. (2009).** *Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. Tectonophysics, 2009*
- Bilek, S. y T. Lay (2002).** *Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. Geophysical Research Letters 29 (14),1673.doi:10.1029/2002GL015215.*
- Bilek, S. y L. Ruff (2002).** *Analysis of the 23 June 2001 $M_w = 8.4$ Peru underthrusting earthquake and its aftershocks. Geophysical Research Letters 29 (20), 1960. doi:10.1029/2002GL015543.*
- Bilek, S., S. Schwartz y H. DeShon (2003).** *Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior. Geology 31, 455-458.*
- Bilek, S., T. Lay y L. Ruff (2004).** *Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 109 (B9), B09308.*
- Bonnot, D, M. Sebrier y J. Mercier (1988).** *Evolution geodynamique plio quaternaire du bassin intra-cordillerain du callejon de Huaylas, región de la Cordillera Blanca, Perou. Geodynamique. 3, 57-83.*
- Boore, D. y W. Joyner (1982).** *The empirical prediction of ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 72(6), S43–S60. Part B.*
- Brady B. (1974).** *Theory of earthquakes, 1. A scale independent theory of rock failure. Pure Appl. Geophys., 112, 701-725, 1974.*
- Cahill, T. y B. Isacks (1992).** *Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res, 97, 17.503-17.529.*
- Cahuari A. (2008).** *Calculo de la Magnitud Local (ML) a partir de registros de Aceleración usando la técnica de Deconvolución y Relación de Magnitudes. Biblioteca – IGP, Tesis de Grado para Optar el Título Profesional. 2008*

- Dalmayrac, B. y P. Molnar (1981).** *Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 473-481.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher y R. Marocco (1987).** *Caracteres generales de l'evolucion geologica des Andes peruvienes.* *Trav. Doc. ORSTOM*, 122, 501 pp.
- Das, S. y K. Aki (1977).** *Fault plane with barriers: A versatile earthquake model.* *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670, 1977
- Dorbath, L., A. Cisternas y C. Dorbath (1990).** *Assessment if the size of large and great historical earthquake in Peru.* *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 551-576.
- Egger, E. (2003).** *Map of earthquakes from 2003-2011*
- Fedotov, S. (1965).** *Regularities of the distribution of strong earthquake in Kamchatka, the Kurile Island and north-eastern Japan.* *Tr. Inst. Zemli. Akad. Nauk SSSR*, 36, 66-93.
- Fujji T. Y Imura H. (1972).** *Natural Convection Heat Transfer From a Plate.* *Int. J. Heat Mass Tranfe*, Vol. 15, pp. 755
- Gabrielov, A. y V. Keilis-Borok (1983).** *Patterns of stress corrosion: geometry of the principal stresses.* *Pure Appl. Geophys.* 121:477— 94
- Gabrielov, A., I. Zaliapin, W. Newman y V. Keilis-Borok (2000).** *Colliding cascades model for earthquake prediction.* *J. Geophys. Int.* 143:427-37
- Gabrielov, A., M. Caputo, V. Keilis-Borok, R. Console y T. Sidorenko (1983).** *Long-term premonitory seismicity patterns in Italy.* *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 75:71-75
- Gelfand, I., S. Guberman, V. Keilis-Borok, L. Knopoff y F. Press (1976).** *Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California.* *Plzys. Earth Planet. Ínter.* 11:227-83
- Gorshkov, A., V. Kossobokov, E. Rantsman y A. Soloviev (2001).** *Recognition of earth-quake prone areas: validity of results ob-tained from 1972 to 2000.* *Vych. Seism.* 32:48-57
Holland JH. 1995. *Hidden Order: How Adap-tation Builds Complexity.* Reading, MA: Addison-Wesley
- Grange, F., D. Hatzfeld, P. Cunningham, P. Molnar, S. Roecker, G. Suarez, A. Rodriguez y L. Ocola (1984).** *Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru.* *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6159.
- Hasegawa, A. y S. Sacks (1981).** *Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations.* *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.
- IGP (2007).** *Catálogo Sísmico de Hipocentros Para el Perú Periodo 1982-2005 – Versión Preliminar.* CNDG – Sismología, Instituto Geofísico del Perú. 2007
- James, D. (1978).** *Subduction of the Nazca plate beneath central Perú.* *Geology* v. 6, pp.174-178, 1978
- Kagan Y. y D. Jackson (1991).** *Seismic gap hypothesis: Ten years after.* *J. Geophys. Res.*, 96, 21419-21431.
- Kagan Y. y D. Jackson (1995).** *New seismic gap hypothesis: Five years after.* *J. Geophys. Res.*, 100, 3943-3959.
- Kagan Y. y D. Jackson (1994).** *Long-Term probabilistic forecasting of earthquakes.* *J. Geophys. Res.*, 99, 13685-13700.
- Kanamori H. y G. Stewart (1978).** *Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976.* *J. Geophys. Res.* , 83, 3427-3434, 1978.
- Kanamori H. y G. Stewart (1976).** *Model of strain release along the Gibb's fracture zone, mid-Atlantic ridge.* *Phys. Earth. Planet. Int.*, 11, 312-332, 1976.

- Keilis-Borok, V. (1990).** *The lithosphere of the Earth as a non-linear system with implications for earthquake prediction.* *Rev. Geophys.* 28 (1), 19-34.
- Keilis-Borok, V. (1996).** *Intermediate-term earthquake prediction*” *Proc. Natl. Acad. Sci. USA, Colloquium Paper Vol. 93, pp. 3748-3755, April 1996.*
- Keilis-Borok, V. (2002).** *Earthquake prediction: state-of-the-art and emerging possibilities.* *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 30, p. 1-33 (2002)*
- Keilis-Borok, V. y V. Kossobokov (1990).** *Times of Increased Probability of Strong Earthquake ($M > 7.5$) Diagnosed by Algorithm M8 in Japan and Adjacent Territories”* *Journal of Geophysical Research.* Vol. 95, N°. B12, Pages 12,413-12,422, August 10, 1990.
- Keilis-Borok, V. y V. Kossobokov (1990).** *Pre-monitory activation of earthquake flow: algo-rithm M8.* *Phys. Earth Planet. Inter.* 61:73-83
- Keilis-Borok, V. y I. Primakov (1994).** *Proc. of the Intl.Scientific Conf. EUROPROTECH (UDINE, May 6-8, 1993), pp. 17-46.*
- Keilis-Borok, V. y I. Rotwain (1990).** *Diagnosis of time of increased probability of strong earthquakes in different regions of the world: algorithm CN.* *Phys. Earth Planet. Inter* 61: 57-72
- Keilis-Borok, V., L. Knopoff y I. Rotwain (1980).** *Bursts of aftershocks, long-term precursors of strong earthquakes.* *Nature* 283:258-63
- Keilis-Borok, V., P. Shebalin y I. Zaliapin (2002).** *Premonitory Patterns of Seismicity months before a Large Earthquake: Five Case Histories in Southern California”* *Proceedings of the National Academy of Sciences – PNAS, Vol. 99, Pages 16,562 – 16,567, December 24, 2002.*
- Keilis-Borok, V. y Soloviev A. (Eds.) (2003).** *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction.* Springer-Verlag, Heidelberg, 335 pp.
- Kelleher, J. (1972).** *Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions.* *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 77 (11), 2087-2103.
- Kelleher, J. y W. McCann (1976).** *Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction.* *Journal of Geophysical Research* 81(26), 4885-4896.
- Kelleher, J. (1970).** *Space-time seismicity of Alaska-Aleutian seismic zone.* *J. Geophys. Res.*, 75, 5745-5756, 1970
- Knopoff, L., T. Levshina, V. Keilis-Borok, C. Mattoni (1996).** *Increased long-range intermediate magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California.* *J. Geophys. Res.* 101:5779-96
- Kossobokov V., L. Romashkova, V. Keilis-Borok y J. Healy (1999).** *Testing earthquake prediction algorithms: statistically significant advance prediction of the largest earthquakes in the Circum-Pacific, 1992-1997 .* *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 111, Pages 187-196, (1999).*
- Kossobokov V. y J. Carlson (1995).** *Active zone size vs. activity. A study of different seismicity patterns in the context of predic-tion algorithm M8.* *J. Geophys. Res.* 100: 6431-41
- Kossobokov V., V. Keilis-Borok y B. Cheng (2000).** *Similarities of multiple fracturing on a neutron star and on the Earth.* *Phys. Rev. E* 61(4):3529-33
- Kossobokov V., V. Keilis-Borok y S. Smith (1990).** *Localization of intermediate-term earthquake prediction.* *J. Geophys. Res.* 95: 19763-72
- Lindo, R. (1993).** *Seismotectonique des andes du Perou Central: Apport des donnes sismologiques de haute précision. Tesis Doctoral. Universite Louis-Pasteur de Strasbourg, Francia.*

- Loveless, J., M. Pritchard y N. Kukowski (2010)** “Testing mechanisms of subduction zone segmentation and seismogenesis with slip distributions from recent Andean earthquakes”, *Tectonophysics*, [in press]
- Loveless, J., R. Allmendinger, M. Pritchard, J. Garroway y G. Gonzalez (2009)**. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology*, 37, 23-26.
- Loveless, J., y M. Pritchard (2008)**. Motion on upper-plate faults during subduction zone earthquakes: Case of the Atacama Fault System, northern Chile. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q12017, doi:10.1029/2008GC002155, [Link to AGU Page]
- Loveless, J., R. Allmendinger, M. Pritchard, y G. Gonzalez (2010)**. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean forearc. *Tectonics*, [in press]
- Marocco, R. (1980)**. Géologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud du Pérou. Doc. Orstom 94.
- McCan W., S. Nishenco, L. Sykes y L. Krause (1979)**. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potencial for major boundaries. *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1082-1147, 1979.
- McCaffrey, R. (2009)**. The tectonic framework of the Sumatran subduction zone. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 37, 345-366.
- Megard, F. (1978)**. Etude geologique des Andes du Perú Central. *Mem. Orstom* 86, 310pp.
- Megard, F. y H. Philip (1976)**. Plio-quadernary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes. *Earth plan. Sci. Let.* 33, 231-238.
- Mogi K. (1963)**. Some discussions on aftershock, foreshocks and earthquake swarms – the fracture of semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena, 3. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 615-658, 1963.
- Mogi K. (1962)**. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 40, 125-173, 1962.
- Mogi K. (1967)**. Earthquake and Fractures. *Tectonophysics*, vol. 5, issue 1, pp. 35-55
- Mogi K. (1968)**. Migration of seismic activity. *Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 46, 53-74, 1968
- Mogi K. (1968)**. Sequential occurrences of recent great earthquake. *J. Phys. Earth*, 16, 30-36, 1968.
- Mogi K. (1968)**. Rock mechanics and earthquake”: in *Earthquake Forecasting and Warning*, Tsuneki Rikitake, *Developments in Earth and Planetary Sciences*, pp 32 – 72, 1982.
- Mogi, K. (1969)**. Some features of recent seismic activity in and near japan (2), Activity before and after great earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst., Universidad de Tokio*, vol. 47, pp. 395-417.
- Molchan, G. (1994)**. *Computational Seismology and Geodynamics*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, Vol. 2, pp. 1-10.
- Mortense C. y M. Johnston (1976)**. Anomalous tilt preceding the Hollister Earthquake of November 28, 1974. *J. Geophys. Res.* Vol 81.
- Newman W., A. Gabrielov y D. Turcotte eds. (1994)**. *Nonlinear Dynamics and Predictability of Geophysical Phenomena*. Geophys. Monogr. Ser. 83. Washington, DC: Am. Geo-phys. Union
- Newman W., D. Turcotte y A. Gabrielov (1995)**. Log-periodic behavior of a hierarchical failure model with applications to precursory seismic activation. *Phys. Rev. E* 52:4827-35

- Nishenko, S., (1985).** *Seismic potential for large and intermediate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: Quantitative reappraisal, J. Geophys. Res., 90, 3589-3615*
- Nishenko, S. (1988).** *Circum-Pacific earthquake potential: An overview" (abstract), Eos Trans. AGU, 69, 1299*
- Nishenko, S. (1989).** *Earthquakes: Hazards and predictions. in: The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, edited by D. E. James, pp. 260-268, Van Nostrand Reinhold, New York, 1989.*
- Nishenko, S. (1991).** *Circum-Pacific seismic potential 1989-1999. Pure Appl. Geophys., 135, 169-259, 1991*
- Nishenko, S., W. and R. McCann (1981).** *Seismic potential for the world's major plate boundaries: 1981, in Earthquake Prediction: An International Review. Maurice Ewing Ser. Vol. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 20-28, AGU, Washington, D. C., 1981.*
- Novikova O., P. Shebalin y V. Keilis-Borok (2002).** *A second approximation to intermediate-term earthquake prediction: two case histories for southeastern Mediterranean. Problems of Theoretical Seismology and Seismicity. Comput. Seismol. 33, 186-206.*
- Nur A. (1972).** *Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of P/S travel times. Bull. Seismol. Soc. Amer., 62, 1972.*
- Ohtake, M (1976).** *Search for precursors of the 1974 Izu-Hanto-Oki earthquake, Japan. Pure Appl. Geophys., 114, 1083-1093, 1976.*
- Ohtake, M., T. Matumoto y G. Lathaw (1977).** *Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake. Pageoph, 115, pp. 375-385.*
- Ohtake, M., T. Matumoto y G. Latham (1978).** *Patterns of seismicity preceding earthquakes in Central America, Mexico and California. Conference VI Methodology for Identifying Seismic Gaps, pp. 585-610*
- Pepke G., J. Carlson y B. Shaw (1994).** *Prediction of large events on a dynamical model of fault. J. Geophys. Res. 99:6769-88*
- Press A. y C. Allen (1995).** *Pattern of seismic release in the southern California region. Geophys. Res. 100:6421-30*
- Pritchard, M. y M. Simons (2006).** *An aseismic fault slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2006JB004258. [Link to AGU Page]*
- Pritchard, M., M. Simons, P. Rosen, S. Hensley y F. Webb (2002).** *Coseismic slip from the July 30, 1995, Mw = 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. Geophysical Journal International 150, 362-376. [Link to Blackwell Page]*
- Pritchard, M. y E. Fielding (2008).** *A study of the 2006 and 2007 earthquake sequence of Pisco, Peru, with InSAR and teleseismic data. Geophys. Res. Lett. 35, doi:10.1029/2008GL033374, [Link to AGU Page]. Supplemental information available as a PDF.*
- Pritchard, M., E. Norabuena, C. Ji, R. Boroscchek, D. Comte, M. Simons, T. Dixon, y P. Rosen (2007).** *Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes. J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2006JB004294. [Link to AGU Page]*
- Pritchard, M., C. Ji, y M. Simons (2006).** *Distribution of slip from 11 Mw > 6 earthquakes in the northern Chile subduction zone. J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2005JB004013. [Link to AGU Page]*

- Reid H. (1910).** *The California Earthquake of April 18, 1906, II, The Mechanics of the Earthquake*, Carnegie Inst. Washintong, Washintong, D.C., 31-32, 1910.
- Reid, H. (2010).** *Elastic rebound theory*. Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 6, 92-120, 1910.
- Rikitake T. (1982).** *Earthquake Forecasting and Warning. Developments in Earth and Planetary Sciences*, pp 32–72, 1982.
- Rikitake T. (1979).** *Classification of earthquake precursors*. *Tectonophysics*, 54, 293-309, 1979.
- Rikitake T. (1975).** *Earthquake Precursors*. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 65, 1133-1162, 1975.
- 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 Geofísica.*, 9, 141-159.
- Roeloffs, E. y E. Quilty. (1997).** *Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettlemean Hills, California, earthquake*. *Pure Appl. Geophys.* 149, 21–60.
- Rundle B., Turcotte D., Klein W., eds. (2000).** *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes*. Washington, DC: Am. Geophys. Union
- Scholz C., L. Sykes y Y. Aggarwal (1973).** *Earthquake Prediction - a physical basis*. *Science*, 181, 803-810, 197.
- Sebrier, M., D. Huaman, J. Blanc, J. Machare, D. Bonnot y J. Cabrera (1985).** *Observaciones acerca de la neotectónica del Perú*. IGP-LGDI Proy. Sisra, Grupo. Peruano de Neotectónica, 96 pp.
- Sebrier, M., J. Mercier, J. Machare, D. Bonnot, J. Cabrera y J. Blanc (1988).** *The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Peru*. *Tectonics*. 7, 895-928.
- Shebalin P., V. Keilis-Borok, I. Zaliapin, S. Uyeda, T. Nagao y N. Tsybin (2004).** *Short-term advance prediction of the large Hokkaido earthquake, 25 September 2003, magnitude 8.1: a case history*. *Phys. Earth Planet. Int.*
- Stauder, W. (1973).** *Mechanisms and distribution of chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate*. *J. Geophys. Res.*, 78, 5033-5061.
- Stauder, W. (1975).** *Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity*. *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1065, 1975.
- Stuart W. (1974).** *Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors*. *Geophys. Res. Lett.* 1, 261. 1974.
- Sykes, L. (1971).** *Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians*, *J. Geophys. Res.*, 76, 8021-8041, 1971.
- Sykes, L. y S. Nishenko (1984).** *Probabilities of occurrence of large strike rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto, and Imperial faults, California, 1983-2003*, *J. Geophys. Res.*, 89, 5905-5927, 1984.
- Tavera, H. y Buforn E. (1998).** *Sismicidad y Sismotectónica de Perú*. En A. Udías y E. Buforn (Editores): *Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sur América*. *Revista Física de la Tierra, Universidad Complutense de Madrid*, Núm. 10, 187-219.
- Tavera H. y Buforn E. (1998).** *Seismicity and sismotectonics of Peru*. E.G.S. XXIII General Assembly (April), Nice, Francia. Tavera H. y Buforn E. (1998). *Sismicidad y sismotectónica de Perú*. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica (Febrero), Almería, España.
- Tavera H. y Buforn E. (1997).** *Seismic sources of earthquakes in Peru*. E.G.S. XXII General Assembly (April), Viena, Italia. Vargas, G. (1922). *Monografía de Arica*. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Perú*, 63-77.

- Tavera, H. (1995).** *Mecanismo focal de terremotos en Perú: Terremoto del 30 de Mayo de 1990 y 18 de Abril de 1993. Tesis de Maestría. Universidad Complutense de Madrid, España, 120 pp.*
- Tavera, H. (1998).** *Mecanismo focal de terremotos en Perú y Sismotectónica. Tesis Doctoral, PhD. Universidad Complutense, Madrid, 400 pp.*
- Tavera H. y I. Bernal (2002).** *Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú. Monografía en: Instituto Geofísico del Perú.*
- Tavera H. y I. Bernal (2009).** *Mapa de distribución terremotos superficiales, intermedios y profundos 1964-2008. Instituto Geofísico del Perú – IGP, Diciembre 2009.*
- Tavera, H. and, I. Bernal (2005).** *Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú N° 6, 89-102*
- Tavera H. y C. Agüero (2001).** *Catálogo Sísmico del Perú 1471 – 1982 - Versión Revisada y Actualizada. Instituto Geofísico del Perú (CNDG-Sismología). 2001*
- Tavera H. y C. Agüero (2010).** *Catálogo Sísmico del Perú para el periodo 1961-2010. Boletín del CNDG-IGP, Lima - 2010*
- Traskin, V. (1985)** in *Physical and Chemical Mechanics of Natural Dispersed Systems (Moscow Univ., Moscow), pp. 140– 196*
- Vigny, C. (2009).** *The Earthquake of Padang, Sumatra of 30 September 2009: Scientific Information and Update. Geoscience Dept., Ecole Normale Supérieure.*
- Vilkovich, E. y M. Shnirman (1982).** *Epicerter Migration Waves: Examples and Models. Vychisl. Seismol. 14, 27-37*
- Vilkovich, E. y M. Shnirman (1979).** *An Algorithm for Establishing the Migration of Strong Earthquake. Vychisl. Seismol. 12, 37-44*
- Wakita, H., Y. Nakamura y Y. Sano (1986).** *Short-term and intermediate-term geochemical precursors. Pure Appl. Geophys. 126, 267–278*
- Whitcomb J., Garmany J. Y Anderson D. (1973).** *Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. Science, 180, 632-635, 1973*
- Wyss, M. (1991).** *Evaluation of proposed earthquake precursors, Am. Geophys. Union, Washington, DC, 94 pp.*
- Wyss, M. (1997).** *Second round of evaluation of proposed earthquake precursors, Pure appl. Geophys., 149, 3-16.*
- Yamashita, T. y L. Knopoff (1992).** *Model for intermediate-term precursory clustering of earthquakes. J. Geophys. Res. 97, 19873- 19879.*
- Zachariasen M., K. Sieh, F. Taylor, R. Edwards y W. Hantoro (1999).** *Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: Evidence from coral micro-atolls. Journal of Geophysical Research; 104:895-919.*

ANEXOS

Trabajos de Investigación desarrollados por el autor en la Dirección de Sismología del Instituto Geofísico del Perú:

Anexo A

Flores C. (2010). Análisis de los diferentes Métodos Geofísicos usados para la Predicción de Terremotos. Compendio de Trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante el año 2009. Dirección de Asuntos Académicos, Biblioteca –IGP. Vol. 11 (2010), Lima, pp. 9-21

Anexo B

Flores C. y H. Tavera (2010). Análisis de Tiempos de Incrementos de Probabilidad (TIP'S) de Ocurrencia de Grandes Terremotos en el Perú: Aplicación del Algoritmo M8.(Avances). XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú. Pub. Esp. N°9 (2010), Cusco, pp. 1200-1207