

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



**“ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL
DE LA SISMICIDAD Y LAGUNAS SÍSMICAS PRESENTES EN
EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA”**

Presentado por la Bachiller:

Sonia Estephanie Ramos Chura

Para optar el Título de
Ingeniero Geofísico

Asesor Interno: **Dr. Armando Minaya Lizárraga**

Asesor Externo: **Dr. Hernando Tavera Huarache**

Arequipa – Perú

2017

*Dedicado a mi señor padre
David, a mi madre Gregoria
y a mis hermanas Janina,
Yesenia y Camila por su
constante apoyo y
confianza.*

AGRADECIMIENTOS

Al concluir el presente estudio, debo expresar mi agradecimiento a todas las personas que contribuyeron con la elaboración y finalización del mismo.

En primer lugar, quiero agradecerle a Dios por permitirme realizar y finalizar mi tesis sin ningún contratiempo, por haber iluminado mi camino, estando conmigo en todo momento y porque me permitió culminar mi carrera.

En especial a mis padres, David Ramos y Gregoria Chura, y mis hermanas Janina, Yesenia y Camila, por mostrar una Fe y confianza incondicional en mí persona, apoyándome y aconsejándome en la toma de decisiones difíciles para el desarrollo de mi vida profesional.

Asimismo, quiero expresar mi profundo agradecimiento al Dr. Hernando Tavera, Presidente Ejecutivo y Director de la Sub-dirección de Ciencias de la Tierra Sólida (CTS) del IGP, por su asesoramiento, consejos y paciencia. Por inculcarme el interés en la investigación y en la ciencia. Además de su disposición y buena voluntad de compartir su sabiduría y experiencia, respondiendo mis inquietudes en el campo de la sismología. Por instruirme en la filosofía del trabajo, enseñándome hacer las cosas bien hechas.

A los compañeros del área de Ciencias de la Tierra Sólida (CTS), por las experiencias compartidas, discusiones y dudas absueltas, y por ese buen ambiente de compañerismo que se sentía todos los días en nuestra área de trabajo.

Un agradecimiento especial al Dr. Armando Minaya por sus consejos y entereza, ya que sin ellos no hubiese podido lograr muchos de mis objetivos trazados en la culminación de mi etapa universitaria. Al Ing. Javier Ticona que gracias a su apoyo y paciencia logre llegar a buen término mi desarrollo profesional. A mis compañeros de la universidad Estela Centeno, Juan Victor Talavera, Juan Carlos Paco, Kelly Pari y Santiago Juárez, mi agradecimiento por su amistad incondicional y compañerismo durante nuestra vida universitaria llena de experiencias positivas y negativas y de recuerdos que perduraran en mi por siempre.

Finalmente, mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Agustín (UNSA) y a los catedráticos de la escuela profesional de Ingeniería Geofísica, por las enseñanzas impartidas durante mi formación académica.

INDICE

INDICE DE FIGURAS

INDICE DE TABLAS

RESUMEN

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO	4
1.1.1. Objetivo General	4
1.1.2. Objetivos Específicos	4
1.2 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA	5
1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	5
1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
CAPITULO II: CONTEXTO GEODINÁMICO DEL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA	7
2.1. INVESTIGACIONES PREVIAS DE LA PLACA DE NAZCA	11
2.2. RASGOS TECTONO-ESTRUCTURALES	13
2.2.1. Las Dorsales Oceánicas	13
2.2.2. Fosa Perú-Chile	13
2.2.3. La Dorsal de Nazca	14
2.2.4. Fractura de Mendaña (MFZ)	14
2.2.5. La Cordillera de los Andes	15
2.2.6. Cadena Volcánica	15
2.2.7. Los sistemas de Fallas	15
CAPITULO III: SISMICIDAD Y TECTÓNICA	17
3.1. TECTÓNICA DE PLACAS	17
3.2. TIPO DE MÁRGENES DE PLACAS	18
3.2.1. Márgenes de Extensión (Divergente)	18
3.2.2. Márgenes de Subducción (Convergencia)	18
3.2.3. Márgenes de Transformación	19
3.3. SISMICIDAD GLOBAL	19
3.4. CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA	21
3.4.1. Colombia	23
3.4.2. Ecuador	29
3.4.3. Perú	34
3.4.4. Chile	39
CAPITULO IV: PREDICCIÓN DE TERREMOTOS	43
4.1. ETAPAS DEL PROCESO DE UN TERREMOTO	44

4.1.1. Etapa Inter-sísmica	45
4.1.2. Etapa Pre-sísmica	45
4.1.3. Etapa Co-sísmica	45
4.1.4. Etapa Post-sísmica	45
4.2. PRECURSORES	45
4.3. CLASIFICACIÓN DE LOS PRECURSORES	47
4.3.1. Precursores de Primera Clase	48
4.3.2. Precursores de Segunda Clase	49
4.3.3. Precursores de Tercera Clase	49
4.4. MÉTODOS PARA LA PREDICCIÓN DE TERREMOTOS	49
4.4.1. Métodos Estadísticos	50
4.4.2. Métodos Geofísicos	51
4.5. TIPOS DE PREDICCIÓN	52
4.5.1. Predicciones a Largo Plazo	52
4.5.2. Predicciones a Plazo Intermedio	52
4.5.3. Predicciones a Corto Plazo	52
4.6. PROGRAMAS PARA EL PRONÓSTICO DE TERREMOTOS	53
4.6.1. Programa Japonés	53
4.6.2. Programa Americano	54
4.6.3. Programa Soviético	55
4.6.4. Programa Chino	56
CAPITULO V: LAGUNAS SISMICAS	57
5.1. METODOLOGÍA	57
5.1.1. Hipótesis de Laguna Sísmica	59
5.1.1.1. Historia	59
5.1.2. Terremotos pequeños característicos	61
5.1.3. Hipótesis Modificada sobre Laguna Sísmica	61
5.1.4. Desafío del Modelo de Laguna Sísmica	62
5.2. DISTRIBUCIÓN DE LAGUNAS SÍSMICAS A NIVEL MUNDIAL	63
5.2.1 Zonas de Alto Potencial	64
5.2.2 Zonas de Potencial Intermedio	64
5.2.3 Zonas con Información Incompleta	65
5.2.4 Zonas con Deslizamiento Sub-paralelos	65
5.2.5 Zonas sin Información	65
5.2.6 Zonas con Bajo Potencial	65
5.3 GRANDES TERREMOTOS EN EL SIGLO XXI A NIVEL MUNDIAL	65
5.3.1 Terremoto de Sumatra (9.2Mw), 2004	66
5.3.2 Terremoto de Chile (8.8Mw), 2010	68

5.3.3 Terremoto de Japón (9.0 Mw), 2011	69
CAPITULO VI: ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE GRANDES SISMOS HISTORICOS E	
INSTRUMENTALES DEL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMERICA	71
6.1. RECOPIACIÓN DE DATOS	72
6.1.1. Catálogo de CERESIS	72
6.1.2. Catálogo del NEIC	73
6.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD	73
• Sismos con foco superficial	74
• Sismos con foco intermedio	77
• Sismos con foco profundo	78
CAPITULO VII: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS AREAS DE RUPTURA Y LAGUNAS	
SISMICAS EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA	82
7.1. Siglos XVI, XVII, XVIII	84
7.2. Siglos XIX, XX, XXI	86
CAPITULO VIII: DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN	88
CONCLUSIONES	
RECOMENDACIONES	
BIBLIOGRAFÍA	

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA 1. Mapa de la zona de estudio.....	06
FIGURA 2. Imagen del proceso de convergencia de la Placa de Nazca (Oceánica) y la Sudamericana (Continental).....	08
FIGURA 3. Esquema del proceso de evolución de la Cordillera de los Andes según Megard (1978), Dalmayrac et al (1981) y Sebrier et al (1985).....	10
FIGURA 4. Fragmentación de la Placa Farallón en Placa de Nazca y Placa de Cocos.....	11
FIGURA 5. Principales características geofísicas de los Andes.	12
FIGURA 6. Mapa de los principales rasgos tectónicos presentes en la placa de Nazca y el borde Occidental de Sudamérica.....	16
FIGURA 7. Distribución de las principales placas tectónicas a nivel mundial.	18
FIGURA 8. Principales límites de las placas tectónicas en el mundo.....	19
FIGURA 9. Mapa Global de distribución de los sismos.....	20
FIGURA 10. Distribución de los últimos diez grandes terremotos ocurridos en el Cinturón de Fuego del Pacífico desde 1900 hasta el 2011.....	21
FIGURA 11. Distribución de la sismicidad histórica de Colombia desde el siglo XVI.....	26
FIGURA 12. Mapa Sísmico de Colombia, del periodo de 1960 – 2016.....	28
FIGURA 13. Mapa de la sismicidad histórica de Ecuador desde 1541.....	31
FIGURA 14. Mapa Sísmico de Ecuador, del periodo de 1960 – 2016.....	33
FIGURA 15. Distribución de la actividad sísmica del Perú (1513 y 1959).....	36
FIGURA 16. Mapa Sísmico del Perú, del periodo de 1960 – 2016.....	38
FIGURA 17. Distribución de sismos históricos de Chile con relación al lugar y al tiempo.....	40
FIGURA 18. Mapa Sísmico del Chile, del periodo de 1960 – 2016.....	42
FIGURA 19. Comportamiento dentro del ciclo sísmico: Inter-sísmico, Pre-sísmico, Co-sísmico y Post-sísmico	46

FIGURA 20. Evaluación o clasificación de las predicciones considerando el tiempo y el espacio del pronóstico de terremotos	49
FIGURA 21. Evaluación y clasificación de los precursores considerando el tiempo y el espacio del pronóstico de terremotos.....	53
FIGURA 22. Laguna Sísmica presente en la zona Sur del Perú y Norte de Chile.....	59
FIGURA 23. Modelo de la Teoría del Rebote Elástico, propuesto por Reid (1906).....	60
FIGURA 24. Mapa de lagunas sísmicas para el Cinturón de Fuego del Pacífico.....	64
FIGURA 25. Mapa de lagunas sísmicas en la trinchera de Sudán.....	67
FIGURA 26. Mapa de lagunas sísmicas y distribución de áreas de ruptura de grandes terremotos en Chile.....	69
FIGURA 27. Distribución de grandes terremotos ocurridos en Japón.....	70
FIGURA 28. Distribución espacial de los epicentros de los sismos de foco superficial en el borde occidental de Sudamérica, para el periodo de 1960 – 2016.....	75
FIGURA 29. Distribución espacial de los epicentros de los sismos de focos intermedios y profundos en el borde occidental de Sudamérica.....	79
FIGURA 30. Esquema 3D para la geometría de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana frente al borde Oeste del Perú.....	80
FIGURA 31. Esquema tridimensional de la Placa de Nazca que subduce bajo la Sudamericana.....	81
FIGURA 32. Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos durante los siglos XVI, XVII y XVIII.....	85
FIGURA 33. Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos durante los siglos XIX, XX y XXI.....	87
FIGURA 34. Grandes sismos en función de su ubicación en latitud, fecha de ocurrencia y longitud de ruptura.....	89
FIGURA 35. Distribución temporal de los grandes sismos y de las lagunas sísmicas en el borde Occidental de Sudamérica.....	92
FIGURA 36. Mapa de ubicación de las 10 posibles Lagunas Sísmicas.....	96

INDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1.- Duración estimada para la ocurrencia de los grandes fenómenos tectónicos que preceden a un sismo.....	08
Tabla 2.- Efectos ocasionados por los sismos de acuerdo a su magnitud.....	10
Tabla 3.- Sismos Históricos más destacados con efectos macrosismicos en Colombia.....	25
Tabla 4.- Sismos Históricos del Ecuador con intensidades mayores a VIII.....	30
Tabla 5.- Lista de precursores evaluados por Rikitake (1975).....	48
Tabla 6.- Parámetros hipocentrales de los grandes sismos ocurridos en el Borde Oeste de Sudamérica desde el año 1500 ($M_w \geq 8$).....	83

RESUMEN

En el presente estudio se hace uso de la información contenida en los catálogos sísmicos de Colombia, Ecuador, Perú y Chile (1500 al 2016), para analizar y evaluar la distribución Espacio - Tiempo de las áreas de ruptura asociadas a grandes sismos ocurridos en el borde Occidental de Sudamérica, lo cual permitirá identificar la presencia de las denominadas *“lagunas sísmicas”*.

Los resultados muestran que en el borde Occidental de Sudamérica existen hasta 10 lagunas sísmicas que en el futuro darían origen a sismos de gran magnitud. Estas lagunas sísmicas se encuentran entre las áreas de ruptura de los siguientes sismos: hacia el extremo Norte del sismo de 1979 en Colombia (440 km. de longitud); a lo largo de toda la zona costera de Ecuador (480 km. de longitud), en la región Norte del Perú (560 km de longitud), en la región Central del Perú, hacia el extremo Norte del terremoto del 2007 (470 km de longitud), entre los sismos del 2007 y 2001 en el extremo Sur del Perú (200 km. de longitud); entre los sismos del 2001 y 2014 al Sur del Perú y Norte de Chile (100 km. de longitud); entre los sismos del 2014 y 1995 al Norte de Chile (350 km. de longitud); entre los sismos de 1995 y 2015 al Norte y parte Central de Chile (570 km. de longitud); entre los sismos del 2015 y 2010 al Centro de Chile (200 km. de longitud); y finalmente, al Sur del terremoto de Chile del 2010 (más de 1000 km. de longitud). Esta última involucra a la gran laguna sísmica del terremoto de 1960 (9.5 Mw).

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Los movimientos sísmicos no conocen de fronteras, especialmente en Sudamérica, donde el proceso de convergencia de placas está en la capacidad de afectar, a la vez y con similar intensidad, a diversos países ubicados en el borde Occidental de Sudamérica. La corteza terrestre está conformada por capas delgadas que alcanzan espesores entre los 70 Km bajo las grandes cordilleras y de 10 a 15 km bajo los océanos. Estas placas denominadas como “Placas Tectónicas” son de vital importancia en estudios sísmicos detallados, ya que en sus fronteras se producen la mayoría de sismos en el mundo. La actividad sísmica que se genera en Sudamérica se debe esencialmente a la convergencia entre las placas de Nazca (Oceánica) y Sudamericana (Continental), un caso especial es el que presenta Colombia ya que en ella influyen tres importantes placas tectónicas, las placas de Nazca, Caribe y Sudamericana, sin despreciar la cercanía que tiene el extremo Noroccidente del país con la Placa de Cocos en Centro América.

El borde Oeste de Sudamérica constituye una de las fuentes sismogénicas más importantes del mundo y esto se debe a la velocidad con la que convergen las placas de Nazca y la Sudamericana, a razón de 8cm/año (DeMets et al, 1990; Norabuena et al, 1999). Es importante mencionar que la mayoría de países que conforman Sudamérica forman parte del Cinturón o Anillo de Fuego del Pacífico, también conocido como Cinturón Circumpacífico, el cual agrupa a todos los países que bordean a las costas del Océano Pacífico y se caracterizan por concentrar algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo, lo que ocasiona una intensa actividad sísmica y volcánica.

A inicios de la sismología moderna, muchos investigadores han tenido y aún siguen teniendo como principal objetivo, encontrar una metodología que permita la predicción a corto plazo, saber en dónde ocurriría el próximo gran evento sísmico, lo que permitiría reducir de manera significativa la pérdida de vidas humanas y económicas debido a estos sismos. Para poder resolver el problema, es necesario contar con un modelo teórico que explique la formación y la secuencia de los terremotos.

Diferentes autores como Reid (1910), Mogi (1962), Scholz et al (1973), Stuart (1974), Das y Aki (1977), Kanamori y Stewart (1978), Keilis y Borok (1990) y Soloviev (2003), han elaborado diferentes modelos basados en el análisis de algunos parámetros geofísicos como la sismicidad y la deformación del suelo. Hoy en día, estos modelos son constantemente evaluados y utilizados en diferentes estudios para poder explicar de manera consistente, el complejo proceso que ocurre en el interior de la tierra, estudiado de manera indirecta por medio de la observación de algunos fenómenos geofísicos que ocurren en la superficie del suelo.

Este tipo de trabajos comienzan con la descripción simple y general del origen de los terremotos en la zona de estudio, su distribución en el espacio y su frecuencia en el tiempo, para luego poder evaluar e identificar diferentes variaciones drásticas que se presentan en uno o varios parámetros geoquímicos, geofísicos, sismológicos, etc. antes de la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, para que luego estos cambios sean probados con otros sismos y así poder desarrollar un método eficaz de predicción.

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 ser lo más corto y más certero posible (horas o días). Los sismos suelen ocurrir de manera imprevista, la gran cantidad de energía que liberan ha sido acumulada durante varios años de anticipación en el interior de la tierra. Hasta hoy, los científicos no cuentan con un método eficaz de medir esta energía acumulada para poder determinar los niveles críticos para la ocurrencia de sismos.

Por ese motivo, los estudios sobre la predicción de los terremotos se basan en la medición de cambios en algunos parámetros sismológicos, geofísicos y geoquímicos en la superficie de la tierra.

Algunos de estos parámetros son el coeficiente de 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, la radiación infrarroja, patrón de frecuencia y distribución sísmica, comportamiento animal, etc. Por otro lado, existen métodos probabilísticos que realizan el análisis estadístico de una base de datos, como los catálogos sísmicos, los cuales son tratados y analizados para luego ser evaluados considerando sus magnitudes, energía liberada y distribución Espacio-Tiempo.

La característica principal de la sismicidad global y regional, es el de presentar eventos sísmicos, contenidos dentro de un rango de magnitud, con tiempos de recurrencia lo suficientemente cortos (días o semanas), lo cual permite recaudar información importante, que es evaluada y analizada con el fin de encontrar una relación entre los eventos sísmicos de magnitudes moderadas y la ocurrencia de eventos de magnitudes mayores (Wyss, M., 1997). Históricamente, en el borde Occidental de Sudamérica han ocurrido grandes sismos, como en el año 1868 (Perú) con una magnitud aproximada de 9.0 Mw, ocasionando daños considerables en la costa Sur del Perú y Norte de Chile; el sismo del Sur de Chile en 1960 con una magnitud de 9.5 Mw que originó uno de los tsunamis más dañinos conocidos a nivel mundial. En general, para estos sismos se estima un periodo de retorno mayor a 200 años (Tavera y Bernal, 2005).

A la fecha se han propuesto metodologías basadas en estudios de Geodesia e Interferometría para intentar conocer la ubicación de las nuevas áreas comprometidas en generar en el futuro nuevos sismos; pero aun así, el método de análisis Espacio – Tiempo de ocurrencia de grandes sismos en el pasado resulta ser una herramienta importante para identificar estas zonas, tal y como lo sustenta y discute Kelleher, (1972) y McCann y Nishenko, (1979). Para el Perú por ejemplo, un estudio reciente realizado por Tavera y Bernal (2005), analiza la ocurrencia y recurrencia de los sismos de gran magnitud, basados en la evaluación temporal de las llamadas “Lagunas Sísmicas”. Por ejemplo, los autores identificaron la presencia de una importante laguna sísmica frente a las costas de Ica, ocurriendo con el tiempo el terremoto de Pisco en el 2007.

Ahora en este estudio, se pretende realizar el análisis Espacio – Tiempo de la ocurrencia de grandes sismos en el borde Occidental de Sudamérica a fin de construir su historia y evaluar la posibilidad de identificar la presencia de nuevas lagunas sísmicas, lo cual será de utilidad para futuras investigaciones y actividades de Gestión de Riesgos de desastres, tal y como se viene aplicando en el Perú.

La presente investigación se encuentra organizada de la siguiente manera: En el Capítulo I, se realiza una breve introducción acerca de los alcances obtenidos en cuanto a predicción de terremotos, se menciona también los objetivos de la presente investigación y el área de estudio. En el Capítulo II, se describe la geodinámica y los rasgos tectono-estructurales presentes en el Borde Occidental de Sudamérica. En el Capítulo III, se realiza la descripción de las características de la Sismicidad Global y de los países que conforman el borde Occidental de Sudamérica. En el Capítulo IV, se hace una descripción de los principales aspectos considerados para la predicción de grandes terremotos, su evaluación y desarrollo en el tiempo. En el Capítulo V, se realiza la descripción de las denominadas “Lagunas Sísmicas”, siendo un método de predicción a largo plazo.

En el Capítulo VI, se efectúa el análisis y la evaluación de los grandes sismos históricos e instrumentales ocurridos en el borde Occidental de Sudamérica. En el Capítulo VII, se realiza un análisis de la distribución espacial de las áreas de ruptura que generaron los sismos de magnitud mayor e igual a 8 Mw, así como también la distribución espacial de las Lagunas Sísmicas presentes en el borde Occidental de Sudamérica. En el Capítulo VIII, se lleva a cabo la discusión de los resultados obtenidos en esta investigación y a su vez, se hace la interpretación correspondiente. Finalmente, se presentan las conclusiones que se han obtenido en este estudio.

1.1. OBJETIVOS DEL ESTUDIO.-

1.1.1. OBJETIVO GENERAL.-

- Analizar y evaluar la distribución espacial de la sismicidad que se presenta en el borde Occidental de Sudamérica, para construir su historia Espacio – Tiempo a fin de identificar la ubicación de las principales Lagunas Sísmicas que se encuentran en el borde Occidental de Sudamérica, y así determinar la posible recurrencia de grandes sismos de magnitudes mayores e iguales a 8 Mw.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.-

- Identificar las zonas de mayor actividad sísmica en Sudamérica.
- Construir la historia Espacio – Tiempo de los sismos de magnitud ≥ 8 que se presentaron en el borde Occidental de Sudamérica.

- Analizar la distribución espacial de las áreas de rupturas de los sismos de gran magnitud en el borde Occidental de Sudamérica.
- Evaluar la recurrencia sísmica de grandes eventos.
- Identificar la ubicación de posibles Lagunas Sísmicas.

1.2. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA. -

El análisis y evaluación de la historia espacio – tiempo de los eventos sísmicos que ocurrieron en el borde Occidental de Sudamérica, es de vital importancia para lograr identificar la presencia de las llamadas Lagunas Sísmicas, las mismas que darían origen en el futuro a nuevos sismos que podrían alcanzar magnitudes iguales o mayores a sus predecesores. Este conocimiento es de importancia a fin de que los países posiblemente afectados tomen las medidas necesarias para evitar pérdidas humanas y materiales como consecuencia de estos grandes eventos sísmicos.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA. -

Existe información histórica, tanto observacional e instrumental, de los diferentes sismos que se han presentado a lo largo de la Costa Oeste de Sudamérica, como por ejemplo el de Ecuador en 1797 con una magnitud de 8.3 Mw, el de Colombia en 1906 con una magnitud de 8.8 Mw, el de Perú ocurrido en 1868 con una magnitud de 9.0 Mw, el de Chile en 1960 con una magnitud de 9.5 Mw. Estos sismos representan a los de mayor magnitud, ocurridos a lo largo de la historia de Sudamérica. Cabe mencionar que cada uno de estos sismos pueden representar el inicio de una Laguna Sísmica, puesto que a la fecha estos no se han repetido; es decir, que el área de ruptura que generaron cada uno de estos sismos no han sido igualados ni en dimensión ni en magnitud; dentro de un determinado intervalo de tiempo, por otros sismos ocurridos recientemente.

Desde un punto de vista formal, el problema puede ser formulado con la siguiente pregunta: ***¿Qué posibilidad de ocurrencia tendrá un sismo de magnitud ≥ 8 en Sudamérica y cuál sería su posible ubicación?*** La ciencia ha intentado dar respuesta a esta interrogante, el cual ha sido el tema de interés de muchos investigadores. A la fecha, nuevos campos de investigación como la Geodesia Espacial y la Interferometría han dado resultados y aportes importantes; pero la metodología de las Lagunas Sísmicas, sigue siendo aplicado y es válido para dar respuesta a esta pregunta. El método simplemente permite reconstruir la historia Espacio – Tiempo de los grandes sismos para estimar su periodo de retorno o al menos la ubicación de las Lagunas Sísmicas.

1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.-

El siguiente estudio se realizó en el borde occidental de Sudamérica, y abarca las zonas costeras de los países de Colombia, Ecuador, Perú y Chile. El área que abarca la zona de estudio, está delimitado por el Norte con el mar Caribe, por el extremo Sur con el océano Antártico, por el Este con los países de Venezuela, Brasil, Bolivia y Argentina; y por el lado Oeste con el océano Pacífico respectivamente (Ver Figura 1).

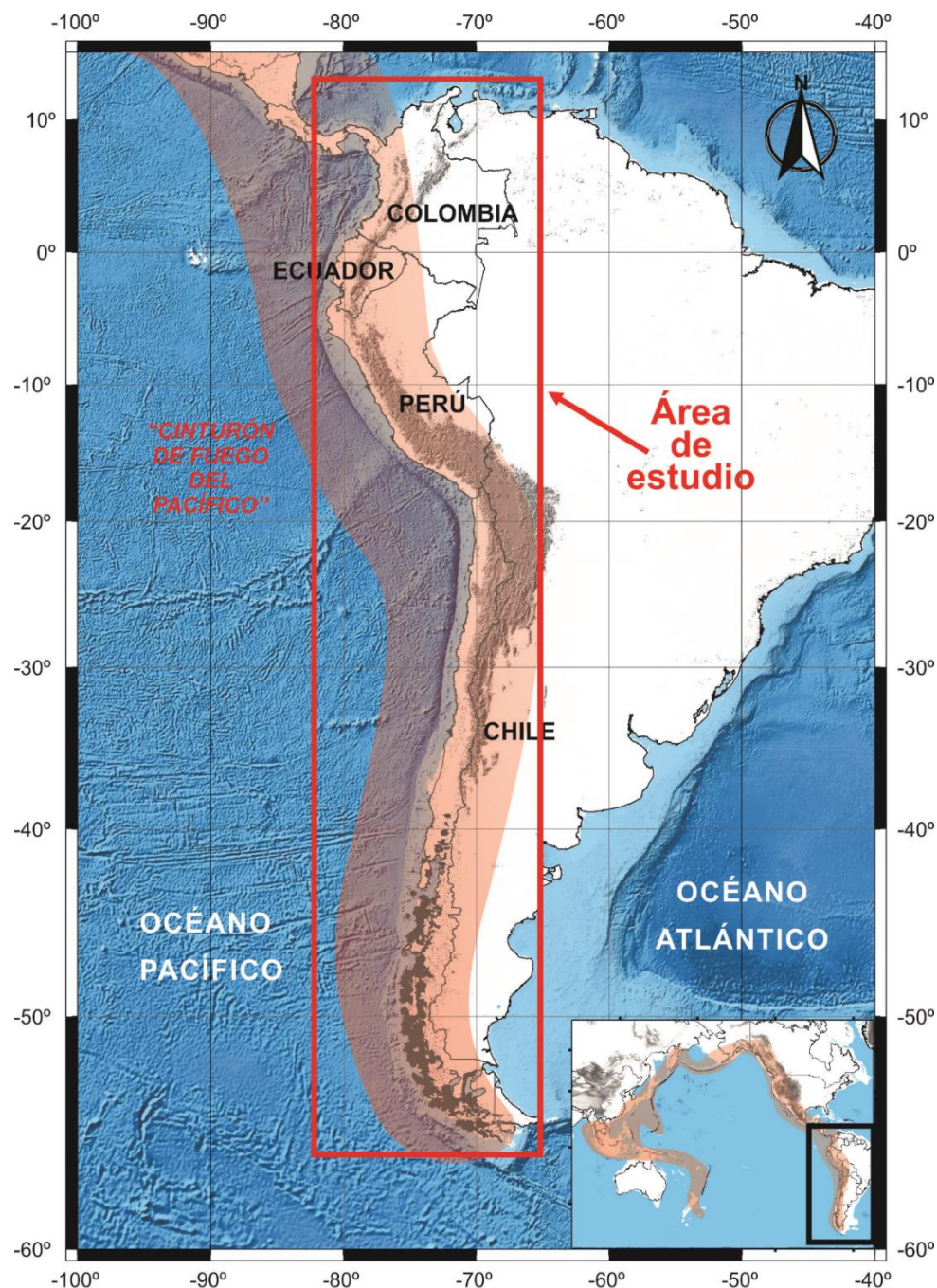


FIGURA 1. Países que integran el área de estudio.

CAPITULO II

CONTEXTO GEODINAMICO DEL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

El contorno geodinámico del borde Occidental de Sudamérica es muy complejo, este tiene su origen en la interacción de la placa de Nazca y Sudamericana, la misma que es causante de la continua deformación de la corteza continental hasta la formación de la Cordillera de los Andes, los sistemas de fallas, las cadenas de volcanes, etc. En la actualidad, esta interacción de placas es acompañada por diversos y grandes rasgos tectónicos (Dewey y Bird, 1970; Dickinson, 1971; Audebaud, et al, 1973), que definen la geodinámica de todo el borde Occidental de Sudamérica, tal como se muestra en la *Figura 2*. El proceso conocido como subducción, produjo el arrugamiento y levantamiento del margen continental durante un periodo orogénico muy complejo hasta formar una superficie topográfica muy accidentada y cuyo resultado final fue la formación de una cadena montañosa que se extiende, de Norte a Sur, a lo largo de todo el borde Oeste de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, siendo conocida como “*La Cordillera de los Andes*”.

Esta cordillera fuertemente deformada, comprende un conjunto de diversas estructuras, como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa peruano-chilena y el llano Amazónico. El periodo orogénico durante el cual se produjo la formación de la Cordillera Andina pudo tener una duración de aproximadamente 10 millones de años en promedio; es decir, menor tiempo que el considerado para dar origen a las placas tectónicas y mayor que el necesario para la formación de los grandes sistemas de fallas, tal como se muestra en la *Tabla 1*.

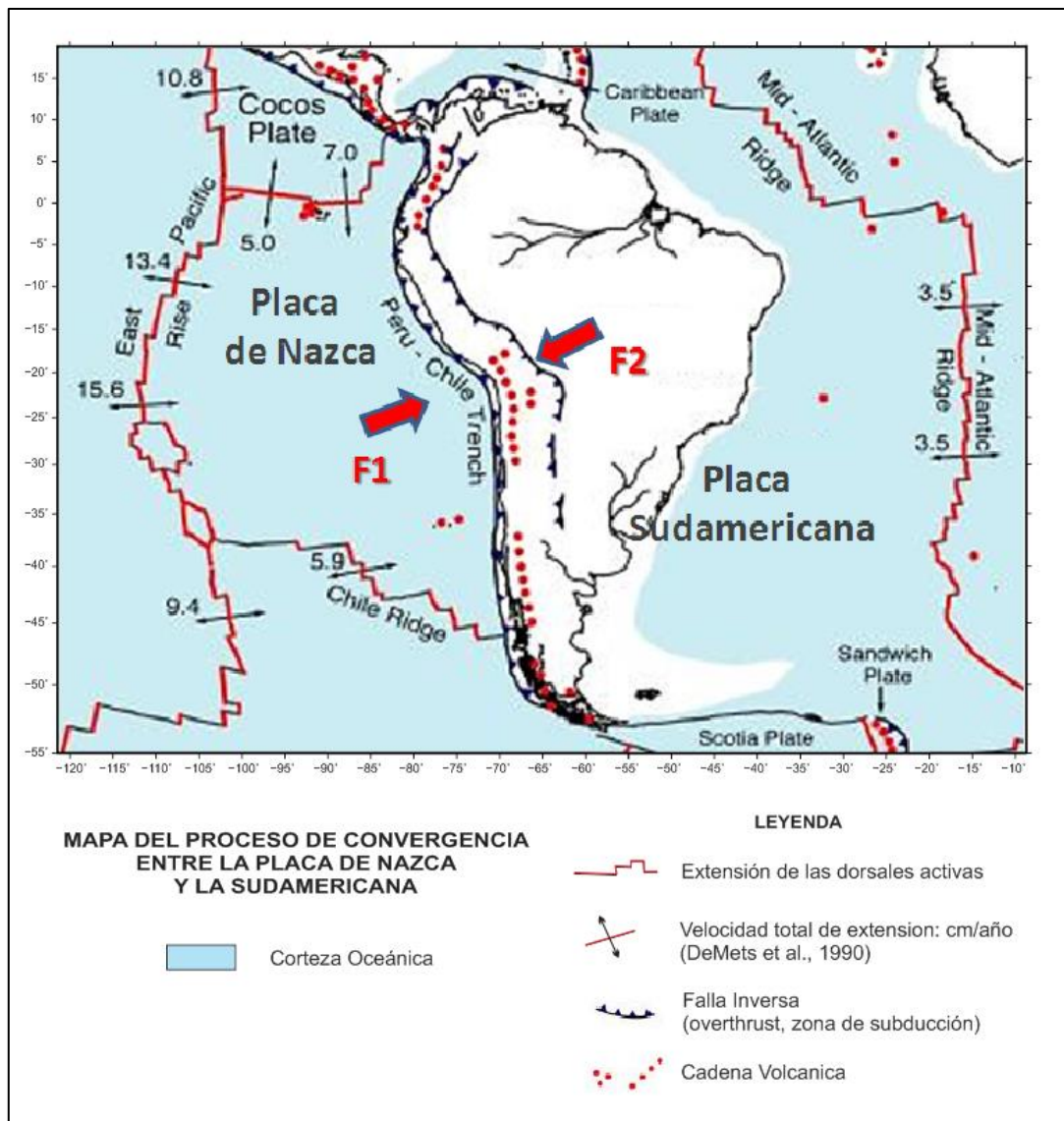


FIGURA 2.- Imagen del proceso de convergencia de la Placa de Nazca (Océánica) y la Sudamericana (Continental). F1 y F2 indica la dirección de desplazamiento de las placas, DeMets et al (1990). (Fuente: NASA).

DURACIÓN	FENÓMENOS
100 Ma	Tectónica de placas
1 - 10 Ma	Formación de la cadena de Montañas en Frontera de placas
1000 a - 1 Ma	Formación de Grandes Fallas
100 - 1000 a	Periodo de Recurrencia de Grandes Sismos
1 - 100 a	Formación Geodésica alrededor de Fallas
1 a - 1 día	Posibilidad de Fenómenos Precursores
1 - 100 seg.	Duración de la Ruptura Sísmica

Tabla 1.- Duración estimada para la ocurrencia de los grandes fenómenos tectónicos que preceden a un sismo.

La formación de la Cordillera Andina fue acompañada por una sucesión de periodos de subsidencias y levantamientos relacionados con regímenes tectónicos de extensión y compresión que produjeron consecuentemente el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Según Megard (1978), Dalmayrac et al (1981) y Sebrier et al (1985), todo el proceso geodinámico que se ha presentado específicamente en el Perú, se ha desarrollado en dos periodos claramente identificados por los diferentes acontecimientos geológicos que en ellos ocurrieron (*Figura 3*). El primer periodo se desarrolla, durante el Paleozoico y se caracteriza por producirse en un régimen de deformación netamente extensional que fue perturbado por la ocurrencia de los siguientes sucesos (*Figura 3 a*):

- Variaciones en la Velocidad del movimiento de las placas. Se asume que durante este periodo, la velocidad de la placa de Nazca era menor que la continental. En la actualidad, la placa de Nazca se desplaza a una velocidad de 8-10cm/año.
- Variaciones en la dirección de expansión de la corteza oceánica. En la actualidad, la placa de Nazca se desplaza en dirección NE.
- Presencia de obstáculos en el proceso de subducción. En la actualidad, el obstáculo más importante es la Dorsal de Nazca.
- Cambios en la densidad de la placa oceánica según su edad. Variaciones puestas en evidencia por estudios de Paliomagnetismo.
- Aumento en la capacidad de la fricción entre las superficies de la placa de Nazca y Sudamericana.

El segundo periodo, de evolución de la Cordillera Andina se produjo durante el Triásico-Pleistoceno (*Figura 3 b, c, d*) y se caracteriza por ser totalmente de régimen compresional con la consecuente formación y evolución de la Cordillera Andina hasta presentar los rasgos topográficos que restan hoy en día.

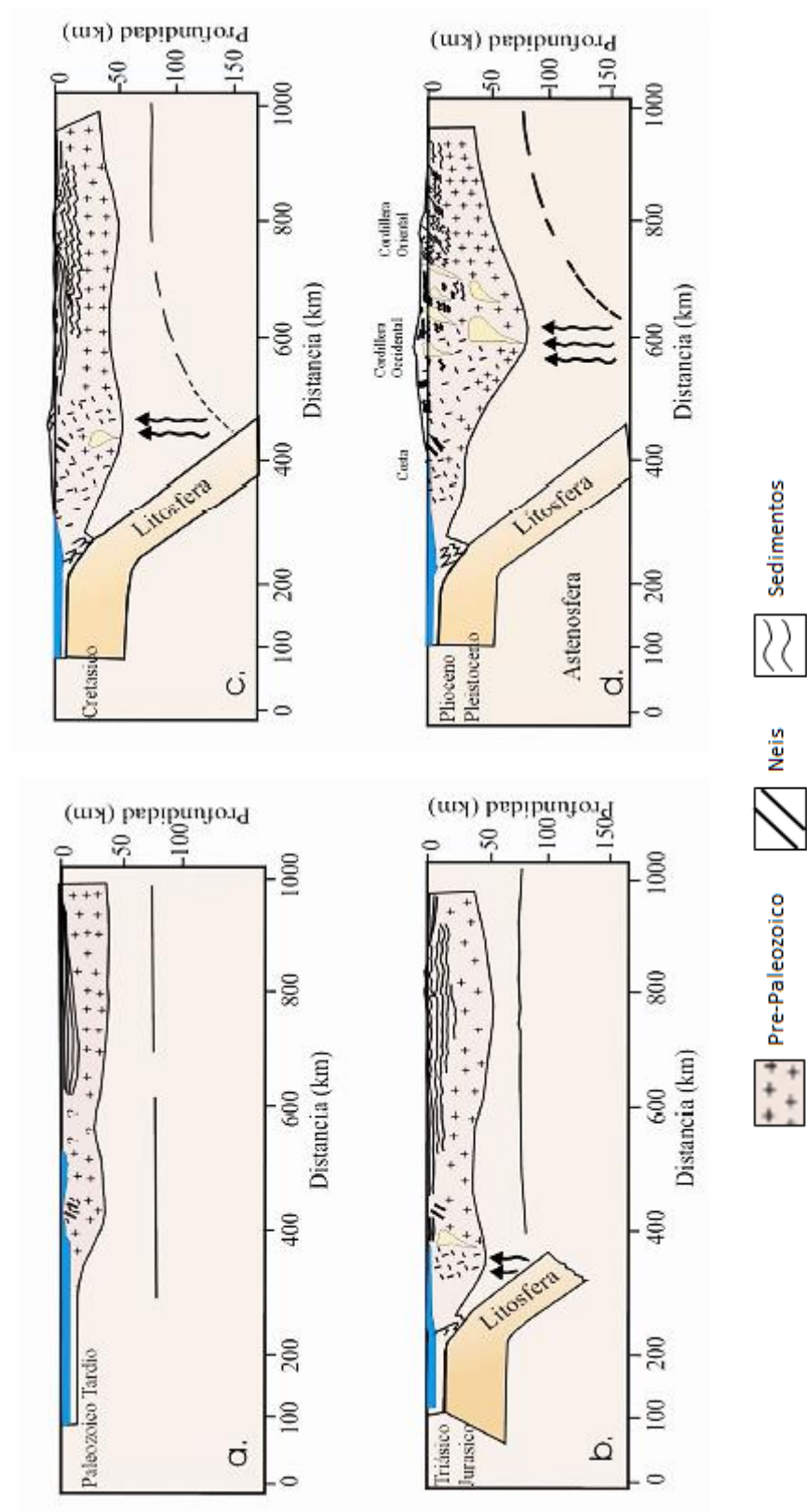


FIGURA 3.- Esquema del proceso de evolución de la Cordillera de los Andes según Megard (1978), Dalmayrac et al (1981) y Sebrer et al (1985). (a) Régimen extensional y (b) Régimen compresional.

2.1. INVESTIGACIONES PREVIAS DE LA PLACA DE NAZCA

Para entender el comportamiento de las Placas de Nazca y Sudamericana, es necesario conocer la historia de las mismas. Según estudios geofísicos marinos (Handschumacher, 1976), ambas Placas, provienen de una Placa más antigua que se encontraba en total subducción desde hace 25 Ma (Oligoceno), denominada *Placa Farallón*. Wortel & Cloetingh (1981) analizaron la magnitud del estado de esfuerzos en dicha placa para la época de 25 Ma, encontrando que se produjo la ruptura de esta en 2 partes: 1) La parte Norte, denominada actualmente “Placa de Cocos” y 2) La parte Sur, conocida como “Placa de Nazca”; una vez ocurrida la fragmentación, las placas cambiaron su dirección de desplazamiento (*Figura 4*). Pilger (1981), determinó que el movimiento relativo entre las Placas de Nazca y Sudamericana después de la división de la Placa Farallón en dos placas (Nazca y Cocos), permaneció esencialmente constante en los últimos 20 a 25 Ma. Sella *et al* (2002), usando datos GPS actuales determinaron que la Placa de Nazca posee una velocidad de convergencia; con respecto a la Placa Sudamericana “fija”, de aproximadamente 70 mm/año (*Figura 5*). Norabuena *et al* (1998), demostró una disminución del 10% de la velocidad de placas determinada por DeMets *et al*, (1990), quien determinó velocidades a partir de anomalías magnéticas del fondo marino. Sella *et al* (2002), determinó que ambas placas han ido desacelerando en los últimos 25 Ma, información que ha sido corroborada con datos geológicos actuales. Wortel (1984), para determinar las edades de la corteza oceánica analizó las anomalías magnéticas identificadas en la Placa de Nazca, confirmando que ellos varían de edad, y que coinciden con las principales zonas de fractura (Fractura de Grijalva, Fractura de Mendaña y fractura de Nazca).

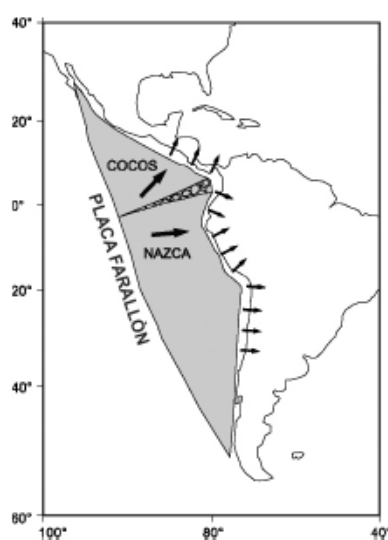


FIGURA 4. Fragmentación de la Placa Farallón en Placa de Nazca y Placa de Cocos. Los esfuerzos que empujan la Placa hacia la fosa son indicadas por las flechas (Modificado de Wortel, 1984).

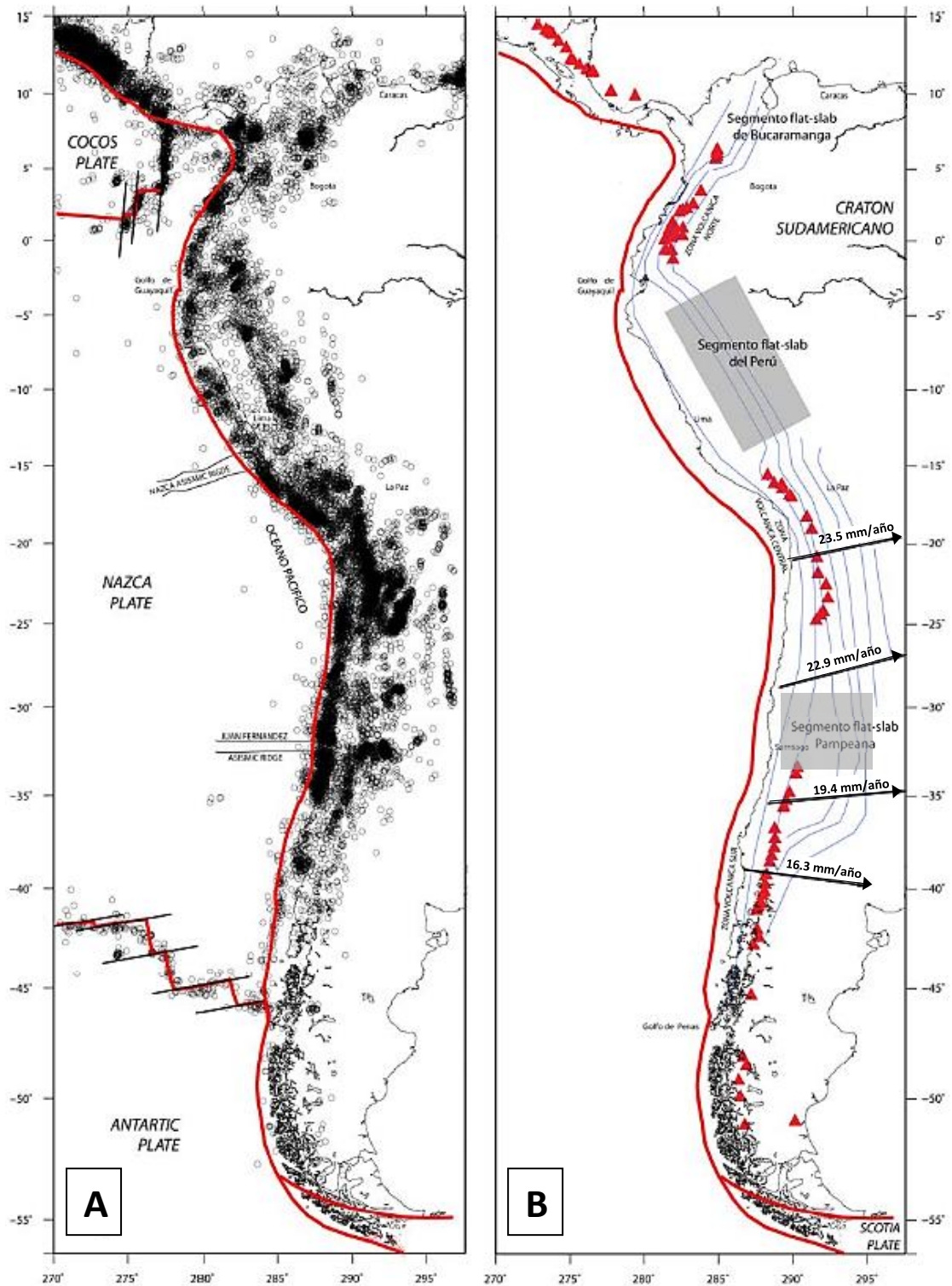


FIGURA 5. Principales características geofísicas de los Andes. A) Sismicidad presente en el borde Occidental de Sudamérica basada en datos de la Nacional Earthquake Information Center - U.S.G.S. B) Forma de la Placa oceánica subducida mostrada por líneas de contorno azules (Km), Cahill & Isacks (1992) y Pennington (1981); las flechas indican la tasa de convergencia en mm/año y el movimiento de Placa relativos a la Placa Sudamericana fija. El área gris sobre el Perú y Chile corresponde al segmento Flat slab (Subducción sub-horizontal). (Modificado de Ramos, 1999).

El buzamiento del *slab* debajo de los Andes varía con la latitud. En la *Figura 5 (b)*, se observa la región gris en el Perú (entre los 2° a 15° S), y la región gris en Chile (entre los 27° a 33° S), indicando los segmentos en donde la Placa de Nazca se encuentra en subducción por debajo de la Placa Sudamericana con un ángulo de buzamiento promedio de 10°, Barazangi & Isacks (1976).

2.2 RASGOS TECTONO-ESTRUCTURALES.

La Orogenia Andina ha hecho posible la generación de estructuras tectónicas como resultado de la convergencia de la Placa de Nazca y Sudamérica, siendo la más importante la Cordillera de los Andes. La Placa de Nazca posee estructuras tectónicas formadas en un contexto independiente con respecto a la Orogenia Andina. Muchos Autores han estudiado y descrito las estructuras de la Cordillera de los Andes y de la Placa de Nazca (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Macharé et al., 1986; Tavera, 1998), siendo sus principales características las siguientes (*Figura 6*):

2.2.1. Las Dorsales Oceánicas.

Son cordilleras submarinas que se elevan sobre el fondo oceánico y tienen su origen en antiguas zonas de generación de corteza: Dorsal de Carnegie (entre 32°S y 34°S), Dorsal de Nazca (entre 15°S y 24°S) y la Dorsal de Juan Fernández (entre 32°S y 34°S). La presencia de estas dorsales es importante dentro de los diferentes procesos sismotectónicos que se desarrollan en el borde occidental de Sudamérica.

2.2.2. Fosa Perú-Chile.

Esta margen activa corresponde al borde occidental de la Placa sudamericana que se encuentra en contacto con la Placa de Nazca, formando la Fosa Perú-Chile, el cual es un rasgo típico de zonas de convergencia de placas por procesos de subducción. Macharé et al. (1986), desarrollaron el estudio de la margen continental peruana, llegando a identificar la presencia de una ladera oceánica, una pequeña planicie de profundidad máxima por cuyo centro pasa el eje de la fosa, y una ladera continental ligeramente más empinada que la primera. Las variaciones de profundidad están asociadas al volumen de sedimentos que rellenan la fosa y a la presencia de una estructura transversal conocida como la Dorsal de Nazca (Teves y Evangelista, 1974).

La fosa tiene profundidades variables, que van de 4000m en el Golfo de Guayaquil, donde los principales ríos de la Cuenca del Pacífico favorecen el suministro de sedimentos y por lo tanto disminuyen la profundidad de la misma. Hacia el Sur frente a las Costas peruanas, alcanza niveles de 6000m en la zona Norte y Sur del Perú (Heras, 2002).

2.2.3. La Dorsal de Nazca.

La Dorsal de Nazca es una cordillera montañosa sumergida que se ubica frente al departamento de Ica ($14^{\circ}\text{S} - 16^{\circ}\text{S}$). Tiene una orientación NE-SO, perpendicular a la línea de Fosa. Se ha calculado que debido a la dirección de convergencia, esta Dorsal tiene un movimiento de “barrido” de Norte a Sur con respecto a la fosa y con una velocidad de 75 mm/a (Hampel, 2002; Macharé & Ortlieb, 1992). Posee un ancho de 200 Km, el cual disminuye hacia el SO, y con una altura promedio de 2000m sobre la superficie oceánica.

La Dorsal es asimétrica debido a los procesos geodinámicos que soporta, está compuesta de rocas volcánicas, cubierta por una capa sedimentaria de 300 a 400 m de espesor que disminuye a unas decenas de metros en la zona donde se subduce bajo el continente (Hampel, et al., 2004). Se estima que la Dorsal de Nazca tiene una edad promedio de 5 a 10 Ma (Marocco, 1980), estudios posteriores consideran la hipótesis de que la Dorsal debe su origen a una antigua zona de creación de corteza (Sébrier et al., 1988).

2.2.4. Fractura de Mendaña (MFZ)

La Fractura de Mendaña es una de las características tectónicas más importantes de la Placa de Nazca, posee una longitud de aproximadamente 1100 Km., extendiéndose entre los 10° y 13° de latitud Sur frente al departamento de Ancash, con una dirección NO, perpendicular a la fosa y una altura media de 1000m sobre la corteza oceánica (Bernal, 2002). Esta fractura está caracterizada por ser una zona anómala determinada por estudios gravimétricos y magnéticos (Yamako & Uyeda, 1990).

Un estudio realizado por Yeats y Heath (1976) sobre perforaciones de sedimento marino, observaron que una porción frontal de la Fractura se formó en un periodo temprano, con una tendencia extensional hacia el NE.

2.2.5. La Cordillera de los Andes.-

Es una cadena montañosa que se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, sobre una longitud de 8000 km. Presenta espesores que fluctúan entre 50 a 70 km. (James, 1971). La Cordillera de los Andes, es una de las formaciones orográficas más altas del mundo, segunda después del Himalaya, con alturas de hasta 6.959 m.s.n.m. (Nevado Aconcagua – Chile). Esta cordillera determina y condiciona territorios en 7 países: Chile, Argentina, Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela.

2.2.6. Cadena Volcánica.-

En Sudamérica las Cadenas Volcánicas se distribuyen en tres regiones, una al Norte de los 2° S con una orientación NE – SO (Ecuador), entre 16° - 20° S con una orientación NO – SE (Perú) y al Sur de los 20° S con una orientación N – S (Chile), tal y como se muestra en la Figura 2.3. Es importante remarcar que en las regiones Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica disminuyó o desapareció hace 8 millones de años (Ma), debido probablemente a los diferentes modos de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana.

2.2.7. Los sistemas de Fallas.-

Presentes en el borde Occidental de Sudamérica y deben su origen a la continua deformación de la Cordillera de los Andes y en general, se distribuyen paralelos a la misma con diferentes longitudes y características. Entre los principales sistemas de fallas se pueden mencionar los siguientes: en Colombia: el Romeral, Cauca, Farallones, Buenaventura, Golfo de Tortugas, Anchicayá, río Magdalena, Santander de Quilichao y Huilan (OSSO, 1998); en Ecuador: las fallas de Guayaquil, Babahoyo, Santo Domingo, Toisán, Maldonado, Jama, Quinindé, Girón – Cuenca (Suarez et al, 1983); en Perú: fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, Cordillera Blanca, Tambomachay, Huaytapallana (Bernal, 2002) y en Chile: Andina, Atacama, Domeyko, Pucuro, Chacabuco, Liquiñe y Ofqui (Muñoz y Charrier, 1996).

Todos los elementos geodinámicos descritos anteriormente son causantes del importante índice de deformación superficial en el continente.

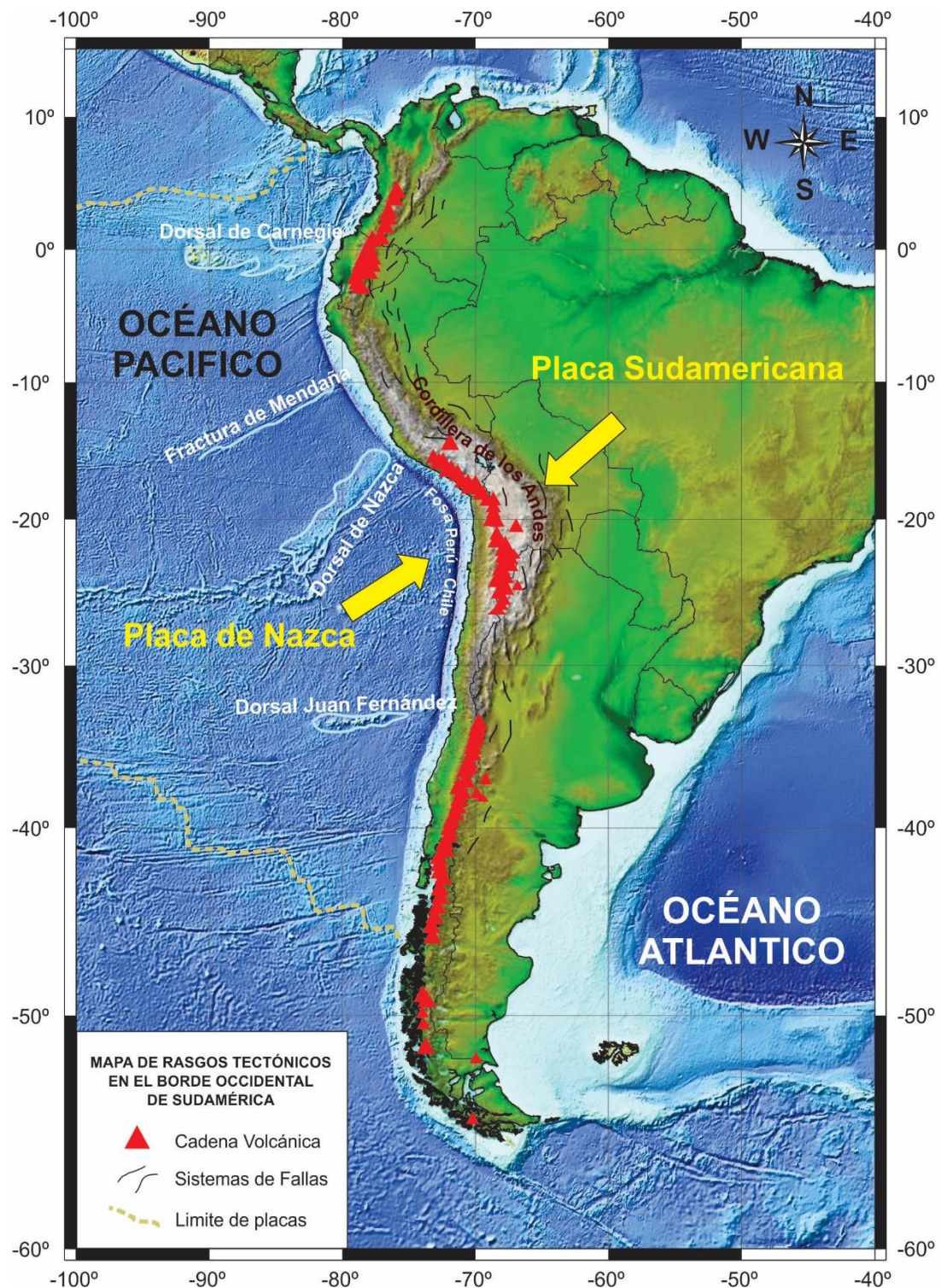


FIGURA 6.- Mapa de los principales rasgos tectónicos presentes en la placa de Nazca y el borde Occidental de Sudamérica. Los triángulos rojos indican la localización de los volcanes y las líneas negras representan a los principales sistemas de fallas. Se puede observar la Cordillera de los Andes, las flechas amarillas representan la dirección de convergencia de la Placa de Nazca con la Sudamericana. (DeMets et al, 1990).

CAPITULO III

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 depende 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.

3.1. TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica de placas señala que la capa superficial de la tierra, llamada Litósfera, con un espesor promedio de 100 km., está constituida por la corteza y las rocas rígidas de la parte superficial del manto. La Litósfera está fragmentada en grandes y pequeños bloques (*Figura 7*), que flotan sobre las rocas más dúctiles con una velocidad que varía desde 2 a 10 cm/año, siguiendo un patrón de deformación compleja.

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 7.- Distribución de las principales placas tectónicas a nivel mundial. (Fuente: Imagen/Astro y Ciencia).

3.2. TIPO DE MARGENES DE PLACAS

Los márgenes de las placas tectónicas son clasificados de acuerdo al proceso presente en estas y que se describen a continuación:

3.2.1. Márgenes de Extensión (Divergente)

Lo constituyen las dorsales oceánicas (*Ver Figura 8*), 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.

3.2.2. Márgenes de Subducción (Convergencia)

Márgenes en donde las placas convergen unas a otras. Este movimiento permite que una de las placas se introduzca debajo de la otra, siendo así consumida por el manto (*Ver Figura 8*). En este proceso se puede distinguir tres tipos de convergencia de placas: Continental – Continental (Placa de la India y Eurasia), Continental - Oceánica (Placa de Nazca y Sudamericana) y Oceánica – Oceánica (Placa de Filipinas y Placa del Pacífico).

El análisis más importante que indica este tipo de contacto, lo constituye la distribución de los sismos en profundidad con lo cual se delimita la geometría de cada una de las placas.

3.2.3. Márgenes de Transformación

Formada por fallas con movimiento totalmente horizontal (Ver Figura 8), cuyo ejemplo más común, es la falla de San Andrés en California (EE.UU). En este tipo de fallas, el desplazamiento horizontal se termina súbitamente en los dos extremos de la misma, debido a que conectan zonas de extensión y subducción entre sí. 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.

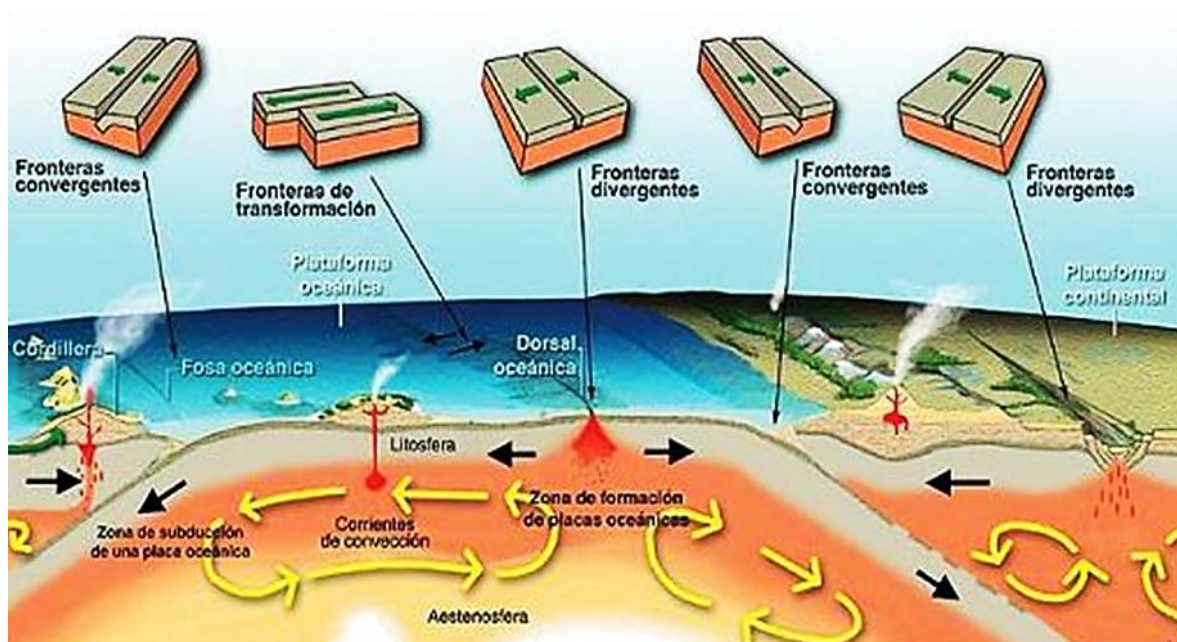


FIGURA 8.- Principales límites de las placas tectónicas en el mundo.(Fuente: Portal Ciencia).

3.3. SISMICIDAD GLOBAL

La distribución de los sismos en un mapa geográfico, muestra que la mayor actividad sísmica se da en los límites de las principales placas tectónicas (Figura 9); 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, los cuales a su vez son clasificadas como activas e inactivas.

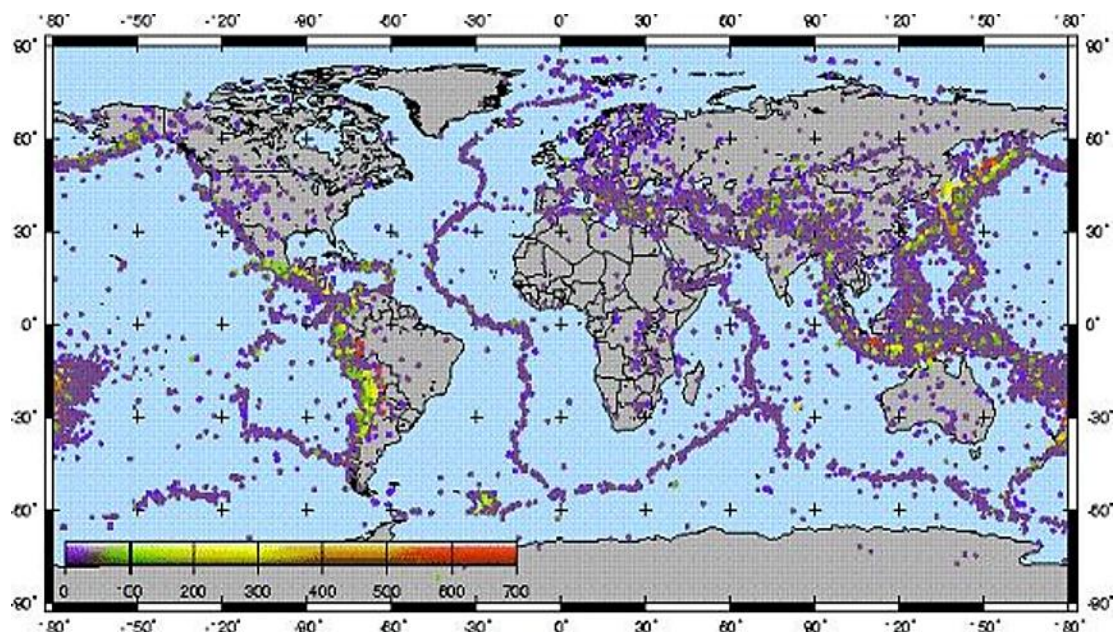


FIGURA 9.- Mapa Global de distribución de los sismos. La escala de coloración indica la profundidad de ocurrencia de los sismos. (Egger, 2003)

El Círculo Circumpacífico o Cinturón de 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 anti horario, por las Islas Aleutinas, 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 la Antillas del Sur y se remonta a lo largo de todo el litoral del Pacífico en América del Sur y bajo los Andes, englobando al 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 Sureste del Pacífico, las zonas del pacífico 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 Indico, generando terremotos con foco superficial de magnitud moderada.

Como una última zona sísmica se tiene la “Trans-asiática”, 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 Circulo Circumpacífico. De todas las regiones descritas y consideradas sísmicamente activas, las que presentan un mayor potencial sísmico para la ocurrencia de grandes terremotos destructivos ($M > 8.5$), como el terremoto de Sumatra (9.3 Mw), 2004; el terremoto de Chile (8.8 Mw) y el terremoto de Japón (9.0 Mw), 2011; se encuentran del Cinturón de Fuego del Pacífico, más exactamente en las regiones asociadas con procesos de subducción.

En la *Figura 10* se muestra la distribución espacial de los últimos diez terremotos con mayor magnitud, ocurridos alrededor del mundo, desde 1900 hasta la fecha.



FIGURA 10.- Distribución de los últimos diez grandes terremotos ocurridos en el Cinturón de Fuego del Pacífico desde 1900 hasta el 2011.

3.4. CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

El borde Occidental de Sudamérica representa una de las fuentes sismogénicas más importante del mundo, la cual está asociada al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, generando de manera frecuente sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad.

Un segundo tipo de sismicidad es la producida por las deformaciones corticales, presentes de Norte a Sur sobre la Cordillera Andina y a lo largo de la zona denominada Sub-Andina que es en donde se producen sismos menores tanto en magnitud y frecuencia.

La ocurrencia continua de sismos en el borde occidental de Sudamérica; así como en cualquier otra región del mundo sísmicamente activa, juegan un rol importante en los diversos procesos sismotectónicos que se producen en el tiempo, ya sea la deformación de las rocas, formación de fallas, fenómenos precursores de grandes sismos y de la ruptura sísmica en general, tienen duraciones del orden de 60 segundos para un sismo de magnitud Ms igual a 7.0.

En la *Tabla 2*, se puede observar que estos fenómenos pueden tener duraciones desde un segundo hasta un millón de años cuando se considera la formación de grandes fallas como las de la Cordillera Blanca.

DURACION	FENOMENOS SISMOTECTONICOS
1000 a - 1 Ma	Formación de Grandes Fallas
100 - 1000 a	Periodo de Recurrencia de Grandes Sismos
1 - 100 a	Formación Geodésica alrededor de Fallas
1 a - 1 día	Posibilidad de Fenómenos Precursores
1 - 100 seg.	Duración de la Ruptura Sísmica

Ma = Millones de años / a = Un año / seg.= Segundo

Tabla 2.- Duración estimada para la ocurrencia de Procesos Sismo-tectónicos a menor escala.

La información sobre la actividad sísmica en el borde occidental de Sudamérica puede ser dividida en Sismicidad Histórica e Instrumental. La primera considera a los sismos ocurridos desde el año 1500 hasta 1960, año en el cual se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial.

La calidad de estos datos dependerá principalmente de las fuentes consultadas y de la resolución de los primeros sismógrafos instalados en cada país del borde Occidental de Sudamérica.

La Sismicidad Instrumental considera a los sismos ocurridos a partir de 1960, fecha en la cual se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network), llegándose a incrementar el número de sismos al final del presente siglo debido al auge de la sismometría y de la informática.

3.4.1. COLOMBIA

3.4.1.1. SISMICIDAD HISTORICA

Los estudios históricos aplicados a los desastres naturales en Colombia datan de la primera mitad de este siglo y tienen sus antecedentes en estudios de finales del siglo XIX y en diversos tipos de documentos coloniales. Consisten en anotaciones personales, registros llevados durante algún período o, ya al final del siglo XIX, en estudios científicos hechos con todo el rigor necesario. A ellos han contribuido autores de diversa formación, principalmente historiadores y científicos. Espinosa (en prensa) da un panorama retrospectivo de la evolución de los trabajos en el tema y hace un balance de la situación hasta 1994.

Como los demás estudios históricos sobre los desastres en Colombia, los de sismicidad histórica tienen antecedentes relativamente antiguos y han seguido una rápida evolución en los últimos años. Los severos desastres ocurridos en Colombia en la década de los años ochenta (terremoto de Popayán en 1983, erupción del volcán Nevado del Ruiz en 1985 y deslizamiento de Villa Tina, en Medellín, en 1987) pusieron a la comunidad científica colombiana ante la necesidad imperiosa de estudiar los niveles de amenaza y vulnerabilidad del país respecto a esos fenómenos y en ese contexto los estudios de sismicidad, y específicamente de sismicidad histórica, han jugado un papel importante.

Espinoza (2001), en su estudio sobre la sismicidad de Colombia, sintetiza las grandes etapas de la evolución de la sismicidad histórica en Colombia, presenta los resultados de los estudios realizados hasta ahora, describe los trabajos actuales, explora las posibles investigaciones del futuro y plantea la importancia de los intercambios con los países vecinos, especialmente con Venezuela. La Dirección de Geo-amenazas del Servicio Geológico Colombiano, y el Departamento de Geo-ciencias de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, llevan a cabo la revisión del catálogo sismológico colombiano, base para la evaluación de la amenaza sísmica.

Dicha revisión incluye el estudio de sismos históricos significativos, con el fin de conocer detalladamente los efectos de eventos reportados en los catálogos sismológicos con intensidad máxima mayor o igual a 7, y que han causado daños severos en diferentes regiones del país. Estos resultados contribuyen a la caracterización de las estructuras sismogénicas ya que permiten verificar, corregir, complementar y ampliar el catálogo sismológico de Colombia.

El primer sismo del cual existe información sobre efectos en el actual territorio colombiano data del año 1566, cuando los pueblos de Popayán y Cali fueron estremecidos por un fuerte temblor que destruyó algunas casas de tapia y teja (Ramírez, 1975).

Los eventos que a la fecha se han estudiado se inician en el año 1644 (sismo de Pamplona), hasta el 2008 (sismo de Quetame). No es la primera vez que en Colombia se realizan esfuerzos por recopilar y analizar la información relacionada con los sismos históricos que han afectado el país, pues autores como Jesús Emilio Ramírez (Historia de los terremotos en Colombia, 1975), Armando Espinosa Baquero (Historia sísmica de Colombia 1550-1830, entre otros), Elkin de Jesús Salcedo y Augusto Gómez Capera (Atlas macro sísmico de Colombia, entre otros), y otros más, han llevado a cabo importantes estudios que han permitido conocer con mayor profundidad, la historia sísmica del país.

Hasta ahora la obra más completa sobre la sismicidad histórica de Colombia es la realizada por Ramírez (1975), donde se indica que la primera noticia sísmica reportada como evento localizado en el territorio de Colombia corresponde a un sismo ocurrido en el año 1566 entre las ciudades de Popayán y Cali. En la actualidad se han llevado a cabo otros trabajos importantes, que generalmente responden a investigaciones realizadas para los estudios de microzonificación sísmica o tendientes a la profundización en el estudio de un evento sísmico particular (Ramírez y Goberna, 1980; Ingeominas, 1987; Ingeominas – CEE, 1992; Espinosa, 1993; Velasquez & Jaramillo, 1993; Espinosa, 1994a; 1994b; 1994c; 1994d; Espinosa, 1996; Salcedo, 1999; 2002).

Según los registros sísmicos, el terremoto de Julio 12 de 1785 es considerado como el mayor y el más destructor que haya experimentado la ciudad de Bogotá en el siglo XVIII (Ramírez, 1975). Durante el terremoto de 1805 se observó un comportamiento estructural diferente según el sector de la ciudad (Ingeominas, 1997). Ramírez (1975) describe el evento del 31 de Agosto de 1917 como el más violento terremoto de la serie sentida en Bogotá y en casi todo Colombia, el cual sacudió la capital durante 15 segundos, se registraron daños en algunos edificios de la ciudad.

Pese a que han dejado efectos significativos en la ciudad de Bogotá, sus epicentros no necesariamente coinciden con las vecindades geográficas de la ciudad, lo cual está relacionado con los eventos físicos de extensión vertical y horizontal, generados por la cadena de subforos, de acuerdo con los modelos macro sísmicos (Shebalin, 1974).

Considerando los registros sísmicos desde el siglo XVI, se puede destacar que los sismos percibidos en superficie o que han afectado de manera sustancial la región en estudio, son relativamente pocos; los más importantes se listan en la *Tabla 3*. A estos eventos se les ha asignado una intensidad mayor o igual a VII (Ver *Figura 11*).

AÑO	MES	DÍA	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD MSK (Ingeominas y Uniandes, 1997)	INTENSIDAD MSK (Ramírez, 1975)	REFERENCIA
1616	02	—	5,00	-74,00	VII	—	Ingeominas y Uniandes, 1997
1644	03	16	7,50	-72,50	IX	X-XII	Ramírez, 1975
1646	04	03	5,70	-73,00	VIII	—	Ingeominas y Uniandes, 1997
1743	10	18	4,50	-73,80	VIII	X-XII	Ramírez, 1975
1785	07	12	4,70	-73,80	IX	X-XII	Ramírez, 1975
1805	06	16	5,30	-74,60	VIII	X-XII	Ramírez, 1975
1826	06	18	4,80	-73,90	VIII	X-XII	Ramírez, 1975
1827	11	16	1,90	-75,90	X	—	Ingeominas y Uniandes, 1997
1917	08	31	4,00	-74,00	IX	—	Ramírez, 1975
1923	12	22	5,20	-73,20	VIII	X-XII	Ramírez 1975
1924	01	07	4,70	-73,50	VIII	—	Ingeominas y Uniandes 1997
1928	11	01	5,50	-71,50	VII	—	Ingeominas y Uniandes, 1997
1966	09	04	4,60	-74,00	VII	—	Ramírez 1975
1967	02	09	2,90	-74,90	VIII	—	Ramírez 1975
1967	07	29	6,84	-74,09	VIII	—	Ingeominas y Uniandes, 1997

Tabla 3.- Sismos Históricos más destacados con efectos macrosismicos en Colombia, Ramírez (1975).

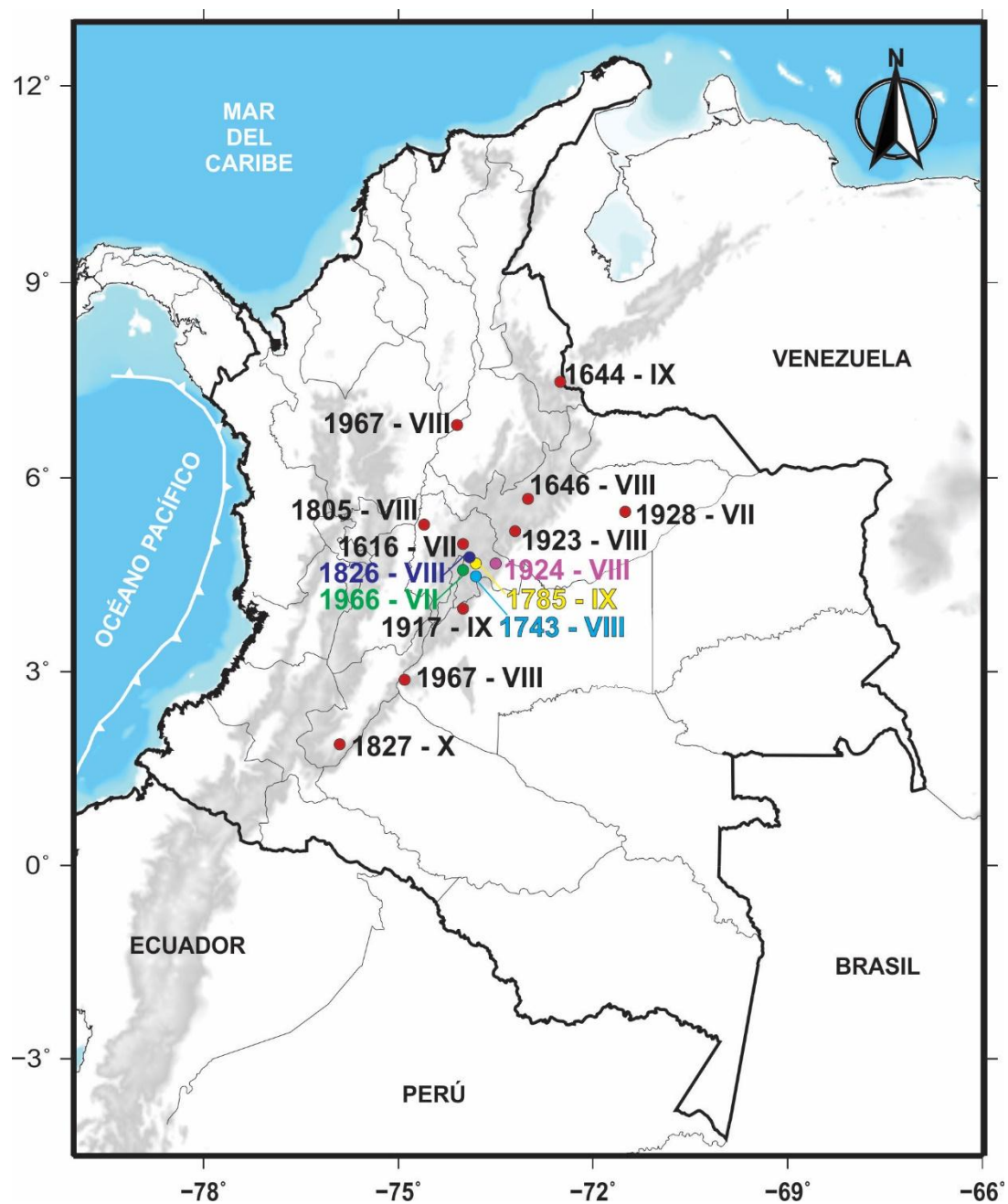


FIGURA 11.- Distribución de la sismicidad histórica de Colombia desde el siglo XVI, se considera a los sismos con intensidades mayores e iguales a VII MM, Ramírez (1975).

3.4.1.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La base de datos empleada fue recaudada del catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC) o el United States Geological Survey (USGS), inicialmente contenía 5128 eventos sísmicos; luego de un cuidadoso tratamiento, depuración y eliminación de réplicas, finalmente quedaron 3959 sismos. El catálogo fue unificado de tal manera que se pueda trabajar con una sola magnitud (M_w).

La *Figura 12* muestra los epicentros de los eventos sísmicos con magnitudes ≥ 4.0 del catálogo depurado en todo el territorio de Colombia. Se distinguen 4 regiones con un alto nivel de concentración de epicentros: al Nor-orienté del país, la región de Bucaramanga (Nido de Bucaramanga), en la zona Central la región de Viejo Caldas y en las costas del Pacífico las regiones de Urabá y de Nariño. Estas son llamadas, regiones sísmo activas de Colombia. Las regiones se diferencian en la naturaleza de la sismicidad (subducción, vulcanismo, etc), como en sus manifestaciones externas (tasas de ocurrencia, magnitudes máximas, etc) (Coral, 1984; Salcedo, 1992).

Además se nota una significativa alineación de epicentros a lo largo de la zona que separa la región montañosa de la plana, coincidiendo con la extensión de la falla del Borde Llanero o de Guaicáramo.

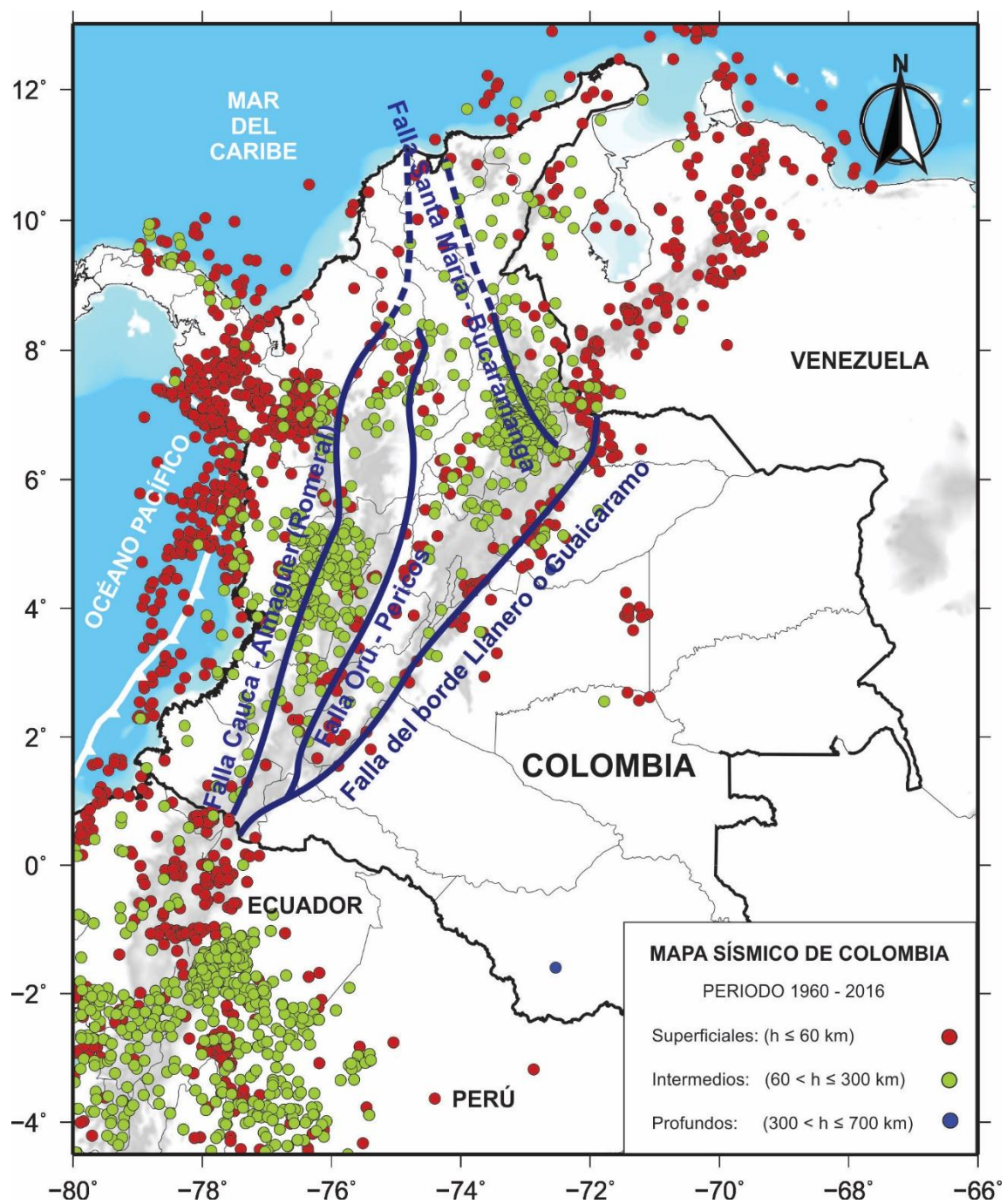


FIGURA 12.- Mapa Sísmico de Colombia, del periodo de 1960 - 2016, mostrando los sismos con magnitudes mayor e igual a 4.0 Mw y las principales fallas (Fuente propia).

3.4.2. ECUADOR

3.4.2.1. SISMICIDAD HISTORICA

La historia sísmica del Ecuador está llena de dolorosas experiencias producto de grandes catástrofes que dejaron a su paso muerte y destrucción a lo largo y ancho de todo el territorio nacional. Hasta la actualidad, en un lapso de 475 años han ocurrido en el territorio del Ecuador, 37 terremotos de intensidad igual o mayor a VIII (escala Internacional de Mercalli), grado al partir del cual, los efectos son de consideración, y si se toma en cuenta los sismos a partir de la intensidad VI, (que es el grado desde el cual se presentan daños leves), hay que añadir 96 eventos que han causado daño desde leve hasta moderados. Es imposible cuantificar las pérdidas materiales ocasionadas por estos terremotos y en lo referente a las pérdidas de vidas, estas superan las 80.000.

Según el Catálogo Sísmico del Ecuador (Egred, 1999a), en los últimos años se registraron sismos cuyo impacto fue notorio, destacándose: el sismo de Abril de 1541 con una magnitud de 7, el sismo del 16 de Agosto de 1868 de magnitud 7.7, el sismo ocurrido el 31 de Enero de 1906 con magnitud 8.8, otro gran sismo se registra el 23 de Junio de 1925 cuya magnitud se estima en 6.8 y una profundidad de 180 Km, también se registraron eventos importantes que incluyen un sismo de magnitud 7.9, el 14 de Mayo de 1942 y el 19 de Enero de 1958 con magnitudes estimadas de 7.8 y el ocurrido el 5 de Marzo de 1987 con magnitud 6.9 (magnitudes citadas corresponden a escala Richter) (*Tabla 4*).

N°	FECHA	EPICENTRO		PROF.	INT.	PROVINCIA DE REFERENCIA
		Lat	Long			
1	1541 04 00	-0.10	-77.80		VIII	Napo
2	1587 08 31	0.00	-78.40		VIII	Pichincha
3	1645 03 15	-1.68	-78.55		IX	Chimborazo, Tungurahua
4	1674 08 29	-1.70	-79.00		IX	Chimborazo, Bolívar
5	1687 11 22	-1.10	-78.25		VIII	Tungurahua
6	1698 06 20	-1.45	-78.30		X	Tungurahua, Chimborazo
7	1736 12 06	-0.78	-78.80		VIII	Pichincha, Cotopaxi
8	1749 01 20	-4.00	-79.20		VIII	Loja
9	1755 04 28	-0.21	-78.48		VIII	Pichincha
10	1757 02 22	-0.93	-78.61		IX	Cotopaxi, Tungurahua
11	1834 01 20	1.30	-76.90		XI	Carchi, Nariño*
12	1786 05 10	-1.70	-78.80		VIII	Chimborazo
13	1797 02 04	-1.43	-78.55		XI	Chimborazo, Tungurahua, Cotopaxi, y parte de Bolívar y Pichincha.
14	1859 03 22	0.40	-78.40		VIII	Pichincha, Imbabura, Cotopaxi
15	1868 08 15	0.60	-78.00		VIII	Carchi
16	1868 08 16	0.31	-78.18		X	Imbabura, Carchi, Pichincha
17	1896 05 03	-0.51	-80.45		IX	Manabí
18	1906 01 31	1.00	-81.30	25	IX	Esmeraldas, Nariño (Colombia)
19	1911 09 23	-1.70	-78.90		VIII	Chimborazo, Bolívar
20	1913 02 23	-4.00	-79.40		VIII	Loja, Azuay
21	1914 05 31	-0.50	-78.48		VIII	Pichincha, Cotopaxi
22	1923 02 05	-0.50	-78.50		VIII	Pichincha
23	1923 12 16	0.90	-77.80		VIII	Carchi, Nariño (Colombia)
24	1926 12 18	0.80	-77.90		VIII	Carchi
25	1929 07 25	-0.40	-78.55		VIII	Pichincha
26	1938 08 10	-0.30	-78.40		VIII	Pichincha
27	1942 05 14	0.01	-80.12	20	IX	Manabí, Guayas, Bolívar
28	1949 08 05	-1.25	-78.37	60	X	Tungurahua, Chimborazo, Cotopaxi
29	1953 12 12	-3.40	-80.60		VIII	Loja, norte del Perú
30	1955 07 20	0.20	-78.40		VIII	Pichincha, Imbabura
31	1958 01 19	1.22	-79.37	40	VIII	Esmeraldas
32	1961 04 08	-2.20	-78.90	24	VIII	Chimborazo
33	1964 05 19	0.84	-80.29	34	VIII	Manabí
34	1970 12 10	-3.79	-80.66	42	IX	Loja, El Oro, Azuay, norte del Perú
35	1987 03 06	-0.87	-77.14	12	IX	Napo, Sucumbíos, Imbabura
36	1995 10 02	-2.79	-77.97	24	VIII	Morona Santiago
37	1998 08 04	-0.55	-80.53	39	VIII	Provincia de Manabí.
RESUMEN Número total de terremotos destructivos: 37 Período de años (1541-1999): 458 Promedio sismos/años 12.4				* Intensidad máxima en Nariño, Colombia: XI Lat. = Latitud: + = Norte, - = Sur. Long. = Longitud: - = Oeste Prof. = Profundidad focal en kilómetros Int. = Intensidad máxima		

Tabla 4.- Sismos Históricos del Ecuador con intensidades mayores a VIII (Egred, 1999b).

En términos generales, al tomar en cuenta los temblores de pequeña magnitud que no son percibidos por las personas; pero si son detectados por los sismógrafos, el número de sismos que se registran en Ecuador, pueden sumar decenas de miles por año. Dentro de esta gran cantidad de actividad sísmica, de tiempo en tiempo, ocurren grandes terremotos (Figura 13).

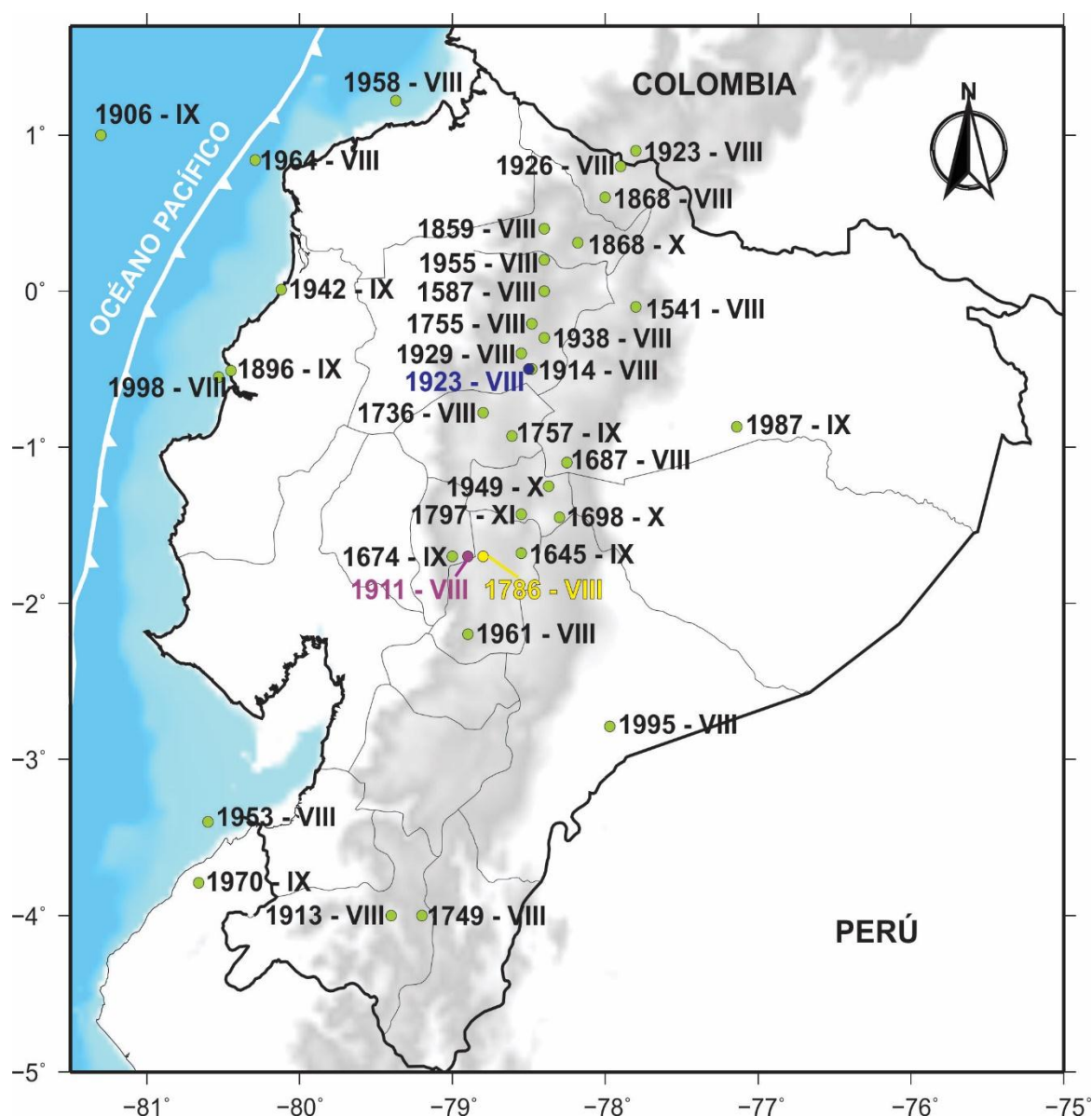


FIGURA 13.- Mapa de la sismicidad histórica de Ecuador desde 1541, se considera a los sismos con intensidades mayores e iguales a VIII MM, (Egred, 1999a).

La sismicidad del Ecuador y en general, el bloque Nor-andino de Sudamérica, está relacionada al proceso de subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana; de aquí se desprende las características fisiográficas de los Andes.

3.4.2.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

A diferencia de los datos sísmicos del periodo histórico, la información de la sismicidad instrumental involucra datos de mayor precisión. La base de datos con la que se ha trabajado ha sido obtenida del catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC) o el United States Geological Survey (USGS). La calidad de estos datos depende de los distintos parámetros que involucran la geometría de la red sísmica; para tal caso, dicha base de datos corresponde a partir del año 1960.

El total de eventos sísmicos fue de 1509, luego del filtrado correspondiente se trabajó finalmente con 1166 sismos. En la *Figura 14*, se observa la distribución espacial de la sismicidad de Ecuador con sismos de magnitud ≥ 4.0 Mw.

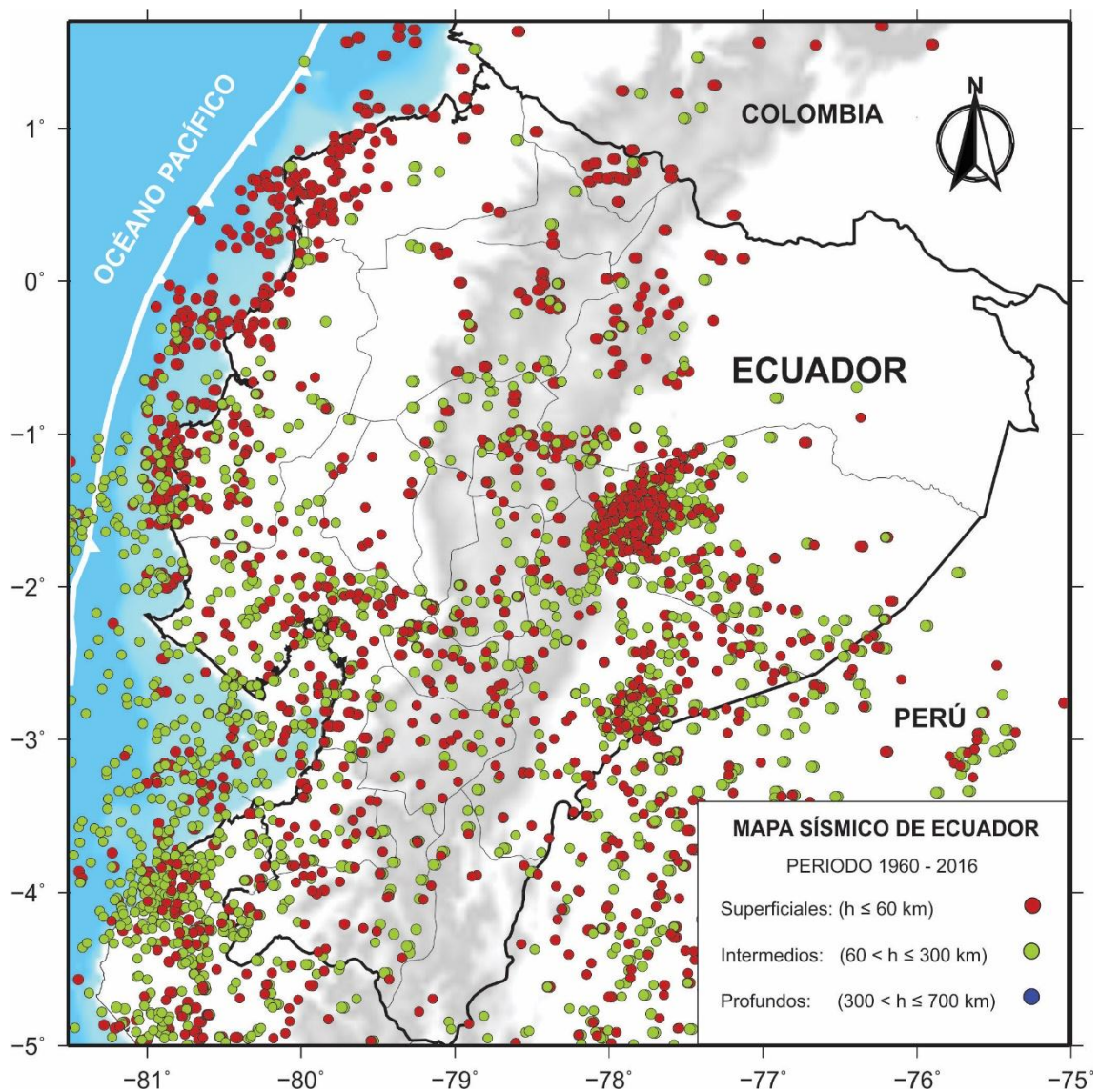


FIGURA 14.- Mapa Sísmico de Ecuador, del periodo de 1960 – 2016, mostrando los sismos con magnitudes mayor e igual a 4.0 Mw (Fuente propia).

3.4.3. PERÚ

3.4.3.1. SISMICIDAD HISTORICA

La información sobre la Sismicidad Histórica del Perú data del tiempo de la conquista y colonización hasta aproximadamente el año 1959, la misma que en su mayoría se encuentra esparcida en diferentes obras inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte de los clérigos y gobernantes de aquellos años. Gran parte de esa información ha sido recolectada y publicada por Polo (1898), Barriga (1939), Silgado (1978), y Dorbath et al (1990). La recopilación realizada por Silgado (1978) es la más completa para sismos importantes ocurridos en el Perú entre 1513 y 1974, y en ella, el autor describe en detalle las principales características de los sismos (valores de intensidad local y regional), siendo muchos de ellos estudiados por el mismo autor.

Asimismo, el autor estima la magnitud para un gran número de sismos a partir del área de intensidad máxima a fin de poder compararlos con otros sismos. Sobre la Sismicidad Histórica, el trabajo más reciente es el realizado por Dorbath (1990), los mismos que consideran una revisión detallada de toda la información existente sobre sismos históricos a fin de correlacionar las áreas de intensidad máxima con sus respectivas longitudes de ruptura para estimar la magnitud de un gran número de sismos. Asimismo, los autores sugieren que los grandes sismos en el Perú tienen un periodo de recurrencia del orden de una centuria (100 años). En general, Silgado (1978) y Dorbath (1990) indican que el sismo más antiguo para el cual se dispone de información confiable, data del año 1513.

Es importante remarcar que la calidad de la información disponible para evaluar la sismicidad histórica dependerá de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los sismos; por lo tanto, existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación. De ahí, la usencia de información sobre sismos que pudieran haber ocurrido en la Alta Cordillera y la Zona Subandina.

Por otro lado, la profundidad focal del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo, debido a su ubicación geográfica (entre la fosa y la línea de costa) y daños observados en superficie, estos pueden ser considerados en su mayoría como superficiales.

En la *Figura 15*, se muestra la localización y los parámetros hipocentrales de los sismos históricos ocurridos en Perú entre 1500 y 1959 ($M_s \geq 6.0$), los mismos que han generado intensidades mayores a VII en la escala de Mercalli Modificada (Silgado, 1978; Dorbath et al 1990). En esta figura se observa que los sismos históricos se distribuyen principalmente entre la línea de fosa y la costa, localizándose en mayor número en la región Centro y Sur del Perú debido probablemente a que estas regiones eran las más pobladas y en donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI. La mayoría de estos sismos produjeron Tsunamis con olas de diferentes alturas. Según la figura 5, en el interior del continente, el número de sismos disminuye considerablemente.

Entre los sismos más importantes ocurridos durante el periodo histórico se puede mencionar en la región Norte a los de 1619 y 1953 (VIII MM), ambos produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central, sobresalen los sismos ocurridos en 1586 (IX MM), primer gran sismo para el cual se tiene información histórica; 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM) que destruyeron casi completamente la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un Tsunami con olas de 15 – 20 metros de altura que inundó totalmente el Puerto del Callao. En la región Sur ocurrieron sismos importantes en 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) que destruyeron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile.

El terremoto de 1868 habría producido una longitud de ruptura del orden de 500 Km y un tsunami con olas de 12 a 16 metros de altura. En el interior del continente, ocurrieron sismos importantes en 1650 (VII MM), 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM) que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cusco, Huaraz y Satipo respectivamente. Para este periodo de tiempo (1500 – 1959), no existe información sobre sismos ocurridos en toda la Zona Subandina del Perú.

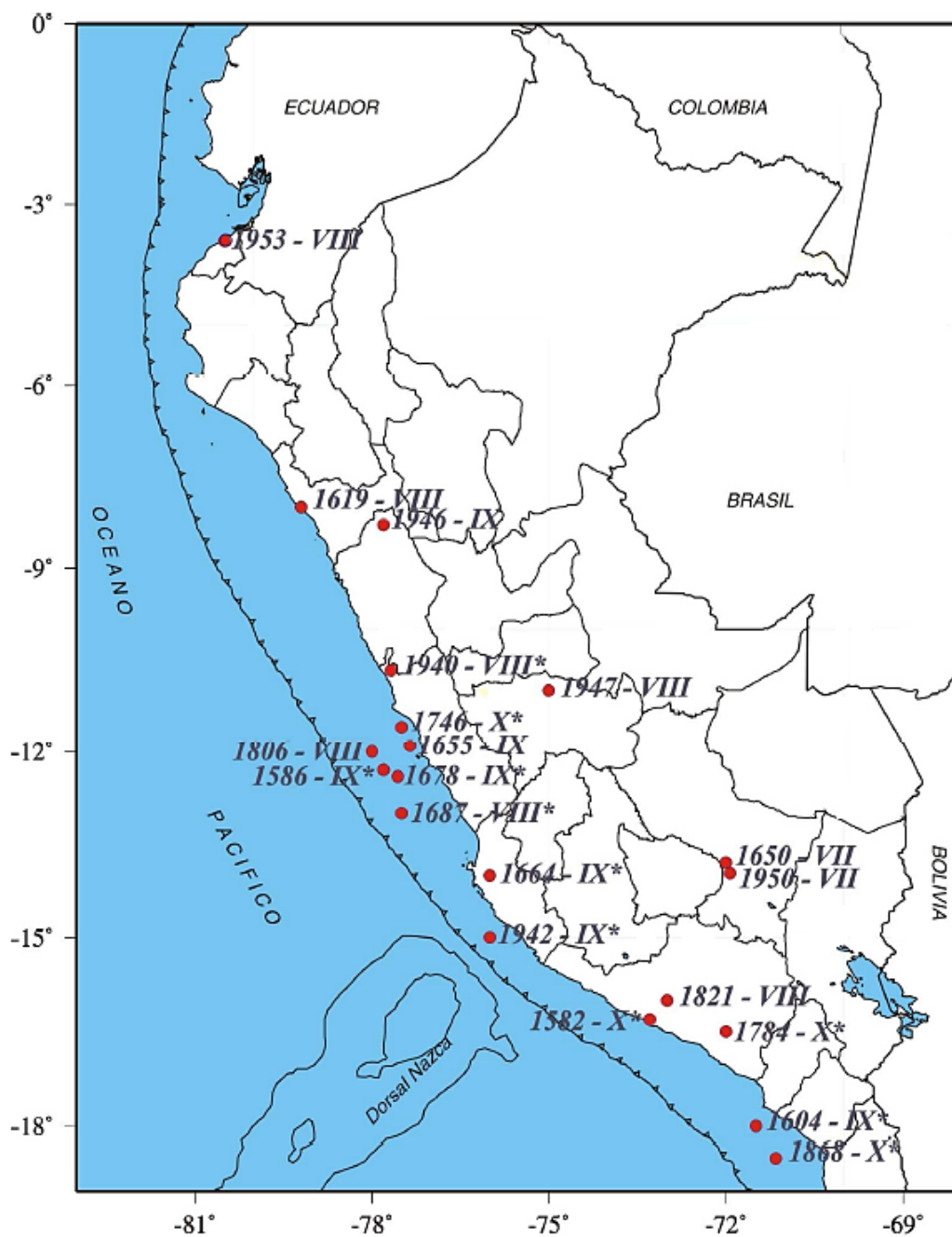


FIGURA 15.- Distribución de la actividad sísmica del Perú (1513 y 1959) según Silgado (1978). A partir del año 1910 se consideran sismos de intensidad mayores a VII en MM. (*) Indica que el sismos fue acompañado de tsunamis.

3.4.3.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La base de datos utilizada para determinar la sismicidad instrumental del Perú está constituida por 7678 eventos sísmicos extraídos del catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC) o el United States Geological Survey (USGS). Habiendo aplicado el filtrado necesario a la base de datos original, se trabajó finalmente con 5906 eventos sísmicos con magnitudes ≥ 4.0 Mw, y para su análisis fue dividida en tres rangos: sismos superficiales, intermedios y profundos; tomando en cuenta la profundidad de los focos.

La sismicidad con foco o profundidad superficial se localiza en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976). La sismicidad con foco o profundidad intermedia, se distribuye de manera irregular, pudiendo definirse tres zonas: la primera se distribuye paralela a la línea de costa por debajo de 9° Sur, un segundo grupo de sismos se localiza en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y Zona Subandina. Para el tercer grupo, la actividad sísmica más profunda se localiza en la región Centro y Sur del Llano Amazónico (*Figura 16*).

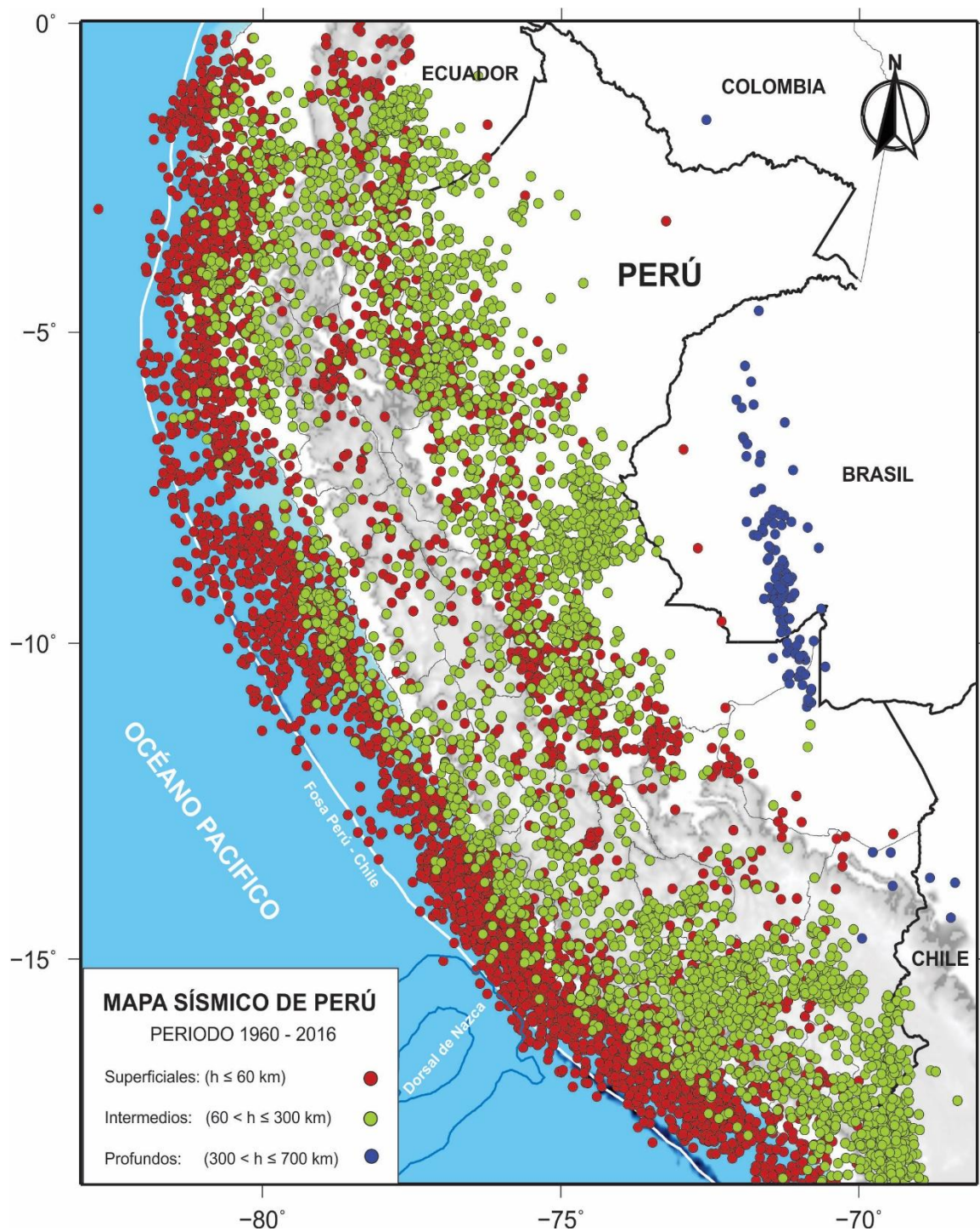


FIGURA 16.- Mapa Sísmico del Perú, del periodo de 1960 – 2016, mostrando los sismos con magnitudes mayor e igual a 4.0 Mw (Fuente propia).

3.4.4. CHILE

3.4.4.1. SISMICIDAD HISTORICA

Los terremotos han sido una constante en toda la historia de Chile, siendo una de las regiones más sísmicas del planeta. Probablemente, muchos chilenos pueden acordarse dónde se encontraban durante los terremotos ocurridos en 1960 y 1985, incluso los de más edad recordarían el de Chillán de 1939. Con el pasar del tiempo, los terremotos han pasado a formar parte de la identidad colectiva de los chilenos, quedando registrados en la cultura popular a través de la tradición oral. En mayo de 1647 ocurrió el mayor terremoto registrado en las crónicas coloniales, el que redujo a escombros la ciudad de Santiago y provocó una aguda crisis económica en un país que, además, había sufrido devastadoras sequías. Similar impacto tuvo el gran sismo de 1751 en Concepción, que incluso provocó el cambio de ubicación de la ciudad. Durante el siglo XIX, dos fueron los terremotos más renombrados: el de 1822 en la zona central y el de 1835 en Concepción y Talcahuano. A ellos puede sumarse el terremoto y maremoto de Arica de 1868. En 1906, ocurrió uno de los terremotos más desastrosos de la era republicana, Valparaíso principal puerto y centro financiero y comercial del país, fue destruido casi completamente.

La ciudad, llamada "La Perla del Pacífico", quedó reducida a escombros y tuvo que ser reconstruida casi totalmente; sin contar los miles de muertos que quedaron atrapados bajo sus ruinas. Dramáticos fueron también el sismo de Atacama en 1922 y el Terremoto de Talca, en 1928. En 1939 le tocó el turno a la ciudad de Chillán y a toda la región circundante. La destrucción fue tal que obligó, tanto a las autoridades como a la población en general, a una mejor planificación y organización en las labores de reconstrucción y rescate. Esto representó la oportunidad ideal para que el Parlamento aprobara la creación de la Corporación de Fomento y Reconstrucción (CORFO), institución a través de la cual el Estado dirigió la reconstrucción del país y el fomento de la actividad industrial.

En 1960 un nuevo terremoto, el más fuerte movimiento registrado en el mundo 9.5 Mw devastó las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno, Llanquihue y Chiloé, al situarse su epicentro en el mar, en las cercanías de Valdivia. El sismo fue acompañado por un tsunami que provocó una sucesión de enormes olas que arrasaron con las ciudades costeras. Asimismo, el terremoto hundió algunas zonas que quedaron sumergidas bajo el mar, desatando un derrumbe en el río San Pedro que, de no haber sido solucionado rápidamente, habría arrasado con lo que quedaba de Valdivia.

Cinco años más tarde, el 28 de marzo de 1965 a las 12:33, la ciudad de La Ligua sería sacudida por un fuerte sismo de 7,4 grados. El movimiento, cuyo epicentro estuvo situado en las cercanías de La Ligua, fue percibido desde Copiapó hasta Osorno. En la década siguiente, la zona norte y central, fueron afectadas por un terremoto grado 7,75 en la escala de Richter. El movimiento, registrado el 8 de julio de 1971 a las 23:04 minutos, afectó desde Antofagasta a Valdivia, con mayor intensidad en Illapel, Los Vilos, Combarbalá y La Ligua.

En 1985 un nuevo sismo sacudió la zona central del país. El terremoto puso al descubierto la precariedad de las viviendas de adobe que abundaban en las ciudades y pueblos afectados. Ya en el siglo XXI, en 2007 se produjeron los terremotos de Aysén y de Tocopilla que, pese a no dejar un gran número de víctimas, causaron enormes pérdidas materiales. Finalmente, en febrero del 2010 se produjo un terremoto de 8.8 grados en la escala Richter, siendo el segundo más destructivo en la historia chilena (*Ver Figura 17*).

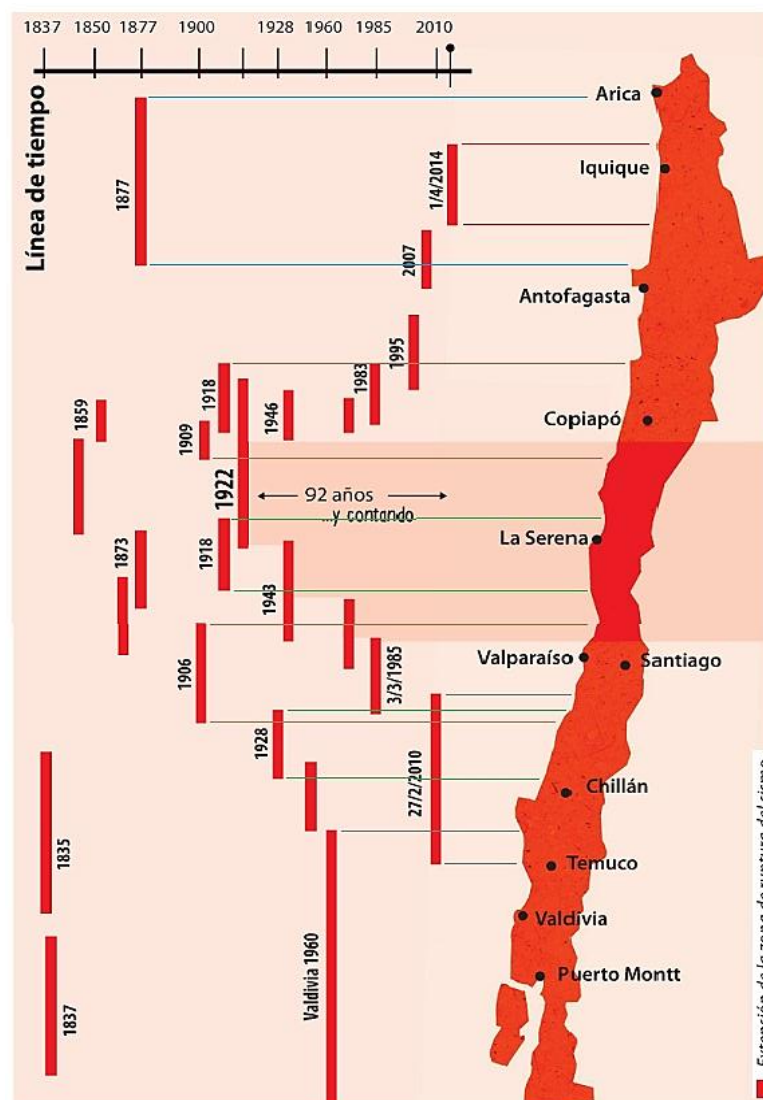


FIGURA 17.- Distribución de sismos históricos de Chile con relación al lugar y al tiempo (Fuente: SISMO24.CL).

3.4.4.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La confección de la base de datos con los sismos chilenos se realizó utilizando el catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC) o el United States Geological Survey (USGS), el cual permitirá determinar el mapa de la distribución espacial de la sismicidad de Chile. Este catálogo está constituido por 43005 eventos sísmicos, pero después de aplicarle un filtrado a la base de datos, finalmente se trabajó con 39547 sismos con magnitudes ≥ 4.0 Mw. Con estos datos se pudo realizar el mapa de distribución espacial de la sismicidad de Chile.

La sismicidad del país es diferente a lo largo de sus distintas regiones. Los sismos superficiales se distribuyen a lo largo de la zona costera o cerca de ella en todo el país. La sismicidad intermedia se encuentra presente dentro del continente desde los 18° hasta los 42° S, la sismicidad profunda se observa hacia el Norte de Chile en el límite con Argentina. Hacia el Sur se puede apreciar muy poco o casi nula presencia de la sismicidad (*Figura 18*).

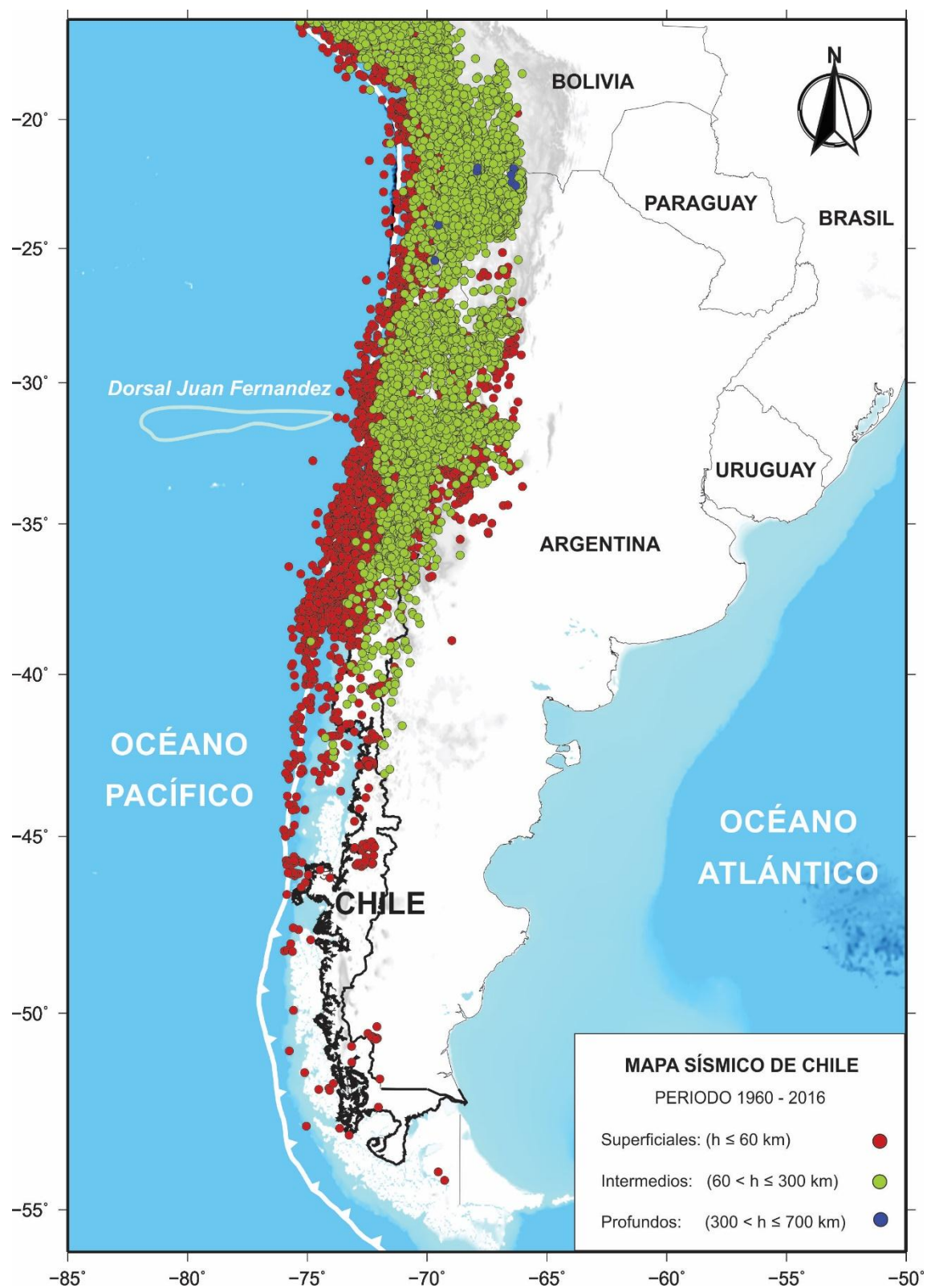


FIGURA 18.- Mapa Sísmico del Chile, del periodo de 1960 – 2016, mostrando los sismos con magnitudes mayor e igual a 4.0 Mw (Fuente propia).

CAPITULO IV

PRONÓSTICO DE TERREMOTOS

A nivel mundial, el primer programa científico sobre el pronóstico de terremotos fue formulado por Golitsin en 1911 y consideraba como indicadores o precursores a: 1) Estudio de la actividad sísmica y cambios en la actividad sísmica (sismicidad); 2) Estudio de las velocidades de la propagación de las ondas sísmicas en las zonas sísmicamente activas, a fin de evaluar el estado de las tensiones; 3) Mediciones geodésicas para detectar deformaciones lentas de la corteza terrestre; 4) Mediciones gravimétricas; 5) Estudio del nivel y del flujo del agua en manantiales y pozos de agua, así como el estudio de la composición de gases absorbidos en la corteza terrestre.

Por otro lado, el sismo de Ashjabad de 1948, sirvió de impulso para la realización de los trabajos encaminados a la búsqueda sistemática de los precursores de los terremotos en la URSS. En 1949, en la región de Gran (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, quien formuló a fines de 1953 un programa nuevo sobre la búsqueda de los precursores de los terremotos considerando los cambios de observaciones temporales en las regiones sísmicamente activas a las 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. Fedotov, sismólogo soviético, miembro de la academia de ciencias de la URSS, mostró por primera vez la posibilidad para el pronóstico de un terremoto a largo plazo en base del análisis de la sismicidad de la región de las Islas Kuriles y de la Península de Kamchatka.

Indicó 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 periodo aproximado de 100 años. Además, los nuevos terremotos fuertes aparecían en las zonas sísmicamente “mudas”, denominadas posteriormente “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 del suelo, emisiones de radón, deformación y levantamientos del suelo y eventos predecesores, antes de la ocurrencia de grandes terremotos. Algunos de estos sismos precursores fueron también identificados en otras regiones como China, Japón y U.S.A. (Schoz et al, 1973).

La lista preliminar del IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior), sobre los principales precursores de los terremotos fue declarada en Marzo de 1994 (Wyss, 1997), y solo 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 una 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.

4.1. ETAPAS DEL PROCESO DE UN TERREMOTO

El concepto de ciclo sísmico está elaborado y probado para terremotos de magnitudes importantes ($M > 6$), relacionados 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 19*). El comportamiento variable de los precursores en el tiempo permite dividir el ciclo sísmico en las siguientes etapas:

4.1.1. 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.

4.1.2. 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.

4.1.3. 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.

4.1.4. 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).

4.2. 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 la 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.

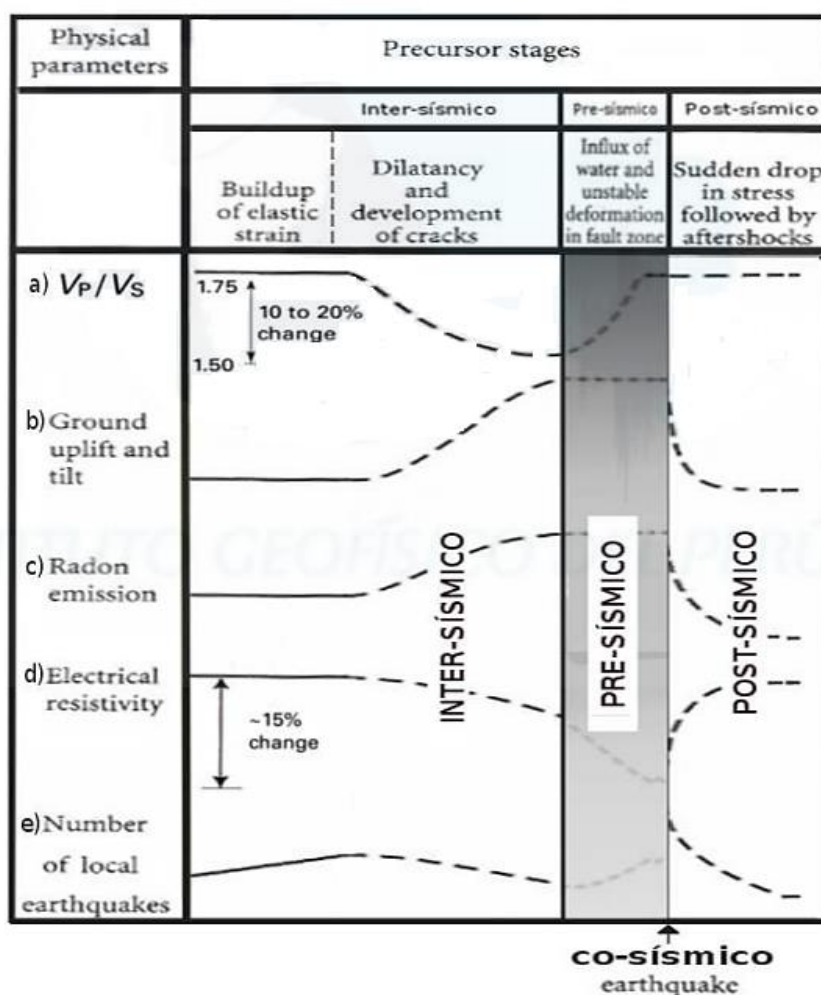


FIGURA 19. Comportamiento general de: a) Coeficiente V_p/V_s , b) Deformación del suelo, c) Emisiones de Radón, d) Resistividad y e) Número de eventos; dentro del ciclo sísmico: Inter-sísmico, Pre-sísmico, Co-sísmico y Post-sísmico (Scholz et. al, 1973).

Estos eventos precursoros son frecuentemente identificados en los registros de los diferentes parámetros geofísicos, ya sea de manera directa o indirecta antes de los terremotos. Sin embargo, algunos pocos terremotos, no son anteceditos 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.

4.3. CLASIFICACIÓN DE LOS PRECURSORES

Rikitake (1975), analizó 391 casos de precursoros de terremotos de varios tipos (*Tabla 5*), así como su tiempo de anticipación (T), determinado por el tiempo transcurrido desde la observación del fenómeno. Posteriormente, con esta base de datos analizó la relación entre el tiempo de anticipación T de los precursoros [Log (día)] y la magnitud M del sismo principal, para lo cual sólo consideró 192 casos debido a la exclusión de pre-eventos, inclinaciones y tensiones del suelo, y corrientes terrestres; ya que en estos últimos precursoros, Rikitake no encontró una relación aceptable entre el tiempo de los precursoros y la magnitud de los terremotos.

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

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>c</i>	17
Resistivity	<i>r</i>	32
Conductivity anomaly	<i>c'</i>	3
Radon	<i>i</i>	12
Underground water	<i>u</i>	2
Oil flow	<i>o</i>	3
Total		391

TABLA 5. Lista de precursores evaluados por Rikitake (1975)

4.3.1. Precursores de Primera Clase

Los precursores de este tipo se localizan al alrededor de la línea recta: $\log_{10}(T) = 0.60 M - 1.01$ determinada por el método de mínimos cuadrados (*Figura 20*). Estos precursores se caracterizan porque su tiempo de anticipación está directamente proporcional a 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.

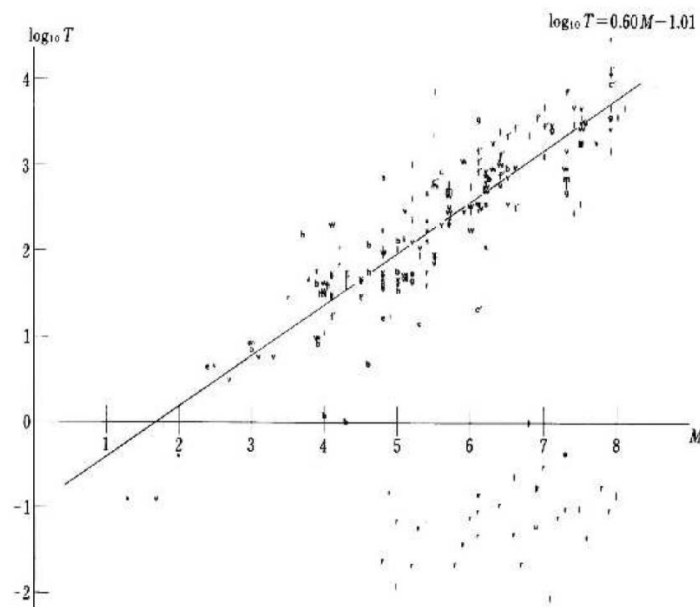


FIGURA 20.- Relación entre el tiempo de anticipación de los precursores y la magnitud del terremoto precedido (Rikitake, 1975).

4.3.2. Precursores de Segundo Clase

Los precursores de segunda clase se agrupan en torno al $\text{Log}_{10} T = 1$, y su tiempo de anticipación es independientemente de la magnitud del evento sísmico (Ver Figura 20). Estos parecen proporcionar una señal inminente de la llegada de un terremoto y podrían estar relacionados a la formación de micro-fracturas en la región, algunas horas antes de la ocurrencia de un terremoto.

4.3.3. Precursores de Tercera Clase

Los precursores de tercera clase son los pre-eventos, inclinaciones, tensiones y corrientes terrestres, aunque su espectro de tiempo es un poco amplio. El tiempo medio de estos precursores se estima entre los 4 a 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.

4.4. 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 (determinantivos).

El primero utiliza los catálogos de terremotos históricos e instrumentales de una región, como un elemento clave para estimar cuándo y dónde 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.

4.4.1. 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 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, son la razón de tener un registro insuficiente de estos, para permitir la evaluación estadística para áreas pequeñas y periodos 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 estos terremotos no se han producido en los últimos tiempos, a pesar de que existen movimientos relativos a 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 encuentran 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 daños en los 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.

4.4.2. 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 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 del terreno, 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 (*Ver Tabla 5*).

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 en la velocidad de las ondas de compresión en relación con la de las ondas de corte (V_p/V_s) durante algún tiempo antes de la ocurrencia de terremotos de tamaño moderado, en comparación con los valores normales de 1.73.

4.5. TIPOS DE PREDICCIÓN.-

4.5.1. 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 Inter-sísmico de la formación del terremoto.

4.5.2. 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 Inter-sísmico de la formación del terremoto.

4.5.3. 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 para la ocurrencia de un terremoto por medio de una comparación entre los dos primeros aspectos considerados; el lugar y el tiempo del terremoto (*Figura 21*), y en donde el pronóstico se califica como exitosa, solo si el lugar y tiempo en el que ocurren los terremotos, se encuentran dentro del intervalo de espera, pronosticando tanto en el tiempo como para el lugar (espacio).

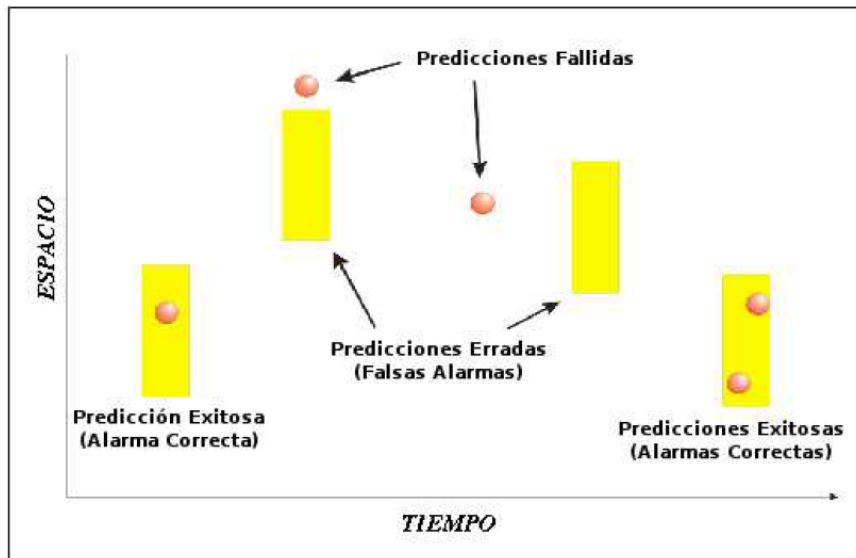


FIGURA 21.- Evaluación o clasificación de las predicciones considerando el tiempo y el espacio del pronóstico de terremotos (Keilis – Borok, 1976).

4.6. PROGRAMAS PARA EL PRONÓSTICO DE LOS TERREMOTOS

Los más importantes programas internacionales orientados a la predicción de los terremotos comenzaron en los años 1960. La información adquirida desde entonces, ha venido incrementando el nivel de conocimiento de los diferentes fenómenos relacionados directamente con los terremotos. Las primeras observaciones y recolecciones de información fueron realizadas en EE.UU, China, Japón, URRS y otras regiones, los mismos que permitieron incrementar el 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).

4.6.1. Programa Japonés

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

Las primeras pautas del programa nacional japonés, fue propuesto por el llamado: “Proyecto Original” de predicción de terremotos (Rikitake, 1982), y que había sido preparado después de bastantes debates sobre los resultados de un gran número de investigaciones realizados por sismólogos japoneses. Una buena cantidad de datos relacionados a la acumulación de la 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 6000 estaciones sísmicas de triangulación de primer y segundo orden, establecida por GSI (Geographical Survey Institute). La idea era monitorear la acumulación en la tensión en la corteza por medio de geosinclinómetros, y 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 Nigata 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 y el modelo de difusión de líquidos.

4.6.2. 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, llegándose a realizar en el año 1964, el primer seminario sobre predicción de terremotos en USA y Japón, pero no llegó a ser todavía considerado como un tema importante por el público, sino hasta después de que un gran terremoto de magnitud 9.1 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 presupuesto. Los sismólogos y geocientíficos comenzaron; sin embargo, a conducir estudios de predicción de terremotos muy intensamente con fondos de otras fuentes.

Naturalmente se puso mucha atención a la falla de San Andrés y en regiones que fueron la fuente de muchos terremotos que afectaron a California. Para el monitoreo de esta falla, se

instaló una 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 consistió en una red de 70 multímetros, 15 magnetómetros y 11 extensiómetros que fueron instalados a lo largo de la falla de San Andrés en 1974, y otros equipos adicionales a la red sísmica ya existente. También fueron intensificadas las observaciones de deslizamientos de ruptura por cizalla (creep) y 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 ocurrir 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 y dentro de la cual, se consideraba el intercambio de sismólogos por cortos y largos periodos.

4.6.3. 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.

4.6.4. 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 es el resultado de un intensivo programa sobre la predicción de los terremotos, iniciado desde 1966 cuando dos fuertes terremotos de magnitudes 6.8 y 7.2 golpearon Hsingtai, Provincia de Hopei, ubicada a 300 km al S-O de Pekín. El primer ministro de ese entonces, Chou En-lai visitó el área afectada por los terremotos, y poco después de su retorno a Pekín 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 geofísicos; 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, llegando a tener 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 y como lo demuestra el terremoto de Tangshan de 1976, que no fue predicho, matando a miles de personas, debido a que el terremoto ocurrió cerca de una zona industrial.

CAPITULO V

LAGUNAS SISMICAS

La identificación de lagunas sísmicas sobre los márgenes de placas es una eficaz herramienta para delimitar las regiones con un alto potencial de peligro sísmico, 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 a nivel mundial, y ha sido ampliamente estudiado y aplicado por Fedotov (1965), Mogi (1969), Sykes (1971), Kelleher (1972), Mccan (1979), Nishenko (1985), Nishenko (1988), Tavera y Bernal (2005), Bilek (2009) y Loveless (2010). Algunas veces las lagunas sísmicas son confundidas con periodos de calma sísmica, pero estas consideran la distribución de eventos sísmicos 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) y Ohtake et al. (1977, 1978).

5.1. METODOLOGÍA.-

El procedimiento para identificar las lagunas sísmicas es considerado 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 del mundo. Para este objetivo utilizaremos dos 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. De esta manera, se establece que las regiones en donde ocurrió 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 la acumulación de los esfuerzos elásticos (tensión) debe alcanzar un nivel crítico antes de ser 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 se produce la acumulación de los esfuerzos antes de alcanzar el valor crítico; es decir, la liberación abrupta de la energía acumulada, lo que originaría otro 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. También 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 la 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 grandes terremotos 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 la sobreposición significativa de sus áreas.

5.1.1. Hipótesis de Laguna Sísmica

La Hipótesis sobre Lagunas Sísmicas considera la necesidad de ocurrencia de sismos para reducir el esfuerzo acumulado, necesitando un tiempo recurrente sustancial para que el esfuerzo elástico se recupere antes del siguiente terremoto característico. Los datos y la extensión de la ruptura de terremotos pasados pueden ser determinados por redes sísmicas modernas; por reportes de sismos históricos, daño o sacudidas fuertes, o por investigaciones paleo-sísmicas. El tiempo medio recurrente puede ser determinado, ya sea desde una secuencia de datos de terremotos característicos del pasado o por el tiempo requerido para deslizamientos constantes sobre una falla (Working Group on California Earthquake Probabilities), (*Ejemplo, Figura 22*).

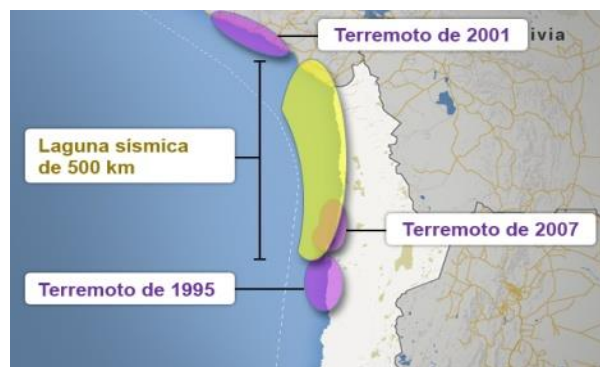


FIGURA 22.- Laguna Sísmica presente en la zona Sur del Perú y Norte de Chile (Fuente: Perú.com)

5.1.1.1. Historia

Antes que la tectónica de placas sea aceptada en 1960, Gilbert (1884) argumentó que los grandes terremotos deben ser separados por intervalos de tiempo considerables. Reid (1910, 1911) propuso que las fallas acumulan energía lentamente, después son liberados repentinamente por terremotos (“rebote elástico”), y que el tiempo para un terremoto futuro puede ser estimado por el reconocimiento de la tensión liberada por uno previo. Fedotov (1965) notó que en la fosa Kamchataka – Kurile, en el Noroeste del Pacífico, había ocurrido un terremoto a inicios del siglo XX con la excepción de la zona al Sur-este de Hokkaido. Él concluyó que un futuro terremoto era probable en esa área.

Las placas tectónicas constituyen una irresistible y constante fuente de energía de deformación (*Ver Figura 23*), permitiendo a muchos investigadores a concluir que la ocurrencia de grandes terremotos se realiza en lapsos de tiempo suficiente para permitir la recarga. Scholz (1990, 260) remarcó que “Un principio de las Placas Tectónicas es que su velocidad del movimiento de la placa debe ser constante por encima de los periodos de

tiempo geológico y que debería ser continuo a lo largo de los límites de la placa. Si esto es asumido, una porción significativa de este movimiento debe ser liberado sísmicamente, en los límites de este segmento que aún no han experimentado ruptura. Después de un largo tiempo, serán los más probables de presentar ruptura en un futuro cercano. La hipótesis de las lagunas sísmicas fue confirmada cuando Nishenko (1989) publicó una lista de 13 terremotos que ocurrieron en la zona donde eran esperados previamente.

Desde entonces, esta metodología ha sido aplicada para realizar pronósticos de terremotos de largo tiempo en muchas regiones del mundo (Sykes, 1971; Kelleher, 1972; Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979; Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988, Nishenko, 1991), llegando a evolucionar su concepto debido a la gran calidad y cantidad de datos nuevos. El pronóstico más exhaustivo del modelo de laguna sísmica lo hizo Nishenko (1991) quien pronosticó rupturas en cerca de 125 segmentos de límites de placas alrededor del borde del Pacífico. En ese estudio, el autor estima el tiempo de recurrencia promedio y el tiempo transcurrido para cada segmento, y asumió que su radio obedece a un logaritmo normal de probabilidad en función de la densidad. Con esa información, se calculó la probabilidad de que cada zona debería soportar un proceso de ruptura debido a un terremoto característico, que dependiendo de la zona, podría ocurrir dentro de periodos de 5, 10 y 30 años.

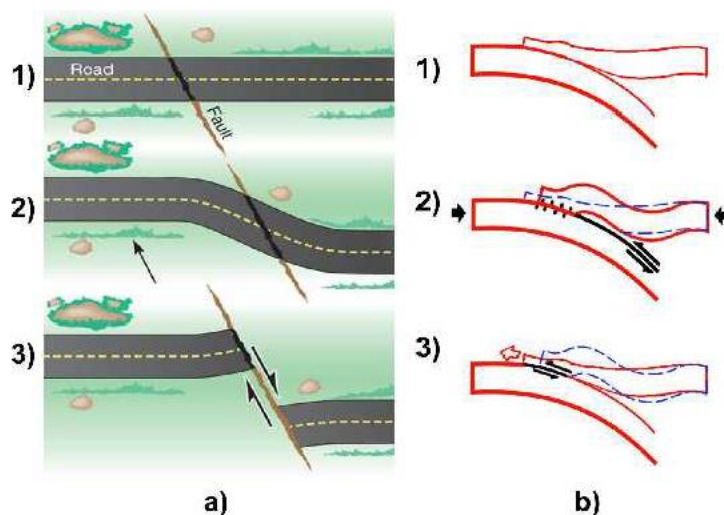


FIGURA 23.- Modelo de la Teoría del Rebote Elástico, propuesto por Reid (1906). Etapas del Rebote Elástico: 1) Corteza de deformación, 2) Corteza con deformación acumulada, 3) Ruptura de la corteza (terremoto); a) En una falla transformante, b) En una zona de subducción.

5.1.2. Terremotos pequeños característicos

Estudios recientes en California (e. g., Nadeau y McEvilly, 1999), Japón (e. g., Igarashi et al., 2003; Okada et al., 2003), y otros lugares del mundo han permitido identificar secuencias de pequeños terremotos encajando en la definición alternativa sobre “terremotos característicos”. En cada secuencia, los eventos son aproximadamente del mismo tamaño y la ruptura es aproximadamente en la misma área de falla. Ellos reaparecen en casi los mismos intervalos de tiempo, siendo consistentes con las variaciones en su tamaño o con la velocidad del deslizamiento de la falla.

En muchos casos, las áreas deslizadas aparecen para ser rodeadas por áreas en donde el desplazamiento ocurre por un deslizamiento continuo antes que ocurra un terremoto. En general, estos pequeños sismos repetitivos no son relevantes para la identificación de las “Lagunas Sísmicas”.

5.1.3. Hipótesis Modificada sobre Lagunas Sísmicas

La continua ocurrencia de terremotos en el mundo, ha permitido tener mayor información y conocimiento sobre los procesos de ruptura, y ello ha llevado a algunos científicos a modificar la teoría de la “Laguna Sísmica”, logrando de este modo reducir las suposiciones. En un modelo de riesgo sísmico producido por el Working Group on California Earthquake Probabilities (1995), el concepto de Laguna Sísmica fue modificado para permitir que la ruptura salte los límites de segmentos con una probabilidad modesta, lo cual permitió dar más flexibilidad al concepto de Lagunas Sísmicas.

Sin embargo, las versiones más complejas del modelo generan preguntas interesantes ¿Realmente qué constituye un segmento?, ¿Cuán efectivo son las barreras débiles en detener una ruptura y qué controla sus fuerzas?, ¿Están los límites asegurados en el espacio, o pueden ellos moverse como los cambios en condiciones de tensión?, ¿Cuando una ruptura atraviesa un límite, es consistentemente continuo al siguiente?, ¿El tiempo transcurrido sobre los segmentos adyacentes controla la probabilidad de que la ruptura saltara la barrera entre ellos?; si es sí, ¿Cuál segmento es más importante?. La experiencia con nuevos terremotos en las lagunas sísmicas ayudarán a dar respuesta a estas interrogantes.

5.1.4. Desafíos del Modelo de Laguna Sísmica

A pesar de algunos éxitos reportados, la hipótesis de Lagunas Sísmicas a menudo ha sido cuestionada. Críticos apuntan hacia la dificultad de verificar las fuertes suposiciones tras la hipótesis y para ello el éxito limitado en previsión de terremotos. La suposición básica de que las fallas y el límite de placa son segmentados ha provocado un debate significativo. Incluso los pocos éxitos aparentes (e.g., Loma Prieta, CA, 1989; Parkfield, CA 2004; Chile, 2010), a lo mejor están equivocados. El área de ruptura del terremoto de Loma Prieta abarcó el área del segmento más cercano mapeado por el Working Group on California Earthquake Probabilities (1988), pero se desplazó hacia el límite del segmento del Sur, (Jackson y Kagan, 2006).

El área de ruptura del terremoto de Chile del 2010 fue más allá del límite del segmento especificado por Nishenko (1991). Además varios eventos han violado claramente los límites pre-asignados. El gran terremoto de Sumatra del 2004 sobrepasó algunos límites a lo largo de 1300 km de la zona de ruptura (Nalbant et al., 2005). La suposición que la ruptura de un terremoto para ambos extremos de los límites del segmento también carece de verificación.

Un problema básico es que la localización de los límites del segmento son estimados inexactamente desde la extensión de la ruptura de un terremoto pasado. Para los terremotos identificados por investigaciones paleo-sísmicas, las rupturas pueden generalmente ser señalados con precisión en solo pocas localizaciones espaciadas.

Para terremotos históricos, la extensión de la ruptura es típicamente estimada con gran incerteza desde la extensión de daño o la sacudida reportada. Incluso para terremotos registrados de manera instrumentalmente moderna, la extensión de la zona de réplica o el “escarpe de falla” pueda que no represente exactamente la ruptura en la profundidad.

En muchos casos, la extensión de la ruptura para terremotos antiguos está asumida como similar al evento más reciente. La conexión entre la tectónica de placas y los terremotos reaparece referida en las palabras de Scholz acerca de que depende en la suposición de que los terremotos característicos liberan energía acumulada lentamente.

Defensores de la hipótesis de Laguna Sísmica citan algunos ejemplos en los cuales las lagunas identificadas han sido reemplazadas por terremotos. Los ejemplos positivos son atractivos pero insuficientes por 2 razones. Primero, las definiciones de lagunas y de terremotos pronosticados fueron bastante generales, haciendo del objetivo mucho más fácil de alcanzar. Segundo, ellos sólo incluyeron los éxitos; una justa evaluación necesita

considerar las fallas también. Kagan y Jackson (1991, 1995), y Rong et al. (2003) aplicaron análisis estadísticos para la teoría de Laguna Sísmica al igual que McCann et al. (1979) y Nishenko (1991).

Estos análisis estadísticos fueron aplicados necesariamente a las versiones más recientes de la hipótesis de las lagunas sísmicas y en cuyos segmentos fueron asumidos para ser independientes uno del otro. Más de estas aplicaciones envuelven a uno o a pocas lagunas pretendidas con tiempos de recurrencia estimada de décadas a siglos. Generalmente, los modelos publicados no proporcionan probabilidades para rupturas de multi-segmentos, y ellos no pueden ser efectivamente evaluados hasta que varios ciclos sísmicos hayan transcurrido. Para ser rigurosamente comprobable, tal modelo debe pronosticar unas pocas decenas de terremotos bien definidos. Desafortunadamente, la versión del modelo de Laguna Sísmica más compleja ha sido aplicada lo suficiente como para ser probado.

5.2. DISTRIBUCIÓN DE LAGUNAS SÍSMICAS A NIVEL MUNDIAL.-

McCann et al. (1979) elaboró el mapa de lagunas sísmicas presentes en el Cinturón de Fuego del Pacífico (*Figura 24*), en base a la revisión de varios trabajos de sismicidad y distribución espacial de los grandes terremotos (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 áreas de ruptura de los grandes terremotos, y el tiempo de recurrencia promedio de estos.

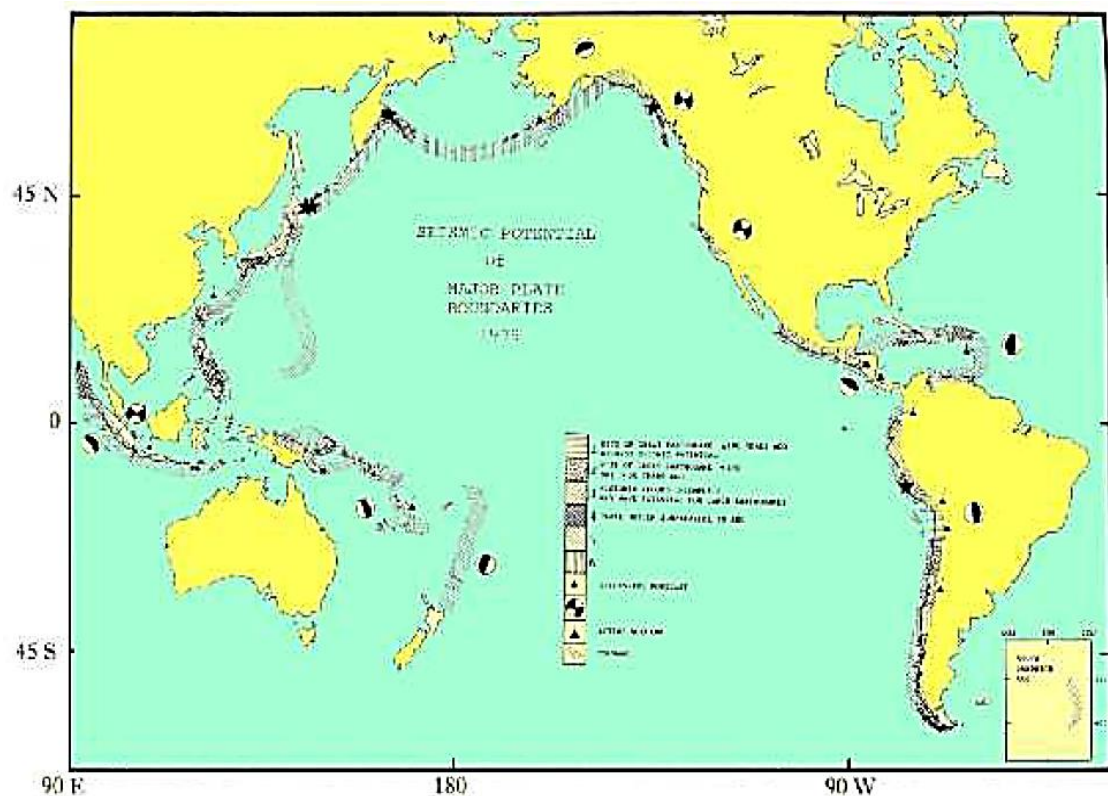


FIGURA 24.- Mapa de lagunas sísmico para el Cinturón de Fuego del Pacífico según McCann et al. (1979).

Así mismo, McCann propuso seis categorías para diferenciar el potencial de peligro para una determinada región y van desde un potencial alto a bajo y sus características 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. Ejemplo: Arequipa (Perú) en el 2001, Valdivia (Chile) en 1960.

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. Ejemplo: Lima (Perú) en 1940, entre Vallenar y Coquimbo (Chile) en 1922.

5.2.3 Zonas con Información Incompleta

La información sobre la ocurrencia de grandes terremotos pasados en estas regiones es incompleta; es decir, que no se cuenta con una amplia información histórica, por lo que no se puede determinar un tiempo de recurrencia promedio para estas zonas. A pesar de esto, estas regiones tienen un considerado potencial para la ocurrencia de grandes terremotos. Ejemplo: en la región costera, frente a la frontera de Ecuador y Colombia en 1906 y en 1979.

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. Ejemplo: región Norte del Perú, región Sur de Chile.

5.2.6 Zonas con Bajo Potencial

Son zonas en donde no ha ocurrido un gran terremoto, y tienen una baja probabilidad (cerca al 0%) de que dentro de estas, vuelva a ocurrir otro gran terremoto en el futuro cercano o inmediato. Ejemplo: región Norte del Perú, región Sur de Chile, Ecuador y Colombia.

5.3 GRANDES TERREMOTOS EN EL SIGLO XXI A NIVEL MUNDIAL.-

Desde 1980, numerosos estudios se han realizado usando la metodología de Lagunas Sísmicas en varias regiones alrededor del mundo a fin de identificar las zonas 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 sobrestimación de las áreas de ruptura pasadas al 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 Sudán en la trinchera de la Sudán, 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 ocurridos en la parte Norte del área de ruptura, 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 - 9.2Mw).

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 25*), 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 adyacentes a la región de Padang, siendo los intervalos de recurrencia 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 considerablemente de longitud menor al esperado por Aydan. 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.

Luego de este terremoto; en la trinchera de Sudan, desde los 12°N hasta los 7°S, se observa una secuencia de grandes terremotos ocurridos en la última década pasada, los cuales han cubierto casi la totalidad del segmento marcado por la placa Indo-Australiana.

Este análisis sustenta un principio de las Lagunas Sísmicas, y 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 terremotos en intervalos de tiempo diferentes.

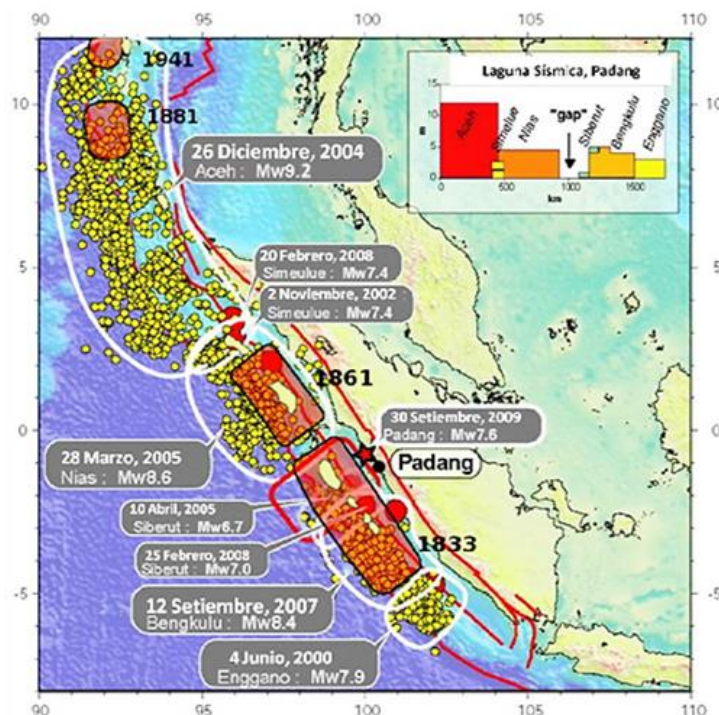


FIGURA 25.- Mapa de lagunas sísmicas en la trinchera de Sudan (Modificado de Vigny, 2009)

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). 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. 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 Mw. (Bilek, 2009; Loveless et al., 2010).

Esta laguna fue llamada como laguna de Concepción (*Figura 26*), 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). 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 (*Ver Figura 26*). 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.

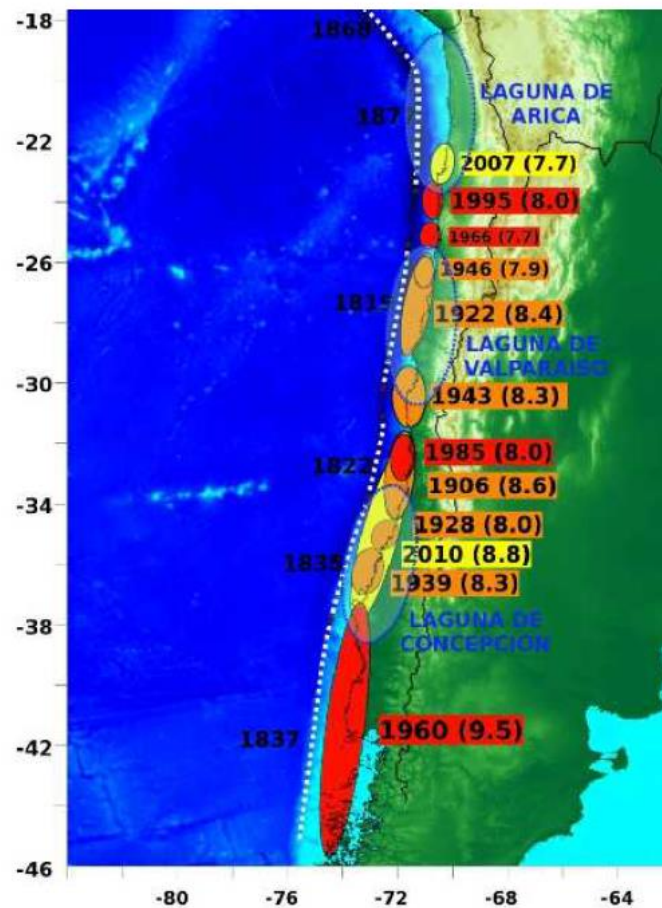


FIGURA 26.- Mapa de lagunas sísmicas y distribución de áreas de ruptura de grandes terremotos en Chile
(Modificado de Bilek, 2009).

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 y 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, $M > 7.9$ Mw) e instrumentales (1964-2011, $M > 8.0$ Mw) en el borde occidental de Japón (Figura 27) permite observar la ausencia de grandes terremotos pasados, en el área donde ocurrió el terremoto de Japón del 2011.

También se observa que a partir del año 1960, la distribución de los grandes terremotos $M > 8.0$ 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.

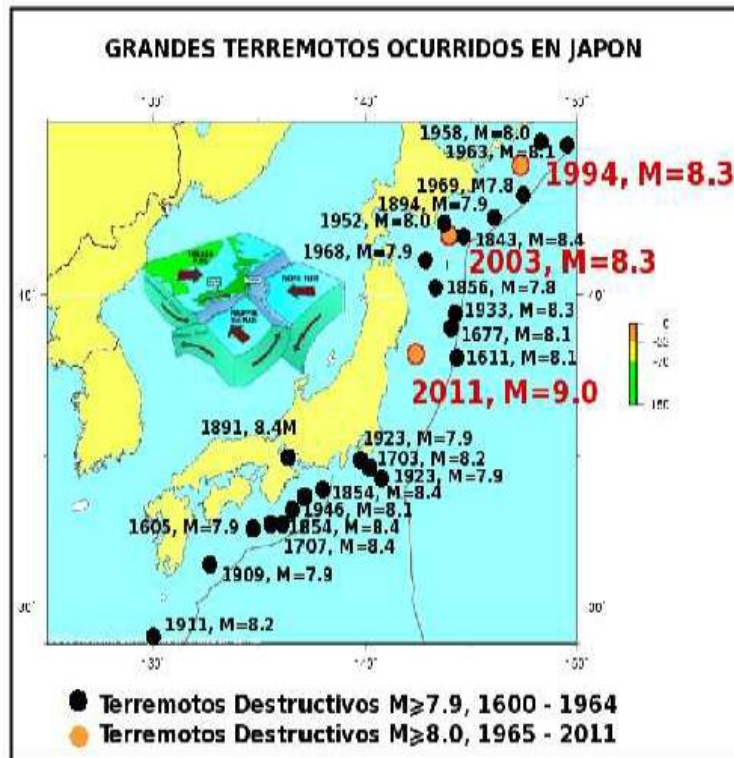


FIGURA 27.- Distribución de grandes terremotos ocurridos en Japón para el periodo de 1600-1964, $M \geq 7.9$ y para el periodo de 1965-2011, $M \geq 8.0$ (Modificado de Rikitake, 1978).

CAPITULO VI

ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE GRANDES SISMOS EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

A nivel mundial, el borde occidental de Sudamérica es una de las zonas de mayor potencial sísmico debido a que forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico. Dentro de este contexto, la actividad sísmica está asociado al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y tiene su origen en la fricción de ambas placas produciendo los sismos de mayor magnitud con relativa frecuencia y en la deformación interna de ambas placas, siendo los sismos más destructores los que se producen a niveles superficiales.

La actividad sísmica diaria es común en muchos países de América Latina. Sin embargo, hay países que lamentablemente han tenido que enfrentar verdaderas tragedias, ya que han sufrido el embate de terremotos poderosos que han dejado un gran número de muertos, así como pérdidas económicas.

Para analizar y evaluar la ocurrencia de grandes sismos históricos, es necesario considerar la existencia de una base de datos lo más completa posible. Para este objetivo se ha visto por conveniente clasificar los sismos en función de la profundidad de sus focos, según el criterio establecido por Tavera y Buforn (1998).

- a) **Sismos superficiales:** Sismos con focos localizados a profundidades menores de 0 a 60 km.
- b) **Sismos intermedios:** Sismos con focos localizados a profundidades comprendidas entre 61 y 300 km.
- c) **Sismos profundos:** Sismos con focos localizados a profundidades mayores de 301 a 700 km.

6.1. RECOPIACION DE DATOS.-

Un catálogo sísmico define una base de datos sísmicos válida para realizar cualquier estudio dentro del campo de la sismología y los resultados dependerá de la calidad de la información debiendo ser lo más homogénea posible, evaluada y calificada de manera cuantitativa dependiendo del procedimiento por el cual fue obtenida. Asimismo, esta información debe ser lo más actual posible ya que sólo así se tiene la seguridad de que los parámetros focales de los sismos hayan sido correctamente determinados con la ayuda de un mayor número de información. Básicamente, para la recolección de toda la información sísmica correspondiente a la zona de Sudamérica se utilizó dos fuentes de información sísmica:

6.1.1. Catálogo de CERESIS

Para el borde Occidental de Sudamérica se hizo uso del catálogo sísmico de CERESIS (Centro Regional de Sismología para América del Sur), el cual es un Organismo Internacional creado el año 1966 con el fin de favorecer toda clase de estudios y actividades sismológicas en la región sudamericana y ayudar a su realización, así como efectuar el enlace entre estaciones e instituciones sismológicas de la región y con los centros sismológicos internacionales. Actualmente son 11 los Estados Miembros: Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Colombia, Ecuador, España, Paraguay, Perú, Trinidad y Tobago y Venezuela. El Convenio queda abierto para la adhesión de otros Estados con legítimo interés en la sismología sudamericana.

Básicamente, se utilizó información del proyecto SISRA (Sismicidad y Riesgo Sísmico en la Región Andina) con la participación de todos los países sudamericanos miembros de CERESIS, el objetivo principal del programa es la preparación de un banco de datos de información sismológica, geológica y geodésica y un mejoramiento de los parámetros que indican la ubicación de los sismos.

La compilación de los catálogos fue realizada en dos partes. Una fue el catalogo instrumental que empieza desde el año 1960 y la otra fue el catálogo histórico que empieza con el evento más antiguo conocido para cada país.

Los datos históricos complementan a los datos instrumentales. La información en el catálogo varía con el tiempo, ya que es relativamente incompleto para los eventos históricos antiguos, y mucho más completa para los eventos recientes.

6.1.2. Catálogo del NEIC

Para complementar la información utilizada del catálogo de CERESIS, se utilizó también el catálogo sísmico de la National Earthquake Information Center (NEIC) o el United States Geological Survey (USGS), para el periodo de 1960 – 2016 con el fin de completar la base de datos para todo el borde Occidental de Sudamérica. Asimismo los sismos para los cuales el NEIC reportó la profundidad de 33 km (profundidad normal) fueron eliminados ya que este valor es atribuido cuando los algoritmos no permiten calcular correctamente este parámetro.

Toda la información recaudada de los catálogos de CERESIS y del NEIC, fueron complementados con catálogos locales, publicaciones y algunos documentos técnicos correspondientes a los países de Colombia, Ecuador, Perú y Chile respectivamente. Luego de un análisis de discriminación de los eventos contenidos en toda la base de datos, el número de eventos sísmicos es de 57096 presentes en toda el área de estudio. La distribución espacial de estos eventos se encuentra en la *Figura 28 y 29*. El total de los datos fueron evaluados a fin de cuantificar sus parámetros hipocentrales a partir de la construcción de mapas.

6.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD.-

Para realizar el análisis detallado de la distribución espacial de los sismos del borde Occidental de Sudamérica, se procede a elaborar mapas de sismicidad en función de tres rangos de profundidad: sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedios ($60 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km).

6.2.1. Sismos con Foco superficial

En la *Figura 28*, se muestra la sismicidad superficial presente en el borde Occidental de Sudamérica para el periodo de 1960 al 2015 con magnitudes ≥ 4 Mw. Para un análisis detallado, se procede agrupar a los sismos en dos grupos. El primero considerará a los sismos con epicentros que se localizan entre la línea de costa y la fosa, a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, produciéndose en esta zona la mayoría de los terremotos con magnitudes elevadas. Esta sismicidad puede ser asociada principalmente al proceso de subducción en sus primeros niveles de profundidad y sobre la superficie de “Fricción de placas”. El segundo grupo está conformado por sismos cuyos epicentros están ubicados en el interior del continente, los cuales se distribuyen de Norte a Sur a lo largo de la Cordillera de los Andes.

Estos sismos están asociados a las deformaciones corticales que dieron origen a los principales sistemas de fallas. Para realizar un análisis más específico, se ha visto por conveniente dividir la zona de estudio en tres áreas.

- Área 1: Colombia y Ecuador
- Área 2: Perú
- Área 3: Chile

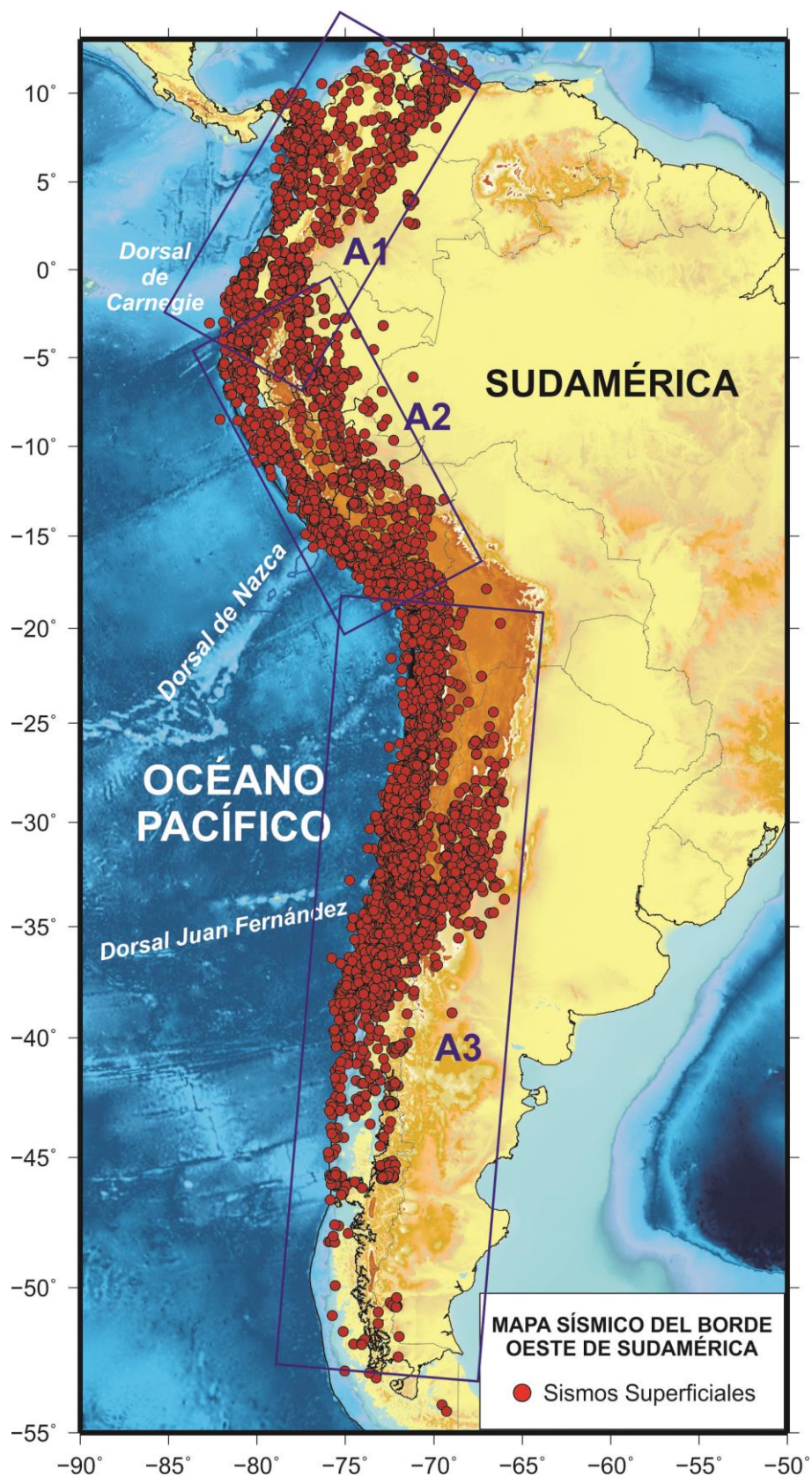


FIGURA 28.- Distribución espacial de los epicentros de los sismos de foco superficial ($h \geq 60$ km.) en el borde occidental de Sudamérica, para el periodo de 1960 – 2016. A1, A2 y A3 indican las áreas de estudio.

- **ÁREA 1 (Colombia – Ecuador):** En esta área se observa que los epicentros de los sismos se localizan en su gran mayoría entre la fosa y la línea de costa, formando pequeños agrupamientos paralelos a la línea de costa y asociados al proceso de subducción. Además se observa importantes concentraciones de epicentros entre las latitudes 1°N y -3°S, siendo la segunda coincidente con la Dorsal de Carnegie. Un segundo grupo considera los sismos que se encuentran en el interior del continente, cuyos epicentros se distribuyen sobre los flancos de la Cordillera de los Andes, alineados de NE-SO, y estarían asociados a los principales sistemas de fallas activas presentes en esta área.
- **ÁREA 2 (Perú):** En esta área, los epicentros de los sismos con focos superficiales se localizan en mayor cantidad entre la fosa oceánica y la línea de costa, siendo en esta zona en donde se producen sismos con mayores magnitudes, tal y como el evento ocurrido el 23 de junio del 2001. Asimismo se puede observar un incremento de sismos en la parte Sur del Perú y una parte del Centro, la cual es coincidente con la llegada de la Dorsal de Nazca. En el interior del continente se puede observar un grupo importante de sismos con foco superficial cuyos epicentros se encuentran distribuidos de Norte a Sur, a lo largo de la Cordillera Oriental y sobre el margen Occidental de la zona Subandina.

Estos sismos pueden ser asociados a las deformaciones netamente continentales las cuales tienen su origen en el levantamiento de la Cordillera de los Andes y en la subsidencia del Escudo Brasileño, dichos procesos dieron origen a los principales sistemas de fallas (Tavera y Bufo, 1998). En la zona del Altiplano, también se observa sismos superficiales pero son más dispersos y en menor cantidad.

- **ÁREA 3 (Chile):** En esta área, la mayoría de los epicentros de los sismos con foco superficial se ubican de manera continua entre la Fosa Perú-Chile y la línea de costa. Entre las latitudes -30°S y -40°S, se observa el incremento de la sismicidad de manera considerable probablemente debido a la llegada de la Dorsal de Juan Fernández a la línea de la costa. En el interior del continente, los sismos se distribuyen de manera dispersa en la zona Norte y Sur de Chile, en cambio en la zona central, se puede distinguir una gran concentración de sismos entre las latitudes -27°S y -35°S, ambas ubicaciones se encuentran sobre los flancos de la Cordillera de los Andes. Estas aglomeraciones estarían asociadas al sistema de fallas presentes en esta zona de Chile. Por debajo de la latitud -45°S, la sismicidad es casi nula.

6.2.2. Sismos con Foco intermedio.-

En la *Figura 29*, se observa el mapa de sismicidad correspondiente a sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km) y magnitudes $M_w \geq 4.0$. En el mapa, se puede observar que los epicentros de los sismos se distribuyen mayormente de manera general en el interior del continente formando diferentes agrupamientos con menor o mayor número de sismos. Esta sismicidad está relacionada con los procesos de fricción y deformación de la placa de Nazca, dentro del proceso de subducción. Siguiendo el mismo patrón utilizado anteriormente, se realizará el análisis correspondiente dividiendo la zona de estudio en tres áreas.

- **ÁREA 1 (Colombia – Ecuador):** En esta área se observa que los epicentros de los sismos se distribuyen en mayor porcentaje en el interior del continente, además de algunas concentraciones en la región Norte de Colombia cerca al límite con Venezuela, sobre la latitud de 6°N (Nido de Bucaramanga). Una segunda concentración de sismos se produce hacia el Oeste sobre la latitud 4°N , aproximadamente en la parte central de Colombia. Hacia el Norte de Ecuador y Sur de Colombia, los sismos con foco intermedios se distribuyen de manera dispersa. Por debajo de la latitud -1°S , se nota un nuevo incremento en el índice de sismicidad y la presencia de diferentes agrupaciones de sismos indicaría que la placa presenta zonas de mayor deformación.
- **ÁREA 2 (Perú):** En esta área se pueden distinguir diferentes agrupamientos de epicentros. El primero se localiza en el Norte del Perú, principalmente en la zona subandina, siguiendo una orientación NO – SE. En este grupo se observa un agrupamiento de sismos, entre las coordenadas -8°S de latitud y -74°O longitud, con un rumbo predominante N-S. Un segundo grupo de sismos se producen próximos a la línea de costa por debajo de los -9°S de latitud y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de magnitud elevada. Además se puede observar una zona de baja sismicidad entre la línea de costa y la cordillera Occidental en el Norte del Perú. Finalmente, se observa un tercer grupo con un mayor número de sismos en la región Sur del Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano Peruano-Boliviano.

- **ÁREA 3 (Chile):** En la *Figura 29*, se observa que los epicentros de los sismos con foco intermedio se localizan en su gran mayoría en el interior del continente, presentando una distribución heterogénea. Es posible distinguir algunos agrupamientos; el primero considera los sismos que se encuentran próximos a la línea de costa y que han generado cierto grado de destrucción en la superficie. Un segundo agrupamiento de sismos ocurren en el interior del continente entre los -18°S y los -25°S de latitud sobre el Altiplano. Hacia el Sur se observa una disminución considerable en el número de sismos de foco intermedio entre los -24°S y los -27°S de latitud, para luego aumentar entre las latitudes de -27°S hasta los -30°S , principalmente en la zona Andina. Un último agrupamiento de sismos se encuentran entre las latitudes de -31°S y los -36°S a lo largo del límite de Chile-Argentina, para luego ser casi nula hacia el Sur de Chile.

6.2.3. Sismos con Foco profundo.-

En la *Figura 29*, se observa la distribución de los epicentros de los sismos con foco profundo ($h > 300 \text{ km}$), los cuales se presentan en menor número en relación a los de foco intermedio y superficial. Por tal motivo, se realizará un análisis de forma general. Los sismos con foco profundo, se distribuyen formando tres grupos bien definidos; el primero se encuentra en el límite Perú – Brasil entre los -6°S y los 11°S con una orientación N-S, el segundo se encuentra próximo al límite Perú-Bolivia entre 13°S y 14°S de latitud con una orientación predominante E-W. Un tercer grupo, se ubica entre los 21°S y 26°S latitud Sur con un rumbo predominante N-S sobre territorio Argentina y Bolivia. La naturaleza del origen de estos sismos aún sigue siendo tema de investigación.

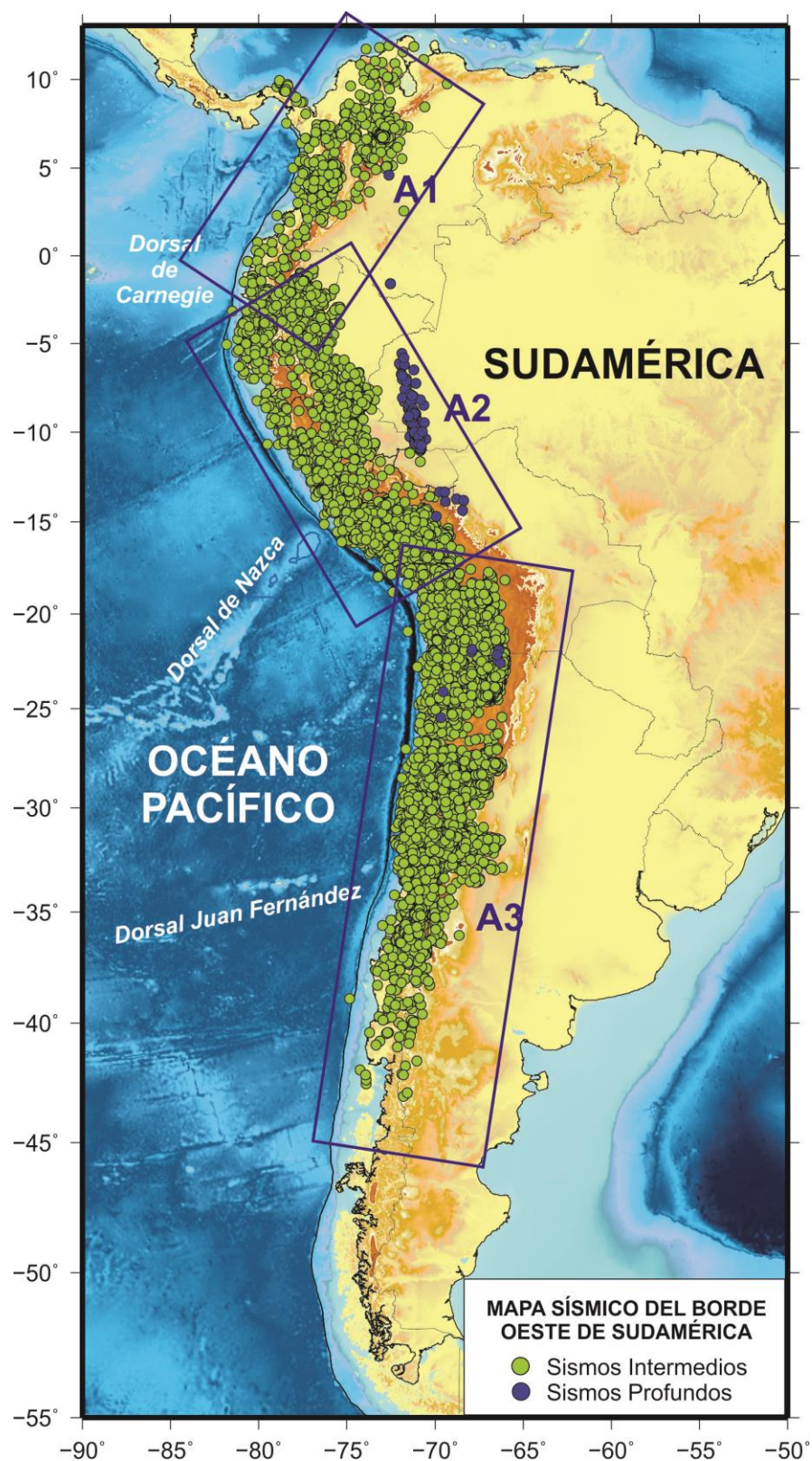


FIGURA 29.- Distribución espacial de los epicentros de los sismos de focos intermedios ($60 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km) respectivamente, en el borde occidental de Sudamérica. A1, A2 y A3 indican las áreas de estudio.

La distribución en profundidad de los sismos con foco superficial e intermedio, permiten configurar la superficie de fricción entre las placas de Nazca y la Sudamericana, así como la geometría de la primera por debajo del continente (Grange et al, 1984; Schnieder y Sacks, 1987; Rodrigo y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992). Estudios realizados por Tavera y Bufo (2001), y Bernal et al (2002) para la zona del Perú han permitido tener una idea general de la forma de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción debido a que en esta zona en particular, se presenta una cordillera submarina denominada la Dorsal de Nazca cuya presencia genera una deformación particular de la placa de Nazca, tal y como se puede observar en la *Figura 30*.

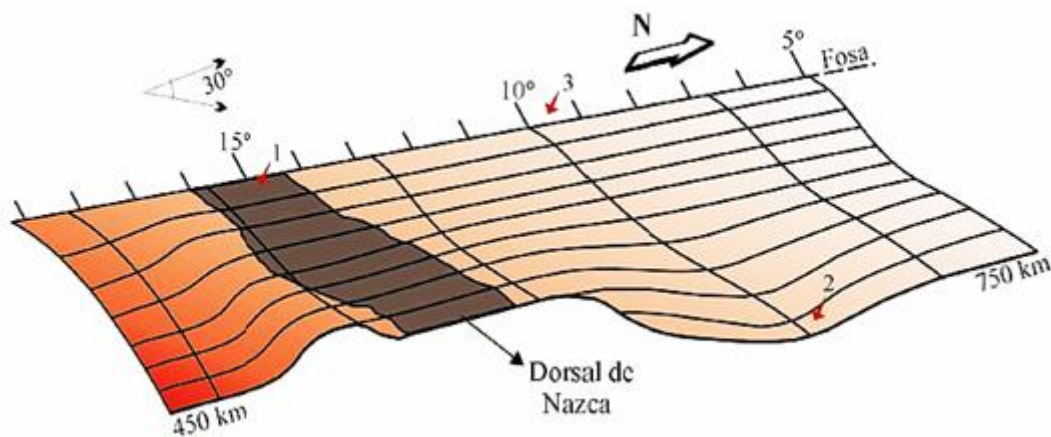


FIGURA 30.- Esquema 3D para la geometría de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana frente al borde Oeste del Perú. Los números del 1 al 3 indican las áreas de mayor deformación debida a la mayor ocurrencia de sismos.

(Tavera y Bufo, 2001, y Bernal et al, 2002)

Para todo el borde de Sudamérica, Gutscher (2002), propuso un modelo tridimensional del proceso de subducción, mostrando la geometría de la Placa de Nazca que va desde los 5° N hasta los 45° S la cual se mantiene; a grandes rasgos, uniforme bajo la Placa Sudamericana con un ángulo de subducción de 20° a 35°, a excepción de las zonas de subducción horizontal (Flat Slab) que se encuentran en Perú entre los 2° a 15° S y en Chile entre los 27° a 33° S. La localización de las mesetas oceánicas se encuentran representadas por líneas discontinuas indicando su proyección por debajo de la superficie (*Figura 31*).

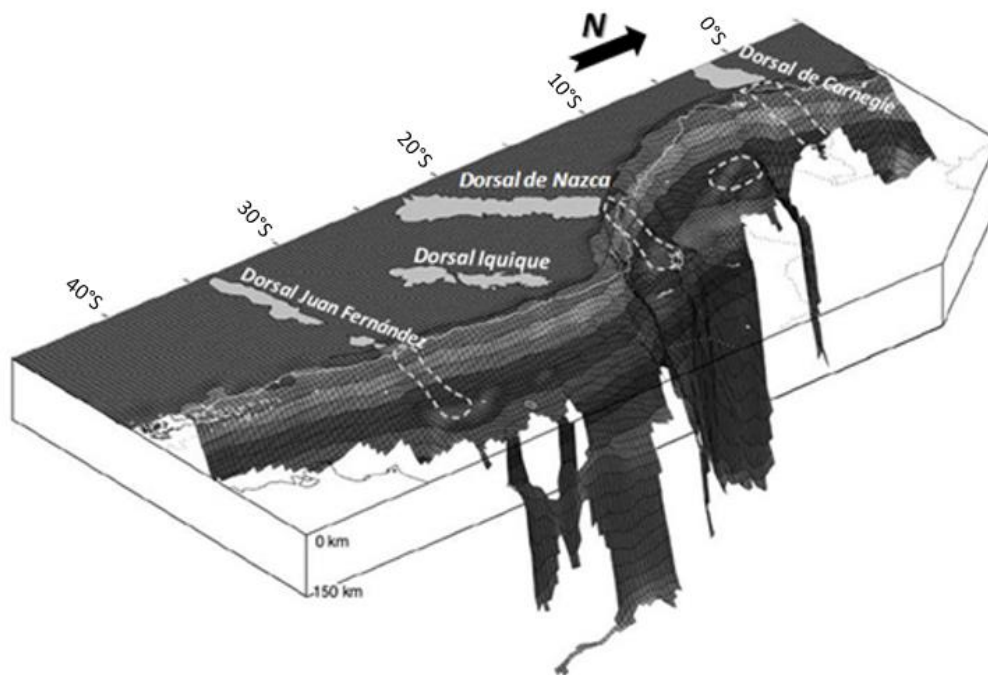


FIGURA 31.- Esquema tridimensional de la Placa de Nazca que subduce bajo la Sudamericana. Las Dorsales Asísmicas se indican con las líneas blancas discontinuas (Gutscher, 2002).

CAPITULO VII

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ÁREAS DE RUPTURA Y LAGUNAS SISMICAS EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

La continua ocurrencia de sismos de gran magnitud frente al borde Occidental de Sudamérica, ha permitido a través de la historia evaluar el gran potencial que presenta esta principal fuente sismogénica. Desafortunadamente, los diferentes catálogos sísmicos que existen, no son homogéneos ni están completos pero desde el punto de vista observacional es posible identificar diversas áreas en las cuales existiría la probabilidad de que ocurra un sismo en el futuro, siendo las áreas conocidas como “lagunas sísmicas”.

Estas áreas están rodeadas de otras en las cuales ya ocurrieron sismos importantes, lo cual permite afirmar que la energía liberada por estos sismos se habría acumulado en dichas áreas. En estas condiciones, resultaría sencillo en cierto modo identificar en el tiempo las lagunas sísmicas en función de la distribución de las áreas de ruptura asociados a sismos de gran magnitud.

En la *Tabla 6* se presenta los parámetros hipocentrales y valores de magnitud de los sismos más importantes (magnitudes ≥ 8) ocurridos en el borde occidental de Sudamérica desde el año 1500 a la fecha.

AÑO	Lat.	Long.	Prof.	Mag. (Mw)	Long. de rupt. Lr (km)	País
08/02/1570	-36.800	-73.000	--	8.3	170	Chile
16/12/1575	-39.800	-73.200	--	8.5	430	Chile
10/07/1586	-12.200	-72.000	--	8.1	175	Perú
24/11/1604	-17.000	-70.900	30	8.7	450	Perú
16/09/1615	-18.500	-70.500	--	8.8	180	Chile
13/05/1647	-35.000	-72.000	--	8.5	360	Chile
15/03/1657	-36.830	-73.030	--	8.0	140	Chile
20/10/1687	-13.200	-76.500	--	8.4	300	Perú
08/07/1730	-33.050	-71.630	--	8.7	500	Chile
25/05/1751	-36.830	-73.030	--	8.5	320	Chile
29/10/1746	-11.900	-77.100	--	8.6	500	Perú
13/05/1784	-16.500	-72.000	--	8.0	300	Perú
11/04/1819	-27.350	-70.350	--	8.3	320	Chile
19/11/1822	-33.050	-71.630	--	8.5	200	Chile
20/02/1835	-36.830	-73.030	--	8.5	190	Chile
07/11/1837	-39.800	-73.200	--	8.0	280	Chile
13/08/1868	-18.200	-70.800	25	9.0	500	Perú
09/05/1877	-21.000	-70.300	--	9.0	500	Chile
31/01/1906	-0.955	-79.369	20	8.8	500	Ecuador/Colombia
16/08/1906	-32.400	-71.400	35	8.2	250	Chile
10/11/1922	-28.293	-69.852	25	8.5	340	Chile
01/12/1928	-35.000	-72.000	--	8.3	230	Chile
24/01/1939	-36.120	-72.120	60	8.3	200	Chile
24/05/1940	-11.094	-77.487	50	8.2	180	Perú
24/08/1942	-14.819	-74.708	33	8.2	200	Perú
06/04/1943	-30.750	-72.000	55	8.2	320	Chile
22/05/1960	-39.500	-74.500	25	9.5	1000	Chile
17/10/1966	-10.665	-78.228	37	8.1	100	Perú
03/10/1974	-12.200	-77.500	21	8.1	140	Perú
12/12/1979	1.620	-79.420	24	8.2	205	Ecuador/Colombia
03/03/1985	-33.135	-71.871	33	8.0	120	Chile
30/07/1995	-23.340	-70.294	46	8.0	180	Chile
23/06/2001	-16.265	-73.641	29	8.2	350	Perú
15/08/2007	-13.386	-76.603	39	8.0	160	Perú
27/02/2010	-36.122	-72.898	30	8.8	450	Chile
01/04/2014	-19.610	-70.769	39	8.2	150	Chile
16/09/2015	-31.573	-71.674	22	8.3	225	Chile

Tabla 6.- Parámetros hipocentrales de los grandes sismos ocurridos en el Borde Oeste de Sudamérica desde el año 1500 ($M_w \geq 8$), según Silgado (1978), Dorbath et al (1990), Comte y Pardo (1991), Beauval et al., (2012), hasta la actualidad.

Para el mejor análisis de la información se decide proyectar las áreas de ruptura de los sismos por siglo, iniciando en el siglo XVI hasta el siglo XXI. En las *Figuras 32 y 33*, se presenta seis periodos de tiempo en los cuales se han producido importantes sismos.

7.1. SIGLOS XVI, XVII, XVIII.-

La *Figura 32* muestra la distribución espacial de las áreas de ruptura para los siglos XVI, XVII y XVIII. La primera imagen corresponde al Siglo XVI, periodo de 1500 a 1600. Durante este tiempo solo se produjeron 3 sismos; uno frente a la costa central del Perú en el año 1586 (Lima) con una longitud de ruptura de 175 km, y 2 frente a la costa Sur de Chile, un sismo en el año 1570 con una magnitud de 8.3 Mw y una longitud de ruptura de 170 km, el otro sismo se dio en el año 1575 con una magnitud de 8.5 Mw y una longitud de ruptura de 430 km aproximadamente. Estando el resto del borde Oeste de Sudamérica en situación de acumulación de energía.

Para el siglo XVII, periodo comprendido entre los años 1601 a 1700, se produjeron hasta 5 sismos, 2 de ellos en la parte Sur del Perú en el año 1604 (Arequipa) con una magnitud de 8.4 Mw y una longitud de ruptura de 450 km, otro sismo en el año 1687 con una magnitud de 8.2 Mw y una longitud de ruptura de 300 km. Los otros 3 sismos se dieron, uno hacia el extremo Norte de Chile en el año 1615 con una magnitud de 8.0 Mw y una longitud de ruptura de 180 km, los otros 2 sismos ocurrieron en la parte Central de Chile uno en el año 1647 con una magnitud de 8.5 Mw y una longitud de ruptura de 360 km, el otro sismo ocurrió en el año 1657 con una magnitud de 8.0 Mw y una longitud de ruptura de 140 km aproximadamente. Obsérvese que la mayoría de estos sismos pudieron ocurrir en las zonas reconocidas como lagunas sísmicas en el periodo anterior.

A continuación, para el siglo XVIII, periodo de 1701 a 1800, se puede observar la ocurrencia de 4 sismos casi en las mismas zonas en donde se produjeron los sismos anteriores, con la diferencia que estos últimos sismos produjeron áreas de ruptura que van desde los 300 a 500 km. Durante este periodo se produjeron 2 de los más grandes sismos conocidos en el Perú, el de Lima en 1746 de 8.6 Mw y una longitud de ruptura de 500 km y el de Arequipa en 1784 de 8.0 Mw con una longitud de ruptura de 300 km, ambos produjeron tsunamis con olas que alcanzaron los 17 metros de altura.

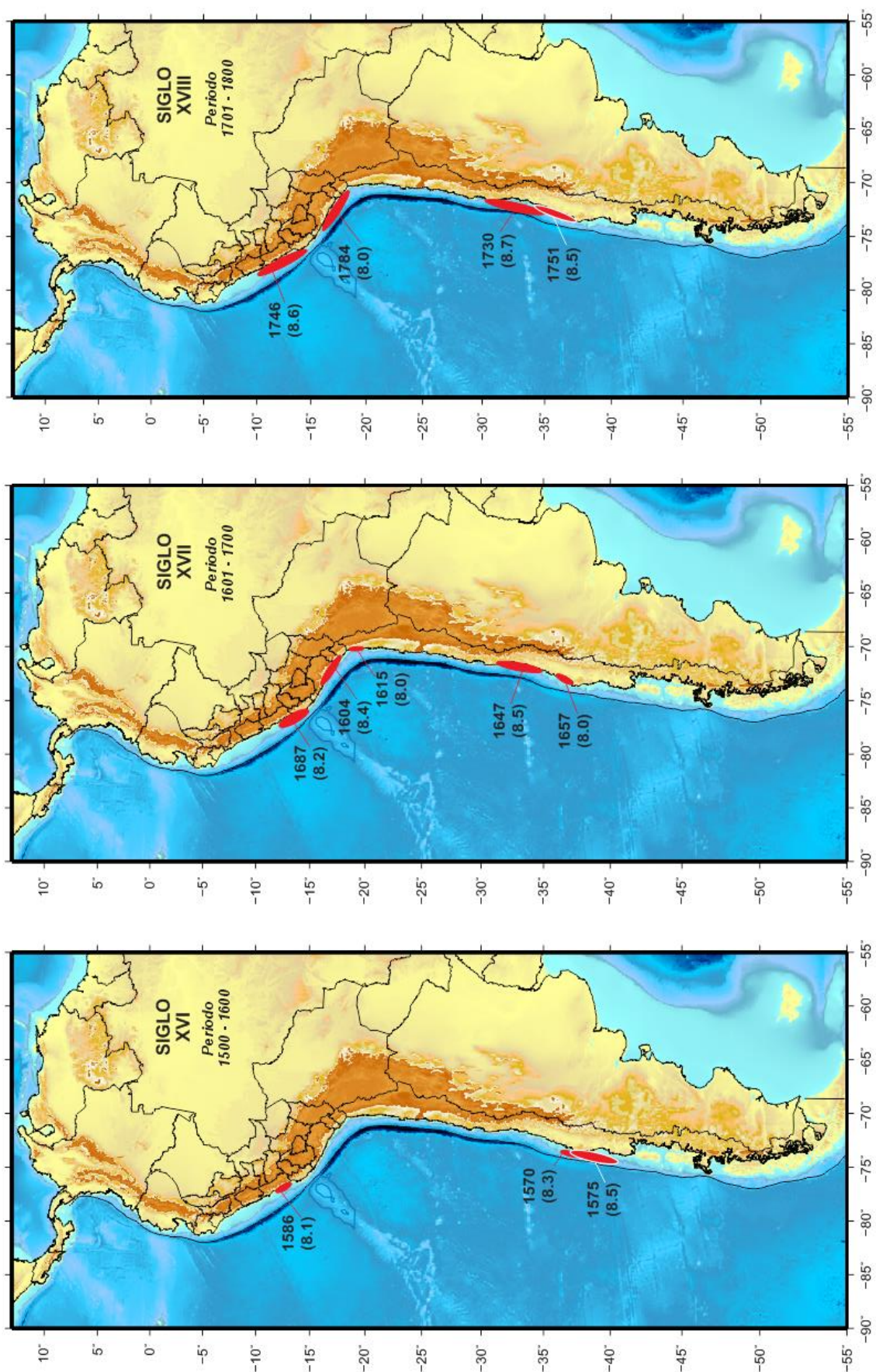


FIGURA. 32.- Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica durante los siglos XVI, XVII y XVIII

7.2. SIGLOS XIX, XX, XXI.-

La *Figura 33* muestra la ocurrencia de sismos en los siglos XIX, XX y XXI. Para el siglo XIX, periodo que va desde 1801 a 1900, se produjeron 6 sismos, de los cuales los de mayor magnitud ocurrieron, uno de ellos en la región Sur del Perú con el sismo del 13 de Agosto de 1868 con una magnitud de 9.0 Mw y una longitud de ruptura de 500 km, y otro en la región Norte de Chile con el sismo del 05 de Octubre de 1877 de magnitud 9.0 Mw y con una longitud de ruptura de 500 km. Hacia el Norte del área de ruptura del terremoto de 1868, se puede observar la ausencia total de estos sismos de gran magnitud incluyendo en las zonas de Ecuador y Colombia.

Durante el siglo XX, la mayoría de los sismos ocurrieron al Norte y Sur de las áreas de ruptura de los sismos de 1868 y 1877, se puede apreciar la ocurrencia de un gran sismo en el año 1906 en la zona de Ecuador límite con Colombia de magnitud 8.8 Mw con una longitud de ruptura de 500 km, el cual fue percibido en ambos países.

Se puede observar de manera sobresaliente el gran terremoto de Chile de 1960, quizás el más grande para el cual se haya tenido información sísmica instrumental, presentando una magnitud de 9.5 Mw y una longitud de ruptura de 1000 km. También se observa de manera muy clara la presencia de una importante laguna sísmica en la región Norte del Perú, así como también en la región Sur del Perú y Norte de Chile respectivamente, en donde se presentaron los sismos de 1868 y 1877.

En el presente siglo XXI se han producido 5 sismos de los cuales 2 de ellos ocurrieron al Sur del Perú en el año 2001 en la ciudad de Arequipa con una magnitud de 8.2 Mw y una longitud de ruptura de 350 km (Tavera et al, 2002; Giovanni et al, 2002) y otro sismo el 2007 en la localidad de Pisco con una magnitud de 8.0 Mw y una longitud de ruptura de 160 km. Los otros 3 sismos ocurrieron en Chile, uno de ellos en el extremo Norte en el año 2014 con una magnitud de 8.2 Mw y una longitud de ruptura de 150 km, los otros 2 sismos ocurrieron en la zona central de Chile, siendo el más representativo el sismo del 2010 que tuvo una magnitud de 8.8 Mw con una longitud de ruptura de 450 km, el último sismo ocurrió en el año 2015 con una magnitud de 8.3 Mw y con una longitud de ruptura de 225 km.

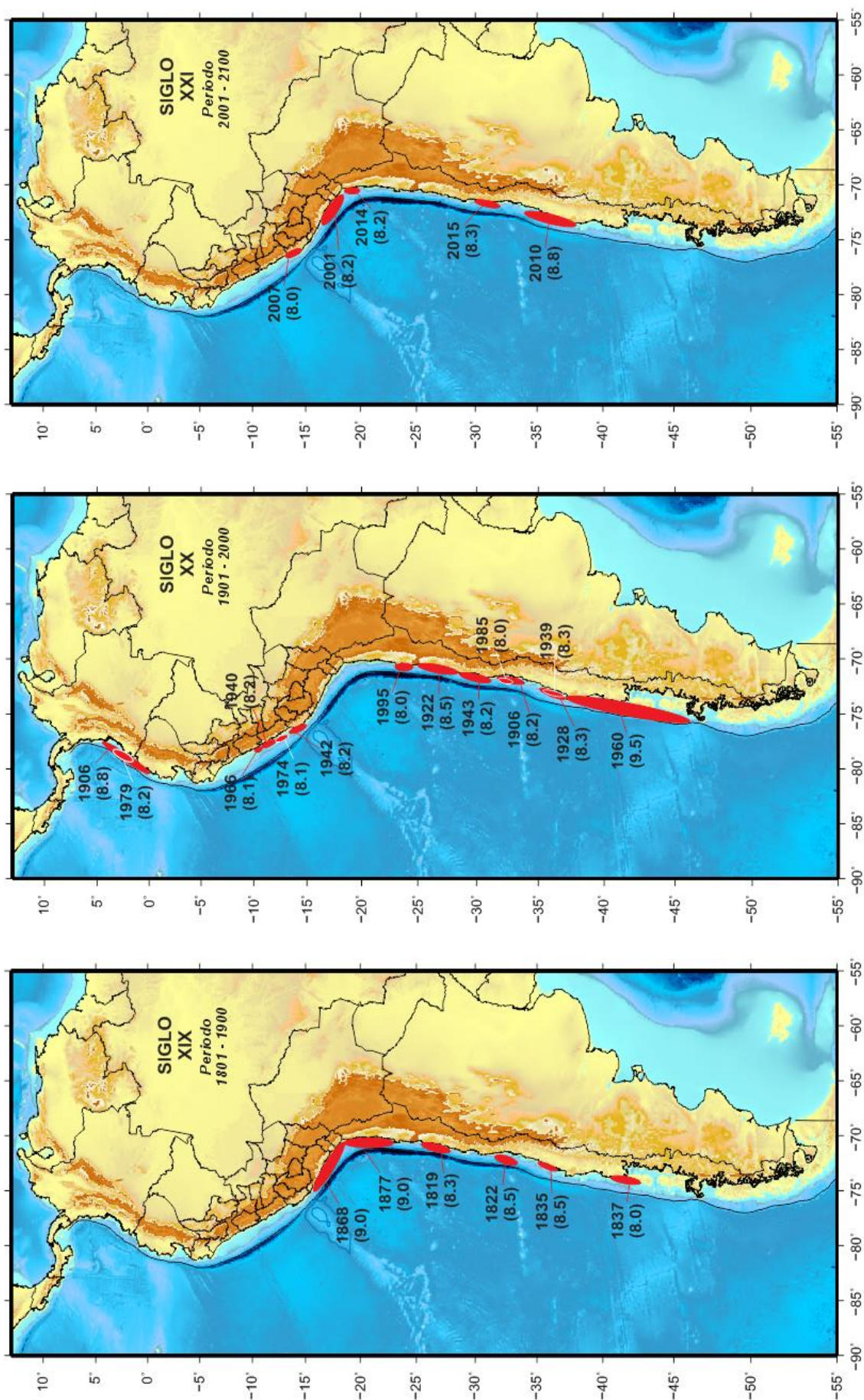


FIGURA. 33.- Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica durante los siglos XIX, XX y XXI

CAPITULO VIII

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

En la actualidad, el tema de predicción de terremotos aún está en controversia. Para poder predecir un terremoto se debe tener en cuenta los siguientes parámetros: *Predicción = Lugar + Tamaño + Fecha*. De estos parámetros sólo dos (Lugar, Tamaño) se han podido conocer y cuantificar. Para tal caso, es posible afirmar que los científicos han llegado a pronosticar la ocurrencia de los sismos aplicando diversos métodos puramente estadísticos, usando catálogos sísmicos, pero desde inicios del presente siglo se ha venido utilizando datos sísmicos, de GPS e Interferometría con bastante éxito. Este tipo de estudios, sobre todo aquellos que consideran la ocurrencia de grandes terremotos así como la ubicación de sus áreas de ruptura, se iniciaron en el año de 1972 con los primeros mapas de “Lagunas Sísmicas” propuestos por Kelleher (1972) para todo el borde de la Placa del Pacífico. En su estudio se identificaron futuras áreas que podrían ser afectadas por sismos, tal es el caso de la región Sur del Perú y Norte de Chile, así como la que se encontraba frente a las costas del departamento de Ica. Posteriormente, estudios más detallados sobre la distribución espacial de las áreas de ruptura de grandes sismos, permitieron a Tavera y Bernal (2005) definir con mayor precisión la presencia de zonas en donde se podrían presentar sismos de gran magnitud frente a las costas de Arequipa, Moquegua, Tacna y Norte del departamento de Ica. El análisis espacial de estas áreas de ruptura ha permitido observar que los grandes sismos son repetitivos en el tiempo, ya que las áreas que en algún momento liberaron energía, nuevamente vuelven a pasar por un periodo de acumulación de energía para luego dar origen a otro sismo. En la *Figura 34*, se observa la ocurrencia de sismos en función a su longitud de ruptura y ubicación en latitud con relación al periodo de ocurrencia.

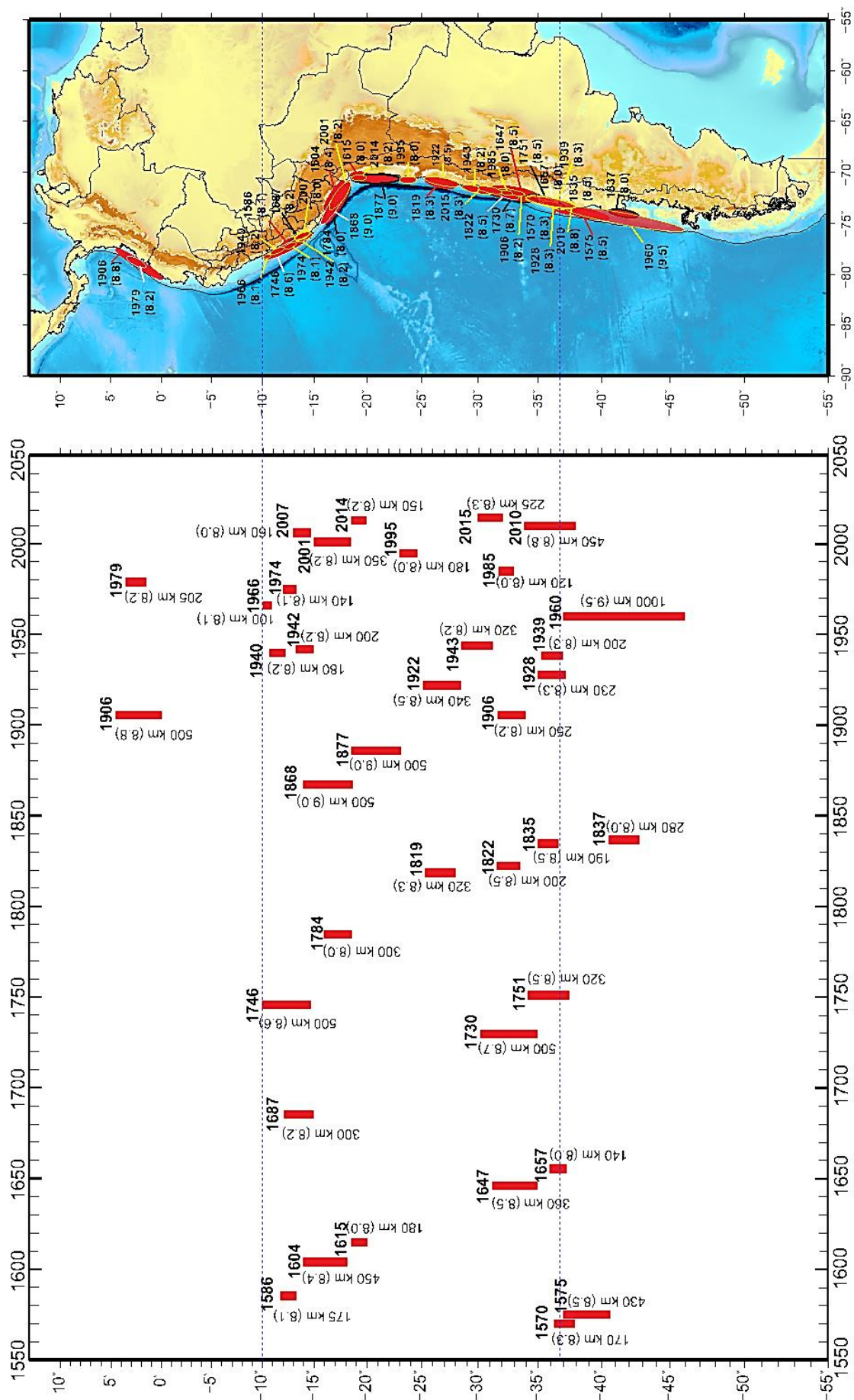


FIGURA. 34.- Grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica en función de su ubicación en latitud, fecha de ocurrencia y longitud de ruptura (modificado de Dorbath et al, 1990, para Perú)

En esta figura se puede apreciar claramente el diferente potencial sísmico que se presenta en todo el borde Oeste de Sudamérica. El análisis permite corroborar que las zonas con mayor potencial sísmico, se encuentran en las regiones Centro y Sur del Perú y en las regiones Norte y Centro de Chile respectivamente, en donde se observa una mayor ocurrencia de sismos probablemente debido a la presencia de las dorsales oceánicas que controlan la deformación frente a la zona costera.

Todo lo contrario viene ocurriendo en las otras zonas del borde Occidental de Sudamérica, en donde la ocurrencia de grandes sismos es muy poca o casi nula. Esta situación puede deberse a dos razones en particular:

- 1) La primera sugiere que en las áreas, que corresponden a la región Norte del Perú, Centro y Sur de Ecuador, región N-O de Colombia y Sur de Chile, existe un buen acoplamiento de placas (Nazca y Sudamericana). Por tal motivo, no libera energía, sobrepase la resistencia y sea liberada con un gran terremoto.
- 2) La segunda es una hipótesis extrema, la cual sugiere que ambas placas tanto la de Nazca y Sudamericana, se deslizan con facilidad una con otra, debido a que no existe asperezas entre ellas, lo que significaría que no haya acumulación de energía que necesite ser liberada con el tiempo.

Claramente es de suponer, que el tamaño de los sismos dependerá del periodo de acumulación de dicha energía, así como también de la extensión del área de ruptura o de la ubicación de la laguna sísmica.

Para realizar un estudio más detallado sobre la ocurrencia de sismos en el borde Occidental de Sudamérica, ha sido necesario dividir el área de estudio en tres zonas: Norte (ZN), Centro (ZC) y Sur (ZS). Además, se toma como referencia el sismo más antiguo de Sudamérica con magnitud ≥ 8 , para el cual se tenga información histórica e instrumental. El sismo más antiguo de Sudamérica con magnitud ≥ 8 ocurrió en 1570 en Chile, en base a esta información es que se considera un intervalo de tiempo que va desde el año 1550 hasta la actualidad (*Figura 35*). Los resultados de este análisis son:

Obsérvese que el periodo de recurrencia de cada sismo a lo largo del tiempo, depende de la zona en donde se presenta, situación que controla el tiempo de acumulación de energía.

- Partiendo de esta premisa, en la zona Norte (ZN) se tiene información sobre la ocurrencia de 2 sismos importantes en la historia de Ecuador y Colombia, siendo el más representativo el sismo de 1906 con una magnitud de 8.8 Mw ocurrido en el límite de Ecuador y Colombia. El tiempo de acumulación de energía antes de este

evento pudo haber sido más de 356 años, pero esta información no es precisa puesto que no se cuenta con una base de datos previa al año 1550. Después del sismo de 1906, toda esta zona se mantiene en silencio sísmico hasta la actualidad.

- En la zona Central (ZC), se puede observar la presencia de agrupamientos de hasta 9 sismos, como los ocurridos en 1906, 1922, 1928, 1939, 1943, 1985, 1995, 2010 y 2015, el periodo máximo de recurrencia entre estos sismos es de 42 años el cual se da entre el sismo de 1943 y el sismo de 1985; mientras que, entre los demás sismos que conforman este grupo, el tiempo de recurrencia oscila entre los 5 y 10 años de acumulación de energía (*Figura 35*). También se observa un periodo de silencio sísmico de unos 194 años, a partir del sismo de 1746 que ocurrió frente a las costas de la ciudad de Lima en Perú, con una magnitud de 8.6 Mw (longitud de ruptura de 500 km). Dicho silencio sísmico habría terminado con la ocurrencia del sismo de 1940 que tuvo una magnitud de 8.2 Mw (longitud de ruptura de 180 km). Otro periodo de silencio sísmico que se observa en la ZC, se inició con el sismo de 1604 (8.4 Mw) (longitud de ruptura de 450 km), siendo el periodo de acumulación de energía de unos 169 años y habría terminado con el sismo de 1784 el cual tuvo una magnitud de 8.0 Mw (longitud de ruptura de 300 km), a partir de este último sismo y después de 84 años de acumulación de energía, se dio lugar a 2 de los más grandes terremotos conocidos en la historia de esta zona de Sudamérica, el terremoto de 1868 al Sur del Perú y el de 1877 al Norte de Chile. Otro importante periodo de silencio sísmico es el que se considera antes de la ocurrencia del sismo de 1819 de magnitud 8.3 Mw (longitud de ruptura de 320 km), este periodo de acumulación de energía podría haber sido de más de 269 años aproximadamente, este valor es estimado a partir del año 1550. Después del sismo de 1819, comenzó un nuevo periodo de acumulación de energía de unos 103 años el cual habría terminado con el sismo de 1922 (8.5 Mw) (longitud de ruptura de 340 km). A partir del sismo de 1877 (9.0 Mw) (longitud de ruptura de 500 km), es que empieza otro periodo de acumulación de energía de unos 124 años, el cual habría terminado con la ocurrencia del sismo del 2001 (8.2 Mw) (longitud de ruptura de 350 km). Después de la ocurrencia de los sismos más recientes en la ZC, entre ellos el del 2014 (8.2 Mw) (longitud de ruptura de 150 km) y del 2015 (8.3 Mw) (longitud de ruptura de 225 km), es que comienza un nuevo periodo de acumulación de energía o silencio sísmico.

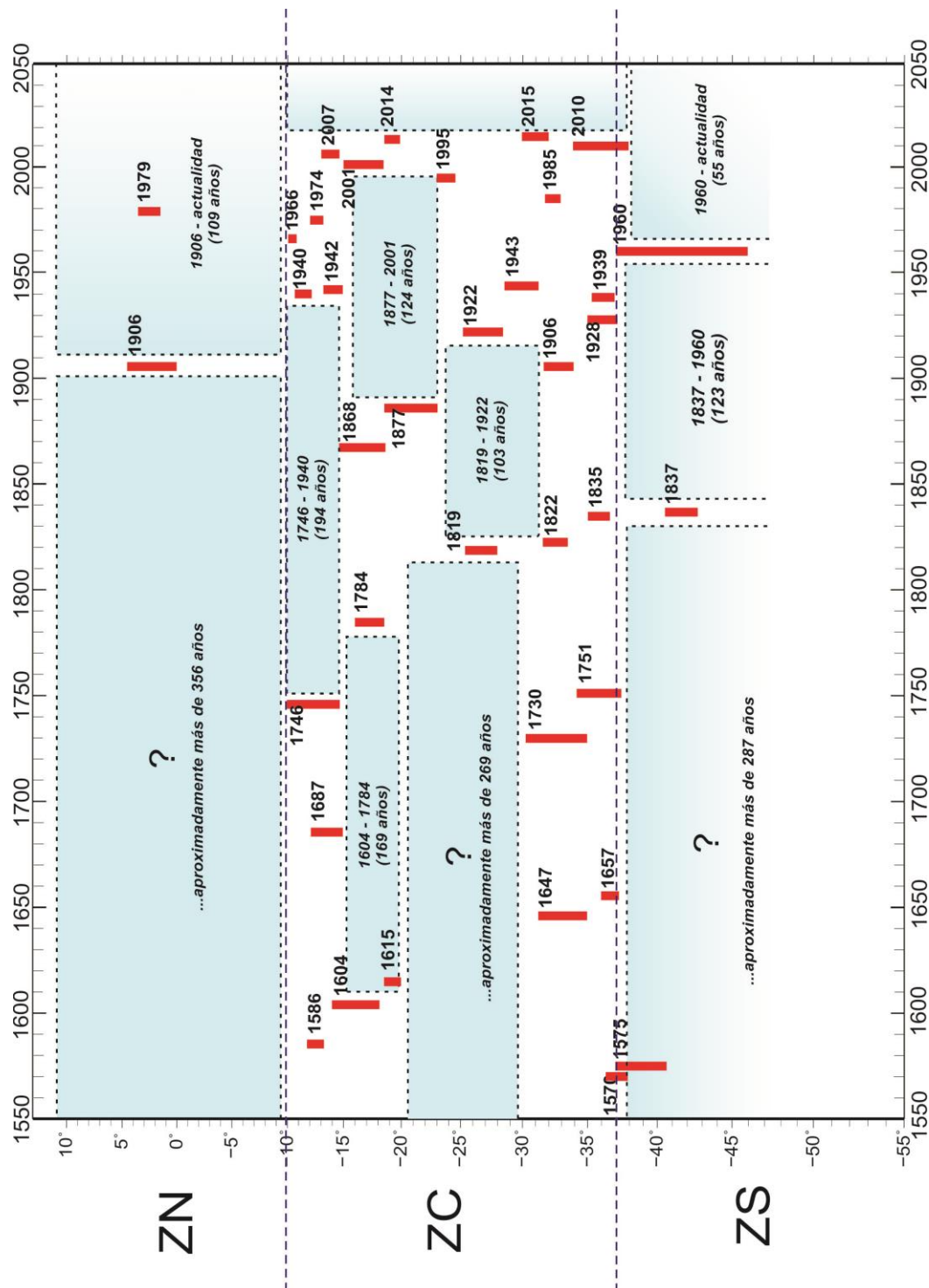


FIGURA. 35. - Distribución temporal de los grandes sismos y de las lagunas sísmicas en el borde Occidental de Sudamérica

- Para la zona Sur (ZS) del borde Oeste de Sudamérica, se puede observar la presencia de un importante periodo de silencio sísmico de 262 años, considerando el sismo de 1575 (8.5 Mw) como punto de inicio del silencio sísmico. Este habría concluido con la ocurrencia del sismo de 1837 (8.0 Mw). Pero, si el intervalo de tiempo se establece desde el año 1550, se estaría hablando de un periodo de acumulación de energía de más de 287 años, pero la información no es precisa debido a que no se cuenta con información anterior. A partir de la ocurrencia del sismo de 1837, se genera otro periodo de acumulación de energía de 123 años, el cual fue interrumpido por uno de los mayores terremotos ocurridos en la historia sísmica de Sudamérica, el terremoto de Valdivia al Sur de Chile en 1960, quizás el más grande sismo para el cual se tiene información sísmica instrumental. Este sismo alcanzó una magnitud de 9.5 Mw con una longitud de ruptura de unos 1000 km, siendo este sismo el último que se generó en esta zona, dando inicio así a un nuevo periodo de silencio sísmico.

CONCLUSIONES

1. La distribución espacial y la ocurrencia de los sismos en todo el borde Oeste de Sudamérica, se presenta de manera heterogénea. Los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), se distribuyen en dos grupos: el primero considera a los sismos que ocurren entre la línea de costa y la fosa, siendo mayor su número en Perú y Chile y menor en Ecuador y Colombia. Estos sismos están relacionados al proceso de subducción en sus primeros niveles de profundidad (fricción entre placas). Un segundo grupo considera a los sismos que ocurren en el continente y tiene su origen en los principales sistemas de fallas activas que se distribuyen sobre o paralelas a la Cordillera de los Andes.
2. Los sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km), están relacionados con el proceso de deformación interna de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana y su distribución irregular sugiere que la placa está sujeta a diferentes regímenes de esfuerzos, siendo mayor por debajo del borde Ecuador – Perú y en la zona central de Chile. La actividad sísmica con foco profundo ($300 < h \leq 700$ km), se presenta en menor número sobre la parte Oriental del Perú, el Altiplano Boliviano y en la región Norte de Argentina, el origen de estos sismos es aún tema de investigación.
3. El análisis y la evaluación de las áreas de ruptura de los grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica, ha permitido aceptar que dicho borde de convergencia de placas, es uno de los mayores en cuanto al potencial sísmico se refiere. Como es de suponer, es muy difícil precisar la fecha o el periodo de ocurrencia del próximo sismo, pero es posible estimar la magnitud y el lugar en donde podría generarse un nuevo evento sísmico gracias al conocimiento de las áreas potencialmente sísmicas y a su historia sísmica. Actualmente, se continúa desarrollando y aplicando diferentes métodos geofísicos, pero el método de laguna sísmica sigue siendo el más eficaz en pronosticar sismos a largo plazo, siendo esta laguna sísmica, la zona más propensa a la ocurrencia de un sismo de gran magnitud.

4. Hoy en día, se ha logrado identificar, la presencia de hasta 10 lagunas sísmicas en el borde Occidental de Sudamérica, los mismos que más adelante darían origen a igual número de sismos (*Figura 36*). Para la identificación de estas lagunas sísmicas (LS) se tomó en consideración los últimos sismos que ocurrieron desde el año 1500 a la fecha, los cuales marcan el inicio de nuevos periodos de acumulación de energía para nuestros días. Las nuevas lagunas sísmicas se ubican entre las áreas de ruptura de los siguientes sismos:
- **LS-1:** Hacia el extremo Norte del terremoto de 1979 en Colombia (440 km. de longitud), con 110 años de acumulación de energía.
 - **LS-2:** Hacia el extremo Sur del terremoto de 1979, a lo largo de la zona costera de Ecuador (480 km. de longitud), con 177 años de acumulación de energía.
 - **LS-3:** Ubicado en la región Norte del Perú (560 km de longitud), con 397 años de acumulación de energía.
 - **LS-4:** Ubicado en la región Central del Perú, hacia el extremo Norte del terremoto del 2007 (470 km de longitud), con 270 años de acumulación de energía.
 - **LS-5:** Entre los sismos de 2001 y 2007 en la región Sur del Perú (200 km. de longitud), con 103 años de acumulación de energía.
 - **LS-6:** Entre los sismos del 2001 y 2014 al Sur del Perú y Norte de Chile (100 km. de longitud), con 148 años de acumulación de energía.
 - **LS-7:** Entre los sismos de 1995 y 2014 al Norte de Chile (350 km de longitud), con 139 años de acumulación de energía.
 - **LS-8:** Entre los sismos de 1995 y 2015 al Norte y región Central de Chile (570 km de longitud), con 94 años de acumulación de energía.
 - **LS-9:** Entre los sismos del 2010 y 2015 en la región Central de Chile (200 km de longitud), con 110 años de acumulación de energía.
 - **LS-10:** Hacia el extremo Sur del terremoto de Chile del 2010 (más de 1000 km de longitud), con 56 años de acumulación de energía. Esta última involucra a la gran laguna sísmica del terremoto de 1960 (9.5 Mw).

Con esta información se puede tener una idea del tiempo de recurrencia y la cantidad de energía que se va acumulando a partir del último sismo que ocurrió en estas zonas, dicha energía sería liberada con la ocurrencia de un gran sismo, el cual ocurriría especialmente en las zonas de alto potencial sísmico como lo son Perú y Chile. Conociendo la ubicación de las lagunas sísmicas o áreas de ocurrencia de futuros eventos sísmicos, se deben considerar trabajos de Gestión de Riesgo para reducir el daño que podrían producir.

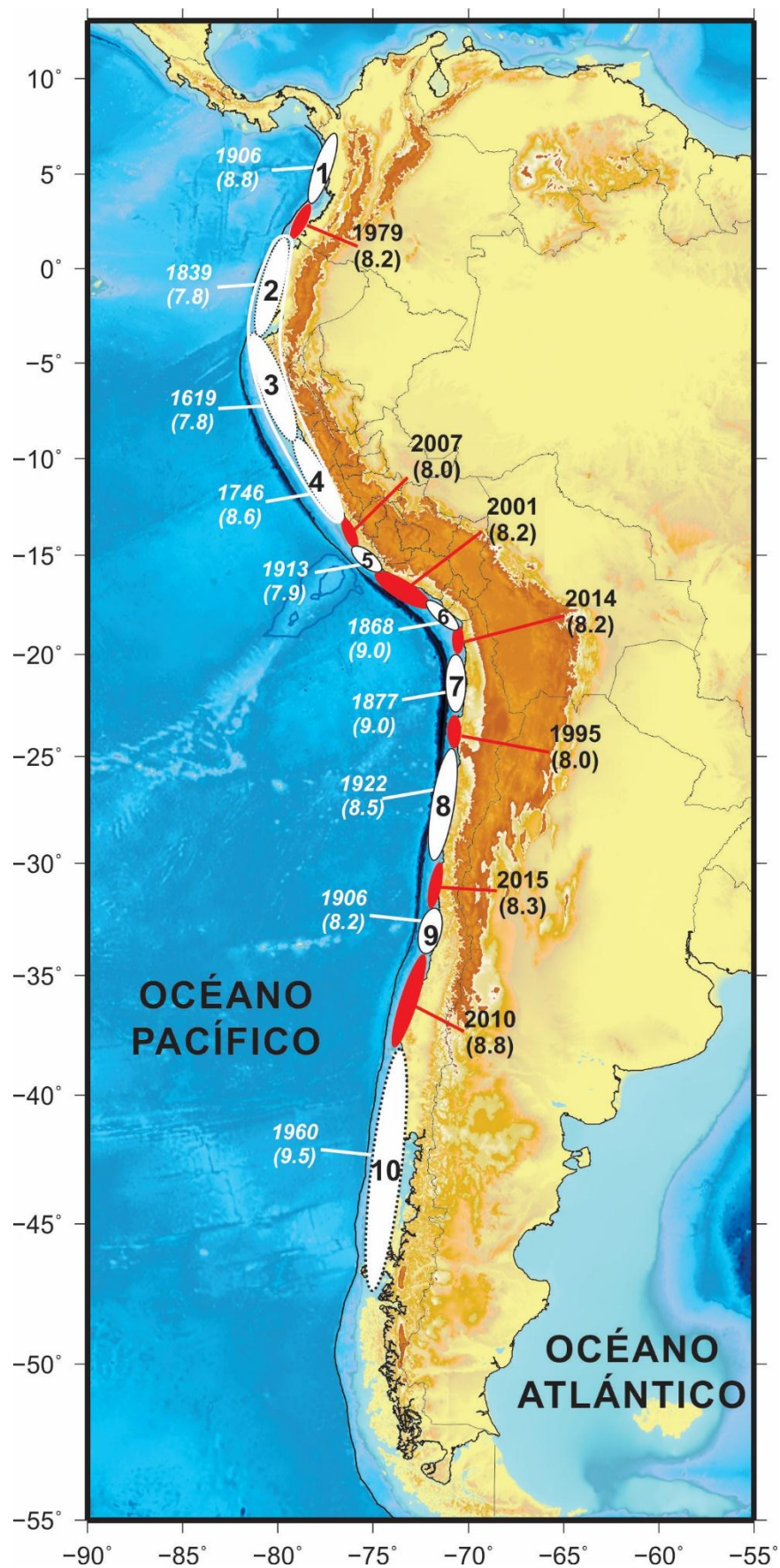


FIGURA 36.- Mapa de ubicación de las 10 posibles Lagunas Sísmicas indicando los grandes eventos sísmicos; que en el pasado, habrían ocurrido en estas áreas (Fuente propia).

RECOMENDACIONES

En este estudio se aplicó un método estadístico el cual se encarga de analizar la distribución de las áreas de ruptura de los grandes terremotos para identificar las regiones donde estos grandes eventos no se han producido en los últimos tiempos. Estas regiones son conocidas como Lagunas Sísmicas las cuales son calificadas como las áreas más propensas en donde se origine un gran terremoto en el futuro. A la fecha no existe ningún método eficaz para la predicción de los terremotos, por lo que se recomienda a la población ya las autoridades correspondientes, tomar conciencia de la situación sísmica en Sudamérica para poder estar preparados y saber qué hacer antes, durante y después de un terremoto con el fin de reducir las pérdidas humanas y materiales que se presentan como consecuencia de estos fenómenos.

BIBLIOGRAFÍA

- Audebaud, E., Capdevile, R., Dalmayrac, B., (1973).- Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou – Bolivie). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. 2nd ser. 15 (1-2), 73-114.
- AstroyCiencia.com – Imagen – Tectónica de la Tierra.
<http://www.astroyciencia.com/2008/02/06/la-tectonica-de-la-tierra/>
- 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.
- Barrientos s. (2014).- (Centro sismológico Nacional-Universidad de Chile), Informe Técnico-terremoto de Iquique, Mw=8.2, 1° de abril del 2014.
- Barazangi M., Isacks B.L., (1976).- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, Geology, 4, 686-692.
- Barriga, V. (1939).- Libro de los Cabildos de la ciudad de Arequipa. Sesión del 10 de Agosto de 1555, reproducida en documentos para la Historia de Arequipa.
- Beauval, C., Yepes, H., Palacios, P., Segovia, M., Alvarado, A., Font, Y., Aguilar, J., Troncoso y L., Vaca S. (2012).- An Earthquake Catalog for Seismic Hazard Assessment in Ecuador. Bulletin of the Seismological Society of America, 103, 2a, 773-786, doi: 10.1785/0120120270
- Beauval, C., Tasan, H., Laurendeau, A., et al. (2012).- On the testing of ground motion prediction equations against small magnitude data. Bulletin of the Seismological Society of América 102(5): 1994-2007.
- Bernal I. (2002).- Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: características y evaluación de la energía sísmica liberada. *Tesis de ingeniería unsa*, 170 pág.
- 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. (2009).- Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. Tectonophysics, 2009.

- Cahill, T.; Isacks, B. (1992).- Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B12, p. 17503-17529.
- Carpio J, Zamudio Y. y Salas H. (2002).- Características generales del tsunami asociado al terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001 (Mw = 8.2). – Centro Nacional de datos Geofísicos. terremoto de la región Sur del Perú del 23 de junio del 2001, cndg (202), p 121-128.
- Comte d. & M. Pardo (1991).- Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Perú seismic gaps. *Natural hazards*, 4, 23-44.
- Coral, C. (1984).- Particularidades de la Sismicidad en Colombia. Ph. D. Tesis. Física MSU. Moscú. Rusia. En Curso.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco. R. (1980).- Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris. v. 122.501 p
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981).- Parallel thrust and normal faulting in Perú and constraints on the state of stress: *Earth and Plan. Sc. Let*, 55, 473 – 481.
- Das, S. y K. Aki (1977).- Fault plane with barriers: A versatile Earthquake Model. *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670, 1977
- Demets C., Gordon R. G., Argus D. F. & Stein S. (1990).- Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425–478.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., (1970).- Mountain belts and the new global tectonics: *J. Geophysical Research* (75) p. 2625-2647.
- Dickinson, W. P., (1971).- Reconstruction of past Arc trench system from Retrotectonic Assemblages in the island arcs of Western Pacific. In P. J. Coleman (Editor).
- Dorbath L. A. Cisternas & c. Dorbath (1990).- Assessment of the size of large and great historical earthquake in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.
- Dorbath et al, (1990).- Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Perú. – *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.4, No. ½, pp, 13-24, 1991.
- Egger, E. (2003).- Map of earthquakes from 2003-2011.
- Egred, J. (1999)(a).- Catálogo Sísmico del Ecuador. Instituto Geofísico EPN, Quito.
- Egred, J. (1999)(b).- Los terremotos y su incidencia en el Ecuador. Instituto Geofísico EPN, Quito. Inédito.
- Espinosa, A. (1993).- Actualización del catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. Informe Interno. Ingeominas, Cali, Colombia.
- Espinosa, A. (1994 a).- Sismicidad Histórica de Santafé de Bogotá y su area (1500-1994). Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Ingeominas.

- Espinosa, A. (1994 b).- Contribuciones al catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. I. Cinco terremotos destructores de la Colonia encontrados en los archivos Históricos Colombianos, Rev. Ingeominas, No.4, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1994 c).- Contribuciones al catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. II. El Terremoto de Tunjuelito (1644, Marzo 16) y sus efectos Geotectónicos en la Zona Epicentral. Rev. Ingeominas, No.4, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1994 d).- Actualización del catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. Rev. Ingeominas, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1996).- Sismicidad Histórica de la Ciudad de Pereira y su area. Proyecto Microzonificación Sísmica de Pereira, Santa Rosa de Cabal y Dosquebradas. Inédito.
- Espinosa, A. (2001).- La sismicidad histórica en Colombia, Revista Geográfica Venezolana, Vol. 44(2) 2003, 271-283
- 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.
- Giovanni, M. K., S. L. Beck, and L. Wagner (2002).- The June 23, 2001 Perú earthquake and the southern Perú subduction zone, Geophys. Res. Lett., 29(21), 2018, doi:10.1029/2002GL015774.
- 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 Perú. J. Geophys. Res., 89, 6139-6159.
- Handschumacher, D.W. (1976).- In: Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific. American Geophysical Union, Washington D.C.. 19: 7-2. doi: 10.1029/GM019p0177.
- Hampel, A., (2002).- The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation and some geological implications, Earth Planet. Sci. Lett., 203, 665 – 679.
- Hampel, A., N. Kukowski, J. Bialas, C. Huebscher, and R. Heinbockel (2004).- Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in Southern Perú, J. Geophys. Res., 109, B02101, doi: 10.1029/2003JB002593.
- Heras, H. (2002).- Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción de Perú. Tesis de Grado UNSA. 115p.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2003).- Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the Northeastern Japon Subduction Zone. Journal of Geophysical Research 108: 2249.
- Indeci, (2006).- Instituto Nacional de Defensa Civil - Compendio estadístico de prevención y atención de desastres - Sismos ocurridos en el Perú a través del tiempo.

- Ingeominas, (1987).- Sismicidad Histórica. Informe de actividades de 1986. GERSCO.
- Ingeominas – CEE, (1992).- Sismicidad Histórica y reciente del área de Popayán. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán, Pub. Esp. N.2, p. 7-27.
- Jackson, D. D., and Kagan, Y. Y., (2006).- The 2004 Parkfield Earthquake, The 1985 prediction, and characteristic Earthquakes: Lessons for the future. Bulletin. Seismological Society of América, 96, S397 – S409.
- James, D. (1971).- Andean cristal and upper mantle structure, J. Geophys. Res. V76, 3246 – 3271.
- Kausel E. (1986).- “Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y Norte de Chile” bol. acad. chil. cienc., 3, 8-12.
- Kagan Y. & D. Jackson (1991).- Seismic gap hypothesis: Ten years after. j. geophys. res., 96, 21419 - 21431.
- Kagan Y. & D. Jackson (1995).- New Seismic gap hypothesis: Five years after. j. geophys. res., 100, 3943 – 3959.
- 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.
- Kelleher J. (1972).- Rupture zones of large South American Earthquakes and some predictions. j. geophys. res., 77, 2087 – 2103.
- 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. 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 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.
- 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].
- Macharé, J. (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. vol 76, pp. 45-7

- Macharé, J. and Ortlieb, L., (1992).- Plio-Quaternary vertical motions and the Nazca Ridge, central coast of Peru. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Pérignon and G. Laubacher (Editors), Andean Geodynamics. Tectonophysics, 205: 97-108.
- Marocco, R. (1980).- Geologie des Andes peruvienne: Un segment E-W de la chaîne des Andes peruvienne, la deflexión d'Abancay. Etude géologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud d'Perú. Doc ORSTOM, 94 pag.
- Mccann W., S. Nishenko, I. Sykes & J. Krause (1979).- Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. Page oph, 117, 1082 – 1147.
- Mégard, F., (1978).- Etude Géologique des Andes du Pérou Central. ORSTOM, Mémoire 86, 310 p.
- 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.
- Muñoz, N.; Charrier, R. (1996).- Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, p. 171-181.
- Nadeau, R. M. and McEvilly, T. V., (1999).- Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. Science 285: 718-721.
- Nishenko, S., W. asid y 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.
- Nishenko S. (1985).- Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margin of South America: a 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. & I. Sykes (1993).- Comment on "Seismic gap hypothesis: Ten years after" by Y. Kagan y D. Jackson j. geophys. res., 98, 9909 – 9916.
- Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola, M. Ellis, (1998).- Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, Science, 279, 358-362.

- Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S. Y Harrison, C. (1999).- Decelerating Nazca South América and Nazca – Pacific plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405-3408.
- 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.
- ONEMI (2009).- Informe Consolidado n°1 – Sismo destructivo del 03 de marzo 1985 – Unidad de riesgos de origen natural – División de protección civil, Santiago, Chile.
- Pennington, W. D., (1981).- Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10, 753 – 10, 770.
- Perú.com (2014).- Imagen - <http://peru.com/actualidad/internacionales/chile-cientificos-esperaban-terremoto-entre-ilo-y-mejillones-noticia-241974>.
- Pilger R.H., (1981).- Plate reconstructions, aseismic Ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 448-456.
- Polo, T. (1898).- Sinopsis de los temblores y volcanes del Perú, *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima* 8,321-416.
- Portal Ciencia – Imagen–Tectónica de Placas. <http://www.portalciencia.net/geolotec.html>
- Quispe R., Tavera H. & Bernal I. (2003).- Geometría de la placa de nazca y el borde occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *boletín de la sociedad geológica del Perú* v. 95 (2003) p. 93-110.
- Ramírez, J.E. (1975).- Historia de los terremotos en Colombia. Segunda edición, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá. 250 p.
- Ramírez, J. E.; Goberna, J. R.; (1980).- Terremotos Colombianos noviembre 23 y diciembre 12 de 1979, Informe preliminar. Bogotá, 95p.
- Ramos, V. A. (1999).- Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (24): 715-789, Buenos Aires.
- 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. (1975).- Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence. *Tectonophysics*, 26, 1–21.
- Rikitake, T. (1982).- "Do foreshock epicenters move toward the main shock epicenters?". *Earthquake Pred. Res.* vol. 1, pp. 95-114.}
- 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.A. and Quilty, E., (1997).- Case 21 - Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 149, 21–60.
- Salcedo, E. (1992).- Sismicidad y amenaza sísmica en Colombia. Ph. D. Tesis. Física MSU. Moscú, Rusia. En ruso.
- Salcedo, E. (1999).- Estudio de la Sismicidad Histórica en la Región de Bucaramanga (Colombia). *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* Vol. XXIII, No.87, Santafé de Bogotá, p. 233-248.
- Salcedo, E. (2002).- Sismicidad Histórica y Análisis Macrosísmico de Bucaramanga. *Boletín Geológico Ingeominas*, No.40. Santafé de Bogotá. 180 p. ISSN – 0120-1425.
- Sanclemente, E., Iovalalen, M., Navarrete, E. (2011).- Escuela Superior Politécnica del litoral (ESPOL)-Ecuador, Facultad de Ingeniería y Ciencias de la tierra.: "Estimación de los parámetros de ruptura del terremoto de Esmeraldas del 12 de diciembre de 1979, a partir de los datos hidrográficos y simulación numérica de propagación de tsunamis".
- Scholz, C. H., and R. Kranz (1973).- Notes on dilatancy recovery, *J. Geophys. Res.*, 79(14), 2132–2135.
- Schneider, J.F. and Sacks, I.S. (1987).- Stress in the contorted Nazca plate beneath Southern Peru from local earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 92: doi: 10.1029/JB080i013p13887. issn: 0148-0227.
- Sébrier, M., Huamán, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985).- Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP – LGDI proy. SISRA, Grup. Peruano de Neotectónica, 96 pp.
- Sébrier, M., J. L. Mercier, J. Machare', D. Bonnot, J. Cabrera, and J. L. Blanc (1988).- The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Perú, *Tectonics*, 7, 895 – 928.
- Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. Mao (2002).- REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 2081, doi:10.1029/2000JB000033.
- Shebalin, N. V. (1974).- Focos de Terremotos Fuertes en la URSS. Public. Inst. Física de la Tierra, URSS, Academia de Ciencias, Moscú, 53 p. En ruso.

- Silgado E. (1978).- Terremotos destructivos en América del Sur, 1513-1974, proyecto SISRA 10, 1-328, CERESIS, Lima.
- Sismo24.CL - Sismos históricos de Chile. [http:// http://www.sismo24.cl/qbasedatos.html](http://www.sismo24.cl/qbasedatos.html)
- Soloviev, A. A., Ismail-Zadeh, A. T., (2003).- Models of dynamics of block and fault systems. In: Keilis-Borok VI, Soloviev, A.A. (eds) Nonlinear dynamics of the lithosphere and Earthquakes prediction. Springer, Heidelberg.
- Stauder, W. (1975).- Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by Focal Mechanism and by Seismicity. J. Geophys. Res. 80, 053-1064.
- Stuart W. (1974).- Diffusion less 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.
- Tapia P., Roldán W., Villacis C.,(2002).- Vulnerabilidad Sísmica de las ciudades del Norte de Chile: Arica, Antofagasta y Copiapo- Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica del Norte - Antofagasta, Chile, Geohazard International Palo Alto, California, EEUU.
- Tavera H. & E. Bufo (1998).- Sísmicidad y Sismotectónica de Perú. en: a. Udias y E. Bufo (eds). Sísmicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. *Física de la tierra ucm*, n° 10, 187-219.
- Tavera H. y C. Agüero (2001).- Catálogo Sísmico del Perú 1471 – 1982 - Versión Revisada y Actualizada. Instituto Geofísico del Perú (CNDG-Sismología).
- Tavera H. (2002).- Terremoto de la región Sur del Perú del 23 de junio del 2001 cndg - p 11-18. "Historia de un terremoto anunciado para la región Sur del Perú – Centro Nacional de datos Geofísicos.
- Tavera, H., Bernal, I. (2005).- Distribución Espacial de áreas de Ruptura y Lagunas Sísmicas en el Borde Oeste del Perú. Volumen Especial N° 6 Alberto Giesecke Matto p. 89-102.
- Teves, N. y E. Evangelista. (1974).- Las 200 millas de mar territorial peruano y sus fondos marinos. Bol. Soc. Geol. Perú, T. 53, P. 59-74
- Velásquez, E. & Jaramillo, J. D. (1993).- Estudio de la Amenaza Sísmica de Medellín, Universidad EAFIT, Alcaldía de Medellín y PNUD, Programa de Prevención Sísmica para Medellín – Segunda Etapa, Parte I, Medellín.
- Vigny, C. (2009).- The Earthquake of Padang, Sumatra of 30 September 2009: Scientific Information and Update. Geoscience Dept., Ecole Normale Supérieure.

- Wakita, H., Nakamura, Y. y Sano, Y. (1988).- Short-term and Intermediate-term Geochemical Precursors, *Pure Appl. Geophys.* 126, 267-278.
- Wyss, M. & Booth, D. C. (1997).- The IASPEI procedure for the evaluation of Earthquake Precursors.
- Wortel, R., and Cloetingh, S. (1981).- On the origin of the Cocos-Nazca spreading center, *Geology*, 9, 425-430.
- Wortel, M. J. R., (1984).- Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone: *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 783 – 791.
- Yamako M.& Uyeda, S. (1990).- Heat-Flow studies in the Perú Trench subduction zone, proceeding of the Ocean Drilling program, Scientific results, Vol. 112: 653-661.
- Yeats R. & Heath G.R. (1976).- Bathymetry and structure of the bauer deep around dsdp Site 319. *Deep Sea Drilling Project*, Vol. 34(3):157-162.
- 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.