

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



**“METODOLOGÍA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE SISMOS
GENERADORES DE TSUNAMI A DISTANCIAS REGIONALES
USANDO LA TRANSFORMADA DE WAVELET”**

**Tesis presentado por el bachiller
en Ciencias Geofísicas:**

WILFREDO SULLA HUILLCA

**Para optar el título de:
INGENIERO GEOFÍSICO**

ASESOR INTERNO: Mg. Edgar Gonzales Zenteno

ASESOR EXTERNO: Dr. Hernando Tavera Huarache

**Arequipa – Perú
2016**

*A mis Padres y
hermanas,
mis profesores y mis
amigos.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a Dios por la bendición y la guía en el buen camino.

También agradecer a mis padres que siempre estuvieron ahí en los buenos y malos momentos, siempre están presentes en mí, aun estando lejos. Los extraño mucho.

De igual manera, expresar mis mejores agradecimientos a todas las personas que estuvieron ahí en mi camino, que de alguna manera aportaron y con sus sugerencias contribuyeron a la realización de esta tesis.

Doy mi agradecimiento al Dr. Hernando Tavera, director de la Subdirección de Ciencias de la Tierra Solida del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por guiarme en esta investigación, agradecerle por su paciencia, su apoyo, su valiosa asesoría y por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente.

Al Mg. Edgar Gonzales por su asesoría, sus consejos y sugerencias en el desarrollo del presente trabajo.

También mi agradecimiento a todo el personal que labora en la unidad de Sismología, Servicio Sismológico y de Ingeniería Sísmica. De igual manera, a mis compañeros tesisistas.

A mis profesores de la Universidad Nacional de San Agustín, queridos ingenieros: Javier Ticona, Armando Minaya, Jorge Soto, Sebastián Zúñiga y Dr. Orlando Macedo.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	III
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABLAS	XI
RESUMEN	XII
CAPÍTULO I, INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Justificación	3
1.2 Formulación del Problema	4
1.2.1 Definición del Problema.....	4
1.2.2 Formulación del Problema	4
1.3 Área de Estudio.....	5
1.4 Objetivos.....	5
1.5 Metodología	5
1.6 Trabajos anteriores realizados en el Área de Estudio	7
CAPÍTULO II, CONTEXTO GEODINÁMICO DEL PERÚ.....	8
2.1 Principales Rasgos Tectónicos	8
2.1.1 Dorsal de Nazca	8
2.1.2 La Fractura de Mendaña.....	10
2.1.3 La Fosa Marina	10
2.1.4 La Cordillera de los Andes	11
2.1.5 La Cadena Volcánica	11
2.1.6 Los Sistemas de Fallas	11
2.2 Principales Unidades Geomorfológicas	12
2.2.1 La Cordillera Costanera.....	12
2.2.2 La Zona Costera.....	14
2.2.3 La Cordillera Occidental	14
2.2.4 El Altiplano.....	14
2.2.5 La Cordillera Oriental	14
2.2.6 La Zona Subandina	15
2.2.7 La Llanura Amazónica	15
CAPÍTULO III, MARCO TEÓRICO	16
3.1 Tsunami	16
3.2 Mecanismos Generadores de Tsunamis	17
3.2.1 Eventos Sísmicos	18

3.2.2 Explosión volcánica	19
3.2.3 Deslizamientos.....	20
3.3 Clasificación de Tsunamis.....	21
3.3.1 Tsunamis Locales.....	21
3.3.2 Tsunamis Regionales	21
3.3.3 Tsunamis Lejanos o Tele-Tsunamis.....	22
3.4 Sismos generadores de Tsunamis	23
3.5 Análisis Espectral.....	25
3.5.1 La Transformada de Wavelet.....	25
3.5.2 Transformada Continua de Wavelet (TCW)	26
3.5.3 Traslación y escala	27
3.5.4 Escalograma y Espectrograma	29
3.5.5 Proceso de cálculo de la TCW	30
3.5.6 Análisis de energía sísmica con la TCW.....	33
3.6 Evaluación del Método de Análisis Espectral (TCW)	34
3.6.1 Relación entre el contenido frecuencial, la energía liberada y la duración de ruptura sísmica	34
CAPÍTULO IV, CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN PERÚ	36
3.1 Distribución Espacial de la Sismicidad	38
3.1.1 Sismos de foco Superficial	38
3.1.2 Sismos de foco Intermedio	38
3.1.3 Sismos con foco Profundo.....	39
3.2 Fuentes Sismogénicas y tipos de Sismos	42
3.2.1 Fuentes de Sismos Out-Rise	42
3.2.2 Fuente de Sismos Interplaca	43
3.2.3 Fuente de Sismos Corticales.....	43
3.2.4 Fuente de Sismos Intraplaca	44
CAPÍTULO V, TSUNAMIS DEL PERÚ Y DEL MUNDO	45
5.1 Tsunamis ocurridos en el Perú.....	47
5.1.1 Tsunami del 21 de febrero de 1996 (Chimbote)	47
5.2.2 Tsunami del 23 de junio de 2001 (Arequipa)	48
5.1.3 Tsunami del 15 de agosto del 2007 (Pisco).....	49
5.2 Tsunamis ocurridos a Nivel Mundial.....	50
5.2.1 Tsunami del 26 de diciembre de 2004 (Aceh, Indonesia).....	50

5.2.2 Tsunami del 29 de setiembre de 2009 (Islas, Samoa).....	52
5.2.3 Tsunami del 27 de febrero del 2010 (Maule, Chile)	53
5.2.4 Tsunami del 11 de marzo del 2011 (Shanriku, Japón).....	55
5.2.5 Otros Tsunamis	56
CAPÍTULO VI, SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMI.....	57
6.1 Codificación en lenguaje MatLab	57
6.1.1 Calculo de la duración de ruptura	61
6.2 Validación del Método de Análisis Espectral (TCW)	62
6.2.1 Análisis de los Terremotos ocurridos en Taiwán (2002 y 2006).....	64
6.2.2 Análisis de los Terremoto ocurridos en Sumatra (2004 y 2005)	68
6.2.3 Análisis de los Terremotos ocurridos en Indonesia (2000 y 2006)	73
6.2.4 Otros terremotos.....	77
6.3 Algoritmo AlerTsun	83
CAPÍTULO VII, ALERTSUN: APLICACIÓN EN PERÚ.....	88
7.1 Datos sísmicos	89
7.2 Terremotos Regionales registrados con la Red Sísmica Nacional	90
7.3 Terremotos Locales registrados con la Red Sísmica Mundial	94
7.4 Discusión	100
CONCLUSIONES	
RECOMENDACIONES	
BIBLIOGRAFÍA	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa topográfico del Perú mostrando la ubicación del área de estudio; el borde Occidental (cuadro de color amarillo). Las flechas indican la dirección del proceso de subducción de la placa de Nazca (oceánica) bajo la Sudamericana (continental).....	6
Figura 2.1: Los rasgos tectónicos presentes en el Perú. Los triángulos indican la localización de los volcanes y las líneas de color celeste los principales sistemas de fallas activas en el Perú. HP= Huaypira, AM=Alto Mayo, CB= Cordillera Blanca, SA=Satipo-Amauta, HU=Huaytapallana, AY=Ayacucho, MA=Marcona, MD= Madre de Dios, TM= Tambomachay, PL=Planchada, PC= Pampacolca, HC= Huambo y Cabanaconde y IP= Ichupampa.....	9
Figura 2.2: Las unidades morfológicas en el Perú. Los colores en el mapa delimitan las diferentes unidades. Los triángulos indican la presencia de la cadena volcánica.....	13
Figura 3.1: Propagación de las olas del Tsunami. Cerca de la costa, la amplitud crece con bajas velocidades, debido a la energía de la ola concentrada en un área más reducida. Finalmente, las olas se quiebran en la playa y causan inundación y destrucción.....	17
Figura 3.2: Sección de la zona de subducción, mostrando la generación de Tsunami debido a la ocurrencia de un terremoto. a) La relación de la placa que subduce (izquierda) sobre la placa de la derecha. b) La liberación repentina de la energía acumulada durante siglos, provoca como resultado un gran levantamiento del fondo marino generando un Tsunami (Stein. et al, 2004).....	18
Figura 3.3: Generación de Tsunamis por erupciones volcánicas. a) Erupción de un volcán submarino. b) Erupción lateral de un volcán, provocando un deslizamiento masivo de bloque de material volcánico.....	20
Figura 3.4: Proceso de generación de Tsunamis por deslizamiento en el mar.....	21
Figura 3.5: Considerando la zona costera de Arequipa, el Tsunami generado por el terremoto de Chimbote de 1996 es regional y viceversa con el terremoto de Arequipa del 2001.	22
Figura 3.6: Tsunami de tipo lejano, donde se observa las isócronas del Tsunami ocurrido el 22 de Mayo de 1960, en las costas de Chile.....	23
Figura 3.7: Zona de sismos generadores de Tsunami. La fuente de los terremotos interplaca normalmente se extiende hasta los 50 km de profundidad (Satake y Tanioka, 1999).	24
Figura 3.8: Esquema de la Transformada Continua de Wavelet.....	26
Figura 3.9: Ejemplos de Wavelet Madres.....	27
Figura 3.10: Ejemplo de una señal coseno para distintas escalas (a) y su respectiva frecuencia (f).....	28
Figura 3.11: Escalograma según la transformada de Wavelet de $f_t = \text{seno}(2\pi 10t)$ con la Wavelet Morlet.	29
Figura 3.12: Espectrograma de la señal $f_t = \text{seno}(2\pi 10t)$ con la Wavelet Morlet y frecuencia fundamental 10Hz.	30
Figura 3.13: Funcionamiento de TWC. Se toma la wavelet y se calcula su correlación con cierta sección de la señal. Se desplaza en el eje temporal y se calcula la correlación con la siguiente sección. Al terminar, se escala la wavelet y se repite el proceso, tal como se muestra en el tercer caso.	31
Figura 3.14: Procedimiento de análisis de la TCW.	32

Figura 3.15: Señal no estacionaria $x(t)$ con frecuencia de muestreo de 1000Hz.	32
Figura 3.16: Transformada Continua de Wavelet para la señal no estacionaria.	33
Figura 3.17: Señal no estacionaria (a) y su energía calculada (b).	34
Figura 4.1: El Cinturón de Fuego del Pacífico. y la convergencia de la Placa de Nazca y de Sudamérica para el caso del Perú.....	37
Figura 4.2: La distribución espacial de los sismos en el Perú. a) Actividad sísmica durante el periodo 1960-2011. b) Perfiles sísmicos para las regiones norte (AA'), centro (BB') y sur (CC') del Perú. A) La Región Norte, B) La Región Centro, C) La Región Sur. Correspondiente a todo el borde occidental del Perú.....	41
Figura 4.3: Esquema de subducción y principales fuentes sísmicas en Perú central, norte y sur. La placa de Nazca desciende bajo la placa Sudamericana. Cuando se liberan se produce un terremoto interplaca en A. Las tres fuentes restantes están asociadas a fallas out-rise (B) y fallas intraplaca de profundidad (C), en la placa de Nazca. Fallas superficiales asociadas a los Andes o sismos corticales (D), en la placa Sudamericana. (Mattaue, 1989).	42
Figura 5.1: Distribución espacial de eventos sísmicos que generaron Tsunamis a nivel mundial (estrellas de color rojo).	46
Figura 5.2: Tiempos de viaje de las olas del Tsunami en el océano Atlántico, generado por el sismo de Aceh, 2004.	47
Figura 5.3: Simulación Numérica de la propagación del Tsunami de Arequipa 2001.....	48
Figura 5.4: a) Se puede apreciar la inundación del Tsunami desde la zona agrícola hasta el balneario. b) La inundación y el colapso de la cimentación de las viviendas.	49
Figura 5.5: Mapa de ubicación del sismo de Pisco y la distribución de las principales replicas.	49
Figura 5.6: a) Resultado del impacto del Tsunami en Lagunillas. b) Embarcaciones afectadas por el arribo de la ola.	50
Figura 5.7: Tiempos de viaje de las olas del Tsunami en el océano Atlántico, generado por el sismo de Aceh, 2004.	51
Figura 5.8: Devastación de la Isla de Aceh (Sumatra), como consecuencia del Tsunami causado por el terremoto del 2004.	51
Figura 5.9: Diagrama del tiempo de viaje del Tsunami del 29 de setiembre del 2009 en el Océano Pacífico.....	52
Figura 5.10: Daños ocasionados a consecuencia del Tsunami, en Samoa Americana.....	53
Figura 5.11: Tiempo de viaje del Tsunami del 27 de febrero del 2010 en el Océano Pacífico.	54
Figura 5.12: a) Destrozos ocasionados por la inundación del Tsunami de Chile 2010. (Un barco yace abandonado en una calle de Talcahuano, Chile). b) Localización de contenedores dispersos en medio de edificios, después del Tsunami.....	54
Figura 5.13: Tiempo estimado de llegada del Tsunami a las costas de América, en horas.	55
Figura 5.14: Imágenes que muestran como el Tsunami sobrepaso los muros de contención.....	56
Figura 6.1: Cuadro de correspondencia Escala – Frecuencia de Wavelet Morlet.	58
Figura 6.2: La Transformada Continua de Wavelet-Morlet aplicada a la señal (a) y su resultante; Escalograma (b) y Espectograma (c).	60

Figura 6.3: Tren de ondas P (a) del evento sísmico y su energía calculada (b).....	61
Figura 6.4: Estimación de la duración de ruptura para el terremoto de Sumatra 2004. (a) Sismograma de velocidad (BHZ) registrado con la estación MAJO ; (b) Filtrado con pasabanda (2-4 Hz); (c) El cuadrado y el suavizado del sismograma de velocidad y (d) el espectro normalizado con el picado de la duración de ruptura en T_p y T_{final}	62
Figura 6.5: Distribución espacial de los terremotos (estrellas) utilizados para la validación del método de análisis con la Transformada Continua de Wavelet y las estaciones utilizadas.	63
Figura 6.6: Duración de ruptura para los terremotos utilizados en este estudio.....	64
Figura 6.7: Terremotos ocurridos en Taiwán (estrellas) y estaciones de registro sísmico (KMI y QIZ), utilizados en este estudio.....	65
Figura 6.8: Análisis de la Transformada Continua de Wavelet para los terremotos de Taiwán: (1a).Señal sísmica del terremoto del 26 de diciembre del 2006 junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 03 de marzo del 2002 (1b) junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación QIZ.....	66
Figura 6.9: Análisis de la TCW para los terremotos de Taiwán: (1a).Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2006 junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 03 de marzo del 2002 (1b) junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación KMI.....	67
Figura 6.10: Terremotos ocurridos en Sumatra-Indonesia (estrellas) y estaciones sísmicas (PALK, HYB y MAJO), utilizados en este estudio.	69
Figura 6.11: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación PALK.	70
Figura 6.12: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación HYB.....	71
Figura 6.13: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto TS del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto NTS del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación MAJO.	72
Figura 6.14: Terremotos ocurridos en Indonesia (en estrella), el de Sur de Sumatra 2000 y de Java200; junto a las estaciones utilizadas en este estudio (CHTO y PMG).	74
Figura 6.15: Análisis TWC para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica del terremoto del 17 de julio del 2006, Java (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 04 de junio del 2000, Sur de Sumatra (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación CHTO.....	75
Figura 6.16: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 17 de julio del 2006, Java (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 04 de	

<i>junio del 2000, Sur de Sumatra (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación PMG.</i>	<i>76</i>
Figura 6.17: <i>Terremotos (en estrellas); de las Islas Kuril del 2007, la de Salomón del 2007, de Samoa del 2009 y de Japón del 2011, junto a las estaciones sísmicas cuyos registros son (HIA, CTAO, SNZO y ENH) utilizados en este estudio.</i>	<i>78</i>
Figura 6.18: <i>Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 13 de enero del 2007 en las Islas Kuril. Señal sísmica del terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación HIA.</i>	<i>79</i>
Figura 6.19: <i>Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 01 de abril del 2007 en las Islas Salomón. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica (CTAO).</i>	<i>80</i>
Figura 6.20: <i>Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 29 de setiembre del 2009 en las Islas Samoa. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica SNZO.</i>	<i>80</i>
Figura 6.21: <i>Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 11 de marzo del 2011 en Japón. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica ENH.</i>	<i>81</i>
Figura 6.22: <i>La máxima radiación de energía (maxEa) y el contenido frecuencial en función de la duración de ruptura, el cuadro (color oro) corresponde a eventos sísmicos generadores de Tsunami.</i>	<i>83</i>
Figura 6.23: <i>Sismograma, donde se muestra el arribo de las ondas P y S a diferente distancia epicentral.</i>	<i>85</i>
Figura 6.24: <i>Diagrama de flujo del proceso de análisis con el algoritmo AlerTsun.</i>	<i>86</i>
Figura 6.25: <i>Interface del "AlerTsun", una vez ejecutado en el programa MatLab.</i>	<i>87</i>
Figura 6.26: <i>Interface del algoritmo "AlerTsun", aplicado al terremoto de Aceh del 26 de diciembre del 2004.</i>	<i>87</i>
Figura 7.1: <i>Distribución espacial de los terremotos (estrellas) utilizados en la aplicación al Perú.</i>	<i>90</i>
Figura 7.2: <i>Eventos sísmicos regionales registrados en la estación de NNA perteneciente a la Red Sísmica Nacional.</i>	<i>91</i>
Figura 7.3: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de Chile 2010 (8.8Mw).</i>	<i>92</i>
Figura 7.4: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de México 2014 (7.3Mw).</i>	<i>93</i>
Figura 7.5: <i>Epicentros de terremotos usados en el presente estudio y registrados en estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Mundial.</i>	<i>95</i>
Figura 7.6: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de Chimbote 1996 (7.5Mw).</i>	<i>96</i>
Figura 7.7: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de Nazca 1996 (7.7Mw).</i>	<i>97</i>
Figura 7.8: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de Arequipa 2001 (8.2Mw).</i>	<i>97</i>
Figura 7.9: <i>Análisis de la TCW para el Sismo de Pisco 2007 (7.9Mw).</i>	<i>98</i>

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1: Magnitud del terremoto y características del Tsunami (Hasan et al, 2007).....	19
Tabla 5.1: Lista de eventos sísmicos que generaron Tsunamis para el periodo 1990 al 2014. Mw es la magnitud del sismo y Hmax la máxima altura del Tsunami.....	56
Tabla 6.1: Eventos sísmicos utilizados para la validación de método de la TCW.....	63
Tabla 6.2: Valores de Frecuencia, maxEa y duración de ruptura para los terremotos de Taiwán 2002 y 2006.....	66
Tabla 6.3: Parámetros cualitativos para los terremotos de Taiwán 2002 y 2006.....	68
Tabla 6.4: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y de la duración de ruptura para los terremotos de Indonesia 2004 y 2005.....	69
Tabla 6.5: Parámetros cualitativos para los terremotos de Indonesia: Aceh 2004 y Nías 2005.....	73
Tabla 6.6: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y de la duración de ruptura de los terremotos ocurridos en Indonesia 2000 y 2006.....	74
Tabla 6.7: Parámetros cualitativos para los terremotos de Indonesia: Sur Sumatra 2000 y Java 2006.....	77
Tabla 6.8: Paramentáros sísmicos del contenido frecuencial, maxEa y de la duración de ruptura.....	79
Tabla 6.9: Parámetros cualitativos para los terremotos de Kuril 2007, Salomón 2007, Samoa 2009 y Japón 2011.....	81
Tabla 7.1: Eventos sísmicos utilizados en este estudio.....	89
Tabla 7.2: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y la duración de ruptura de los terremotos de Chile 2010 y México 2014.....	92
Tabla 7.3: Parámetros cualitativos para los terremotos de Chile 2010 y México 2014.....	93
Tabla 7.4: Valores de Frecuencia, maxEa y duración de ruptura para los terremotos de Chile 2010 y México 2014.....	96
Tabla 7.5: Descripción cualitativa de los parámetros encontrados para los terremotos de Arequipa 2001, Pisco 2007, Nazca 1996 y Chimbote 1996.....	98

RESUMEN

Es sabido que los sismos de mayor magnitud (> 7.0 Mw), generadores de Tsunami o no, se han producido en el Cinturón de Fuego del Pacífico; es decir, en todo el borde de la Placa del Pacífico, afectando, en diferente grado, a todos los países ubicados alrededor de dicha placa.

En este escenario, en su historia, el Perú ha sido afectado por sismos y Tsunamis, estos últimos originados a distancias locales, regionales y lejanos. A diferencia de los sismos, los Tsunamis pueden ser alertados antes de que afecten a ciudades, siendo en este caso importante proponer procedimientos que permitan cumplir este objetivo usando lo mínimo de información de calidad.

En este estudio, se propone usar la metodología de la Transformada Continua de Wavelet (TCW), basada en el análisis del contenido frecuencial y energía liberada contenidas en las señales sísmicas registradas por estaciones ubicados a distancias mayores a 15° con respecto al epicentro del sismo.

Los resultados obtenidos muestran que los eventos sísmicos que presentan en sus registros bajas frecuencias, bajos niveles de radiación de energía y larga duración en el proceso de ruptura, reúnen las características para ser considerados como sismos generadores de Tsunamis (GT). Esta particularidad, permite dar las pautas para establecer procedimientos para la Alerta temprana de Tsunamis a distancias regionales.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de las grandes ciudades en el mundo se han concentrado en zonas costeras, debido principalmente a la importancia de la pesca y el comercio; situación que aumenta el riesgo de estas poblaciones ante fenómenos naturales como los Tsunamis. Para reducir esta exposición, el comportamiento disciplinado de la población ante una alerta de Tsunami viene a ser un factor importante, que puede contribuir decisivamente a reducir los daños que podría ocasionar este fenómeno.

En general, todos los países ubicados alrededor del Océano Pacífico, se encuentran expuestos a grandes sismos, en algunos casos generadores de Tsunamis. El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo, conocido como Cinturón de Fuego del Pacífico y en donde se libera más del 80% de la energía sísmica a nivel mundial. En el Perú, la actividad sísmica está directamente asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el cual se da a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick, et al., 2003, Villegas, 2009).

Dentro de este contexto, la margen costera del Perú ha sido sacudida por sismos de gran magnitud, causando grandes desastres con considerables daños materiales y pérdidas de vidas humanas. Los últimos eventos sísmicos mayores fueron: el sismo de Nazca en 1996 (7.7 Mw), el sismo de Arequipa en el 2001 (8.2 Mw) y el sismo de Pisco el 15 de agosto del 2007 (7.9 Mw). Este último causó más de 500 víctimas y pérdida de varios millones de dólares, siendo la peor catástrofe en las últimas décadas.

De estos sismos, el ocurrido en el 2001 produjo un importante Tsunami con olas de aproximadamente 8 metros de altura y distancias de inundación de hasta 1.5 km en la ciudad de Camaná (Arequipa). Este escenario pone en evidencia que en zonas costaneras el efecto secundario más importante, post sismo, son los Tsunamis que arriban hacia la costa después de 15 minutos en promedio de haber ocurrido el sismo; por lo tanto, es propicio establecer sistemas de alerta. Del mismo modo, es necesario identificar y desarrollar metodologías que permitan discriminar los sismos que generen Tsunamis en un tiempo mínimo, y así minimizar sus efectos. La complejidad del proceso de generación de los Tsunamis hace que los sistemas de alerta disponibles no sean muy efectivos en situaciones prácticas. Esto ha llevado a investigadores a buscar técnicas y metodologías para reconocer eventos generadores de Tsunami, haciendo uso de un número de información.

En general, las investigaciones en este campo se centraran en el análisis del registro del sismo, ya sea mediante su contenido frecuencial y amplitud de su registro, ambos deben permitir disponer de las herramientas básicas para identificar los sismos que tienen mayor probabilidad de generar Tsunamis, tal como lo sugiere Yauri S. (2008), que propone la detección, localización y análisis de sismos Tsunamigénicos mediante el sistema TREMORS.

Es necesario proponer nuevas metodologías que permitan definir a los sismos generadores de Tsunamis (GT). La Transformada Continua de Wavelet (TCW) ha resultado ser la técnica acertada para este propósito ya que solo requiere del registro del terremoto de una estación de banda ancha ubicada a distancias mayores a los 15° del epicentro del terremoto. Afortunadamente, los Tsunamis pueden ser predecibles, teniendo en cuenta que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas por el interior de la tierra es mucho mayor que las ondas generadas por el Tsunami. Por lo tanto, es posible desarrollar sistemas de Alerta de Tsunamis, basado únicamente en el análisis de las ondas sísmicas.

En este estudio, se propone un método de diagnóstico rápido para distinguir eventos generadores de Tsunamis, basado en el análisis del contenido frecuencial, la radiación de energía y la duración de ruptura de la señal sísmica a partir del análisis de la TCW.

Este estudio está compuesto de siete Capítulos con el siguiente contenido:

En el capítulo I se presenta la introducción, se plantea y se describe la justificación y el problema a resolver, se puntualiza la importancia de aplicar la Transformada de Wavelet en el análisis de señales sísmicas y la alerta de sismos GT. Se describe el área de estudio, los objetivos, la metodología y trabajos anteriores realizados en el área de estudio.

En el capítulo II, se define el contexto geodinámico y los rasgos tectónicos característicos del Perú.

En el capítulo III, se presenta el marco teórico, se define y discute sobre los mecanismos generadores y las características de propagación de los Tsunamis. Asimismo, se explica y describe la teoría de la Transformada de Wavelet.

En el capítulo IV, se describe las características generales de la sismicidad en el Perú, su distribución espacial y clasificación en función de la profundidad de sus focos.

En el capítulo V, se describe las características de los últimos Tsunamis ocurridos en el Perú y a nivel mundial.

En el capítulo VI, se presenta la aplicación de la metodología para el análisis de señales sísmicas en sismos generadores o no de Tsunamis y se desarrolla del algoritmo “AlerTsun”, para automatizar la identificación de sismos generadores de Tsunamis.

En el capítulo VII, se procede a realizar su aplicación a eventos sísmicos ocurridos en el Perú.

Finalmente, se consigna las conclusiones y recomendaciones a las que se llega en el presente estudio.

1.1 Justificación

La parte occidental del Perú ha sido sacudido por sismos de magnitud elevada causando grandes desastres, en algunos casos generadores de Tsunami que arribaron a la costa en un tiempo promedio de 15 minutos post-sismo, siendo algunas veces tiempo insuficiente para alertas y actividades de gestión de riesgo. Existen 2 tipos de

Tsunamis, aquellos generados por eventos sísmicos locales y otros regionales, siendo estos últimos los que permiten disponer de mayor tiempo, de ahí el interés de prever su ocurrencia. Este estudio se justifica en ser un método de diagnóstico rápido para distinguir sismos GT, para la rápida activación de alarma y prevención ante desastres. Para ello, se hace uso de la TCW debido a que esta función permite el análisis en tiempo y frecuencia de manera simultánea.

1.2 Formulación del Problema

1.2.1 Definición del Problema

Según los sismos ocurridos a nivel mundial y por su ubicación en el fondo oceánico traen consigo la generación de Tsunamis de gran magnitud causando destrozos en las ciudades cercanas al litoral. La zona costanera del Perú es propenso a este fenómeno, por este motivo es necesario implementar metodologías que permitan identificar sismos GT a fin de poner en alerta a la población y realizar gestiones de riesgo.

1.2.2 Formulación del Problema

Todos los eventos con magnitudes mayores y con ubicación en el piso oceánico son los causantes de la generación de Tsunamis; sin embargo, existen eventos sísmicos que a pesar de cumplir con estos requisitos, no generaron Tsunami. Dentro de este contexto, es necesario realizar las siguientes interrogantes:

Interrogante General

¿Todos los eventos sísmicos generados en fondo oceánico, con foco superficial y magnitud mayor a 7.0 Mw dan origen a los Tsunamis? ¿Por qué?

Interrogante Secundaria

¿Es posible identificar sismos GT a partir del análisis de su señal sísmica registrados a distancias regionales?

1.3 Área de Estudio

Cualquier terremoto que se produzca en el Círculo de Fuego del Pacífico y sea considerado GT, es de riesgo para el Perú, debido a que las olas del Tsunami pueden llegar a las costas peruanas con una cierta magnitud y fuerza destructiva.

El área de estudio considera el margen Occidental de Perú, que pueda ser afectado por Tsunamis provenientes de cualquier punto del Cinturón de Fuego del Pacífico, y a la vez, afecten a países vecinos (Figura. 1.1).

1.4 Objetivos

Los objetivos principales del presente estudio son:

- Desarrollar una metodología que permita dar Alertas de Tsunami considerando el mínimo de información de calidad; es decir, los registros de un sismo.
- Demostrar que el análisis del contenido frecuencial, la radiación de energía y la duración de ruptura permiten identificar sismos generadores de Tsunami.
- Generar un algoritmo en lenguaje MatLab, para analizar e identificar de forma rápida sismos generadores y no generadores de Tsunami.
- Aplicar la metodología a sismos que tengan implicancias en Perú, con magnitudes $M_w \geq 7.0$.

1.5 Metodología

El presente estudio será realizado en tres fases principales:

a) Recolección de información bibliográfica

Realizar la recolección de material bibliográfico sobre:

- Las características geodinámicas y la sismicidad en el Perú; así como, información de Tsunami y su proceso de generación.
- Los fundamentos físicos de la Transformada Continua de Wavelet (TCW), método con el cual se realiza el análisis de señales de eventos sísmicos.
- El manejo adecuado de software que serán utilizados en el presente estudio.

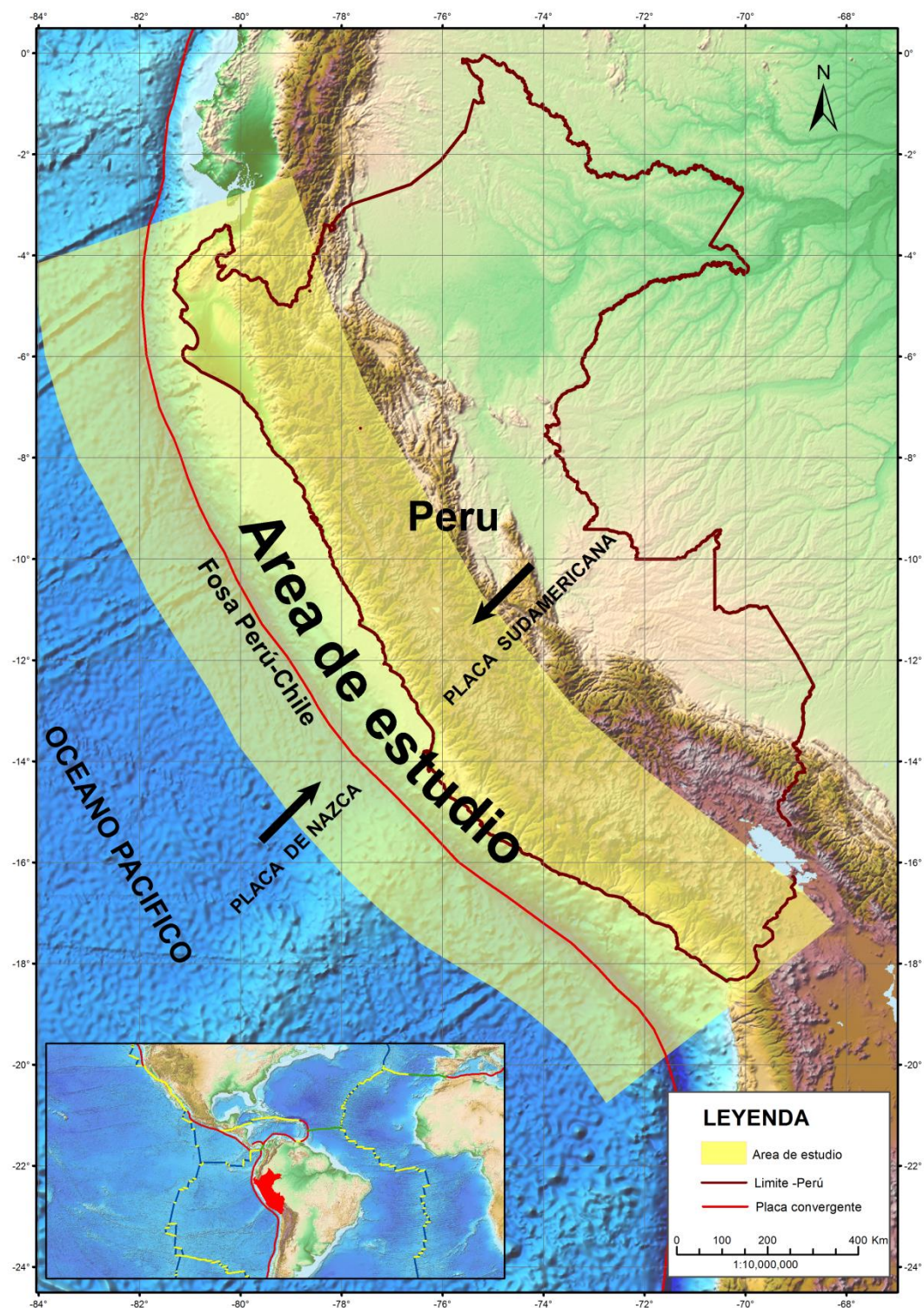


Figura 1.1: Mapa topográfico del Perú mostrando la ubicación del área de estudio; el borde Occidental (cuadro de color amarillo). Las flechas indican la dirección del proceso de subducción de la placa de Nazca (oceánica) bajo la Sudamericana (continental).

b) Recolección de información sísmica y procesamiento

- Recolección de la señal de sismos mundiales y locales con magnitud $M_w > 7.0$, ubicados en el mar y presenten características para la generación de Tsunami.
- Implementación del software adecuado para realizar el procesamiento y análisis de la señal sísmica.
- Procesamiento de datos sísmicos desde formato SAC, para un adecuado manejo durante el análisis y obtener resultados óptimos.
- Codificación de un algoritmo en el software de programación MatLab, para automatizar el procesamiento de señales sísmicas.

c) Interpretación de resultados

- Correlacionar los resultados obtenidos para obtener patrones que caractericen a sismos GT.
- Realizar la interpretación de resultados y posterior discusión de los parámetros que caracterizan a sismos GT.

1.6 Trabajos anteriores realizados en el Área de Estudio

La Transformada Wavelet (TW), introducido por primera vez por Morlet et al. (1982), es considerado como una potente herramienta de análisis de señales sísmicas. La existencia de investigaciones sobre el análisis de los registros de terremotos en el dominio espectral ha permitido un rápido desarrollo de esta herramienta para Alertas de Tsunamis. La TW fue ampliamente estudiado por Lockwood y Kanamori, (2006), Chew y Kuenza (2009), Chamoli y Swaroopa (2010), Kuenza et al. (2010), y Kumar et al. (2012), a partir de la evaluación de un gran número de terremotos que generaron Tsunamis, siendo la mayoría, ocurridos en la región de Indonesia.

Sin embargo, no se ha encontrado investigaciones de la aplicación de esta metodología en sismos que generaron Tsunamis ubicados en el área de estudio (borde occidental del Perú). Por ello, se propone el análisis de señales sísmicas con la TW como una metodología adecuada para identificar sismos GT que tengan implicancia en el área de estudio.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEODINÁMICO DEL PERÚ

El extremo occidental del Perú se encuentra ubicado a lo largo de un margen activo generado por la convergencia de las placas Nazca y Sudamérica. Este proceso es la causa directa de la ocurrencia de los grandes terremotos, Tsunamis y erupciones volcánicas.

Las fuerzas tectónicas que producen el desplazamiento de las placas generan una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos (Tavera y Buforn, 1998). En el presente capítulo se describe las características geodinámicas que controlan la ocurrencia de sismos en el Perú.

2.1 Principales Rasgos Tectónicos

La evolución geodinámica del Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Marina, la Cordillera de los Andes, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 2.1.

2.1.1 Dorsal de Nazca

Cordillera oceánica que se encuentra en el extremo SO del Perú con una orientación NE-SO, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica con un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de 2000 metros. La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los

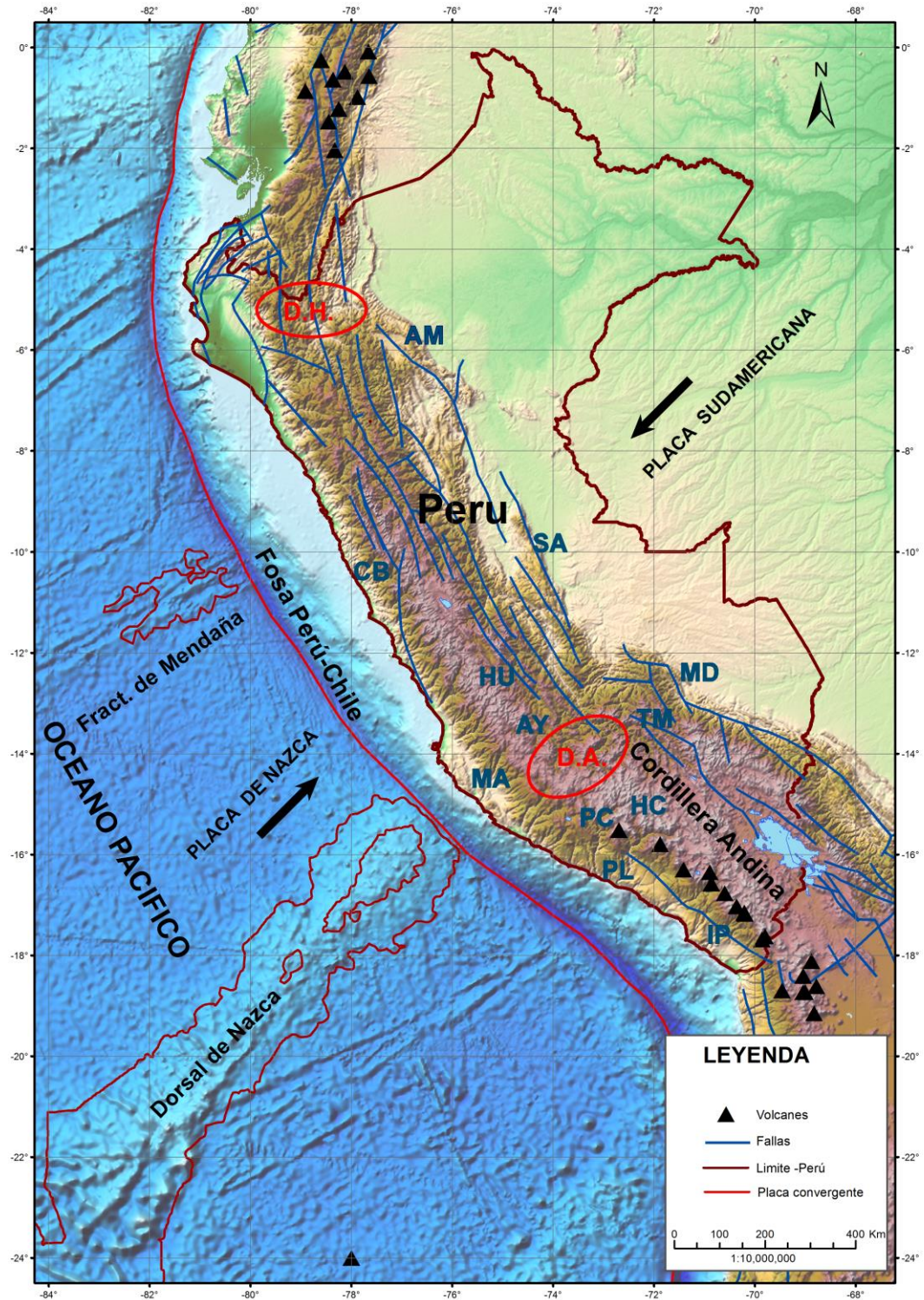


Figura 2.1: Los rasgos tectónicos presentes en el Perú. Los triángulos indican la localización de los volcanes y las líneas de color celeste los principales sistemas de fallas activas en el Perú. HP= Huaypirá, AM=Alto Mayo, CB= Cordillera Blanca, SA=Satipo-Amauta, HU=Huaytapallana, AY=Ayacucho, MA=Marcona, MD= Madre de Dios, TM= Tambomachay, PL=Planchada, PC= Pampacolca, HC= Huambo y Cabanaconde y IP= Ichupampa.

diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región.

Las principales consecuencias de la migración lateral de la dorsal de Nazca son:

1. Cambio en la geometría de la Costa. Se observa que la distancia entre la fosa y la costa es mayor entre 6° y 14° Sur como consecuencia del paso de la dorsal de Nazca.
2. Dio origen a dos tipos de subducción: subhorizontal en la región norte y centro, y normal en la región sur del Perú.
3. Modificó el patrón de la sismicidad en el Perú. En la región norte los sismos son menos frecuentes, en la región centro predominan sismos hasta magnitudes de 8Mw y en la región sur con magnitudes mayores a 8Mw.
4. Ocasionó el cese de la actividad volcánica en el norte y centro del Perú.

2.1.2 La Fractura de Mendaña

La fractura de Mendaña es una discontinuidad de la corteza oceánica que se encuentra en el extremo NO del Perú, entre 10° y 12° de Latitud Sur frente al departamento de Ancash. Esta fractura es perpendicular a la línea de la fosa peruana, con un ancho de 150 Km y una orientación N62°E. En la Figura 2.1, se observa que la fractura de Mendaña se encuentra aproximadamente a una distancia de 180 Km de la línea de fosa.

La fractura de Mendaña sería una antigua zona de divergencia de placa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

2.1.3 La Fosa Marina

Es el margen de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana sobre una longitud de más de 5000 Km desde Colombia hasta Chile. Se le denomina fosa Peruana-Chilena, porque abarca toda la costa de Perú y Chile. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes y profundidad máxima de 6000 metros. La orientación en la región Norte y Centro del Perú es NNO-SSE y NO-SE en la región Sur (Heras y Tavera, 2002). El cambio en la orientación de la fosa se

produce frente a la Dorsal de Nazca (Figura 2.1). La distancia entre la fosa y la línea de costa en la región Norte es de 80 Km, en la región centro varía entre 80 y 150 Km y en la región Sur es de 140 Km aproximadamente.

2.1.4 La Cordillera de los Andes

Se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta Chile, sobre una longitud de 7000 km con espesores que fluctúan entre 50 a 70 km (James, 1978) y alturas máxima de 6000 m.s.n.m. La Cordillera Andina presenta diversas unidades morfo estructurales y anchos que oscilan entre 250 km. en la región norte y centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buform, 1998).

En la Figura 2.1, de norte a sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos inflexiones, la primera a la altura de 5° Sur, denominada deflexión de Huancabamba (D. H.) y la segunda a los 14° Sur, denomina la deflexión de Abancay (D. A.).

2.1.5 La Cadena Volcánica

En la Figura 2.1, la cadena volcánica se encuentra ubicada en la región sur del Perú, dentro de los 14° hasta los 25° sur en Chile, y se distribuye sobre la cordillera andina siguiendo un aparente alineamiento con orientaron NO-SE. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al., 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Misti (5825 msnm), Ubinas (5672 msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800 msnm), Yucamane (5508 msnm).

2.1.6 Los Sistemas de Fallas

Las fallas son el resultado, del constante proceso de deformación que sufre la corteza continental a causa del proceso de subducción, y están presentes en mayor número, de Norte a Sur sobre la zona Sub-Andina al pie del borde Oriental de la cordillera Andina, afectando los principales plegamientos del

cratón brasileño; dentro de los cuales destacan, los sistemas de fallas de Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc. En la alta Cordillera y el Altiplano se puede distinguir algunos sistemas de fallas, destacando las fallas de la Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HU), Tambomachay (TM), etc. En general, los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el continente (James, 1978).

2.2 Principales Unidades Geomorfológicas

La Cordillera Andina, geomorfológicamente, puede ser clasificada en una serie de siete unidades morfo estructurales que se distribuyen de Oeste a Este (Figura 2.2), paralela a la línea de costa: la Cordillera de la Costa, la Zona Costanera (Z.C), la Cordillera Occidental (C.OC), el Altiplano, la Cordillera Oriental (C.OR), la Zona Sub Andina y la Llanura Amazónica (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Bufo, 1998). A continuación, se describe las características de estas unidades:

2.2.1 La Cordillera Costanera

La Cordillera Costanera es mostrada en la Figura 2.2, se originó durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico, habiendo sido plegada durante las orogenias Hercínica (Devónico) y Andina (Cretácico al Plioceno), además de ser atravesada por numerosos diques magmáticos de composición variada.

La cordillera de la costa alcanza elevaciones entre 900 y 1200 metros sobre el nivel del mar, además se presenta segmentada siguiendo una dirección NO-SE. El segmento Sur de esta cordillera, está formada por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° sur como parte de la deflexión de Abancay y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur, como parte de la deflexión de Huancabamba, hasta el territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6° y 14° Sur, la cordillera desaparece posiblemente debido a la subsidencia de una parte del margen continental por la subducción y migración lateral de la dorsal de Nazca.

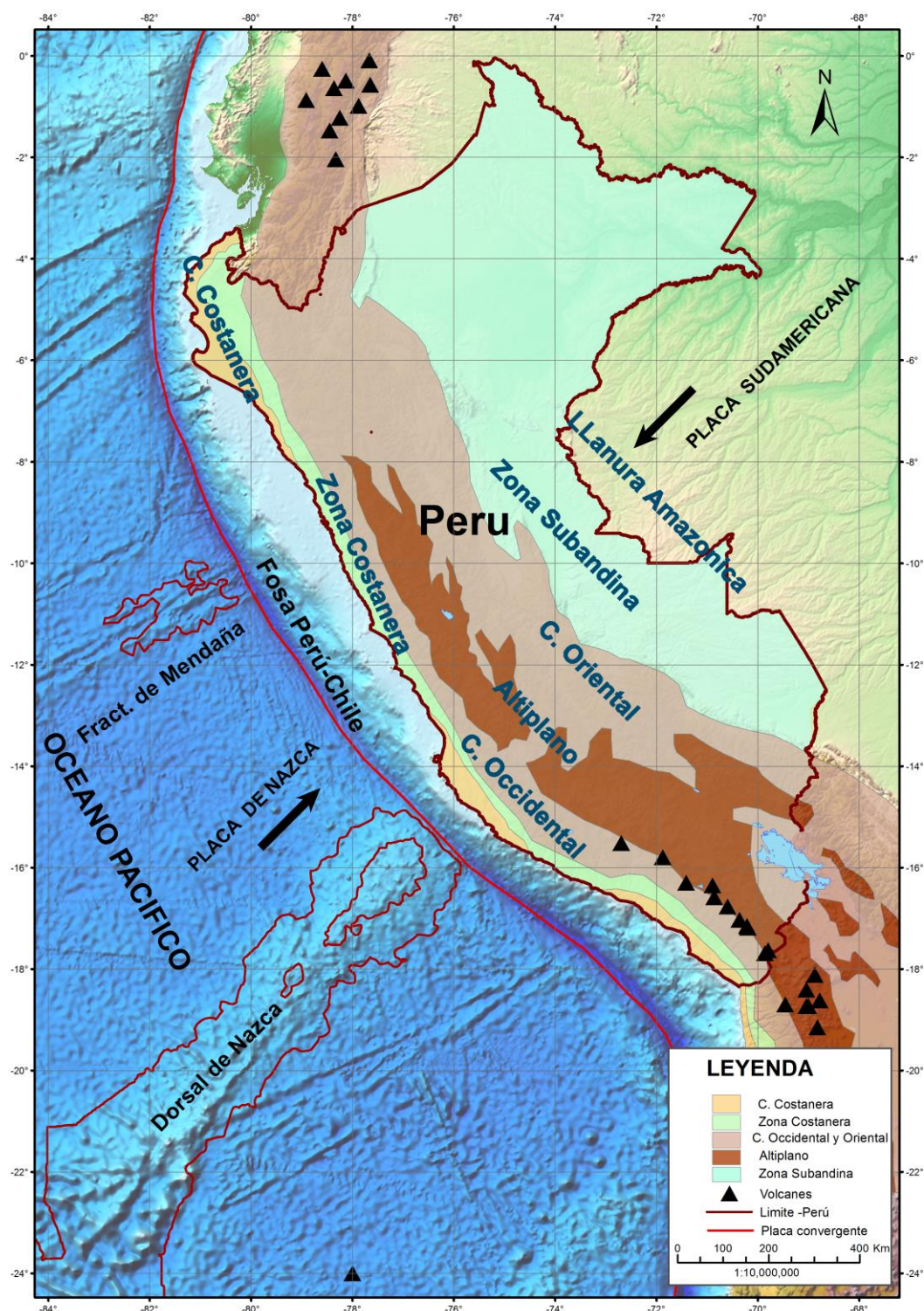


Figura 2.2: Las unidades morfológicas en el Perú. Los colores en el mapa delimitan las diferentes unidades. Los triángulos indican la presencia de la cadena volcánica.

2.2.2 La Zona Costera

Ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental, habiéndose formado en el Cenozoico. Esta unidad recorre el territorio peruano de Norte a Sur, con elevaciones de 50 a 1500 metros sobre el nivel del mar.

Durante el Cenozoico, los Andes soportaron gran actividad glaciaria que facilitaron el acarreo del macizo rocoso, por los ríos de la Vertiente Occidental, rellenando y formando las pampas costaneras.

2.2.3 La Cordillera Occidental

Constituido de elevaciones que sobrepasan los 5000 metros que van decreciendo conforme se desciende al Sur. Localizada entre la zona costera por el Oeste y la Cordillera Oriental (entre 4° y 9° Sur) y con el Altiplano (entre 9° y 18° Sur). Esta unidad sigue una dirección NO-SE, aunque cerca de la deflexión de Huancabamba cambia a dirección hacia NE y en la región Sur hacia al Oeste cerca de la deflexión de Abancay.

La Cordillera Occidental está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas, del Mesozoico y Cenozoico, fuertemente plegados y con la presencia de fallas. En la región Sur presenta un alineamiento de conos volcánicos abajo de 15° latitud Sur.

2.2.4 El Altiplano

Con elevaciones promedio de 3000 msnm, esta unidad se extiende desde la latitud de 9° Sur (Ancash) hasta cubrir todo el Altiplano Perú-Bolivia siguiendo una orientación NO-SE. La unidad está formada por una serie de depresiones (cuencas intra-montañas) y elevaciones (altas mesetas) que se prolongan hacia el altiplano boliviano.

2.2.5 La Cordillera Oriental

Presenta elevaciones promedio de 3700 a 4000msnm. En general, se extiende de Norte a Sur siguiendo una orientación NO-SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento en dirección Este-Oeste a la altura de la latitud de 14° Sur

conocida como deflexión de Abancay. En la región Norte, la Cordillera Oriental aparentemente desaparece debido a la deflexión de Huancabamba.

2.2.6 La Zona Subandina

Se encuentra entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica, tal como se observa en la Figura 2.2. La unidad está conformado de formaciones sedimentarias Mesozoicas y Terciarias plegadas ocurridas durante el Plioceno. Esta unidad se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas, sobre escurrimientos y plegamientos de estratos.

2.2.7 La Llanura Amazónica

La llanura Amazónica se extiende desde la zona Subandina sobre todo el escudo brasileño, es una amplia llanura compuesta de importantes secuencias de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

“Tsunami” es una palabra compuesta por dos signos del idioma japonés, “tsu” que significa puerto y “nami” que significa ola (pronunciada tsoo-nah-mee), la cual se traduce al español como “ola de puerto”. La palabra Tsunami proviene de las señales de ayuda japonesas dadas después del gran Tsunami de Meiji ocurrido el 15 de Junio de 1896, el cual termino con la vida de 21,000 personas.

Un terremoto de gran magnitud con foco en el fondo oceánico genera Tsunamis que afectan a las ciudades costaneras, tal como ocurrió en el Perú en el año 1746, 1868, 1996, 2001 y 2007.

La sismología junto con el conocimiento de los fenómenos físicos de la Tierra, puede ayudar a prevenir o al menos mitigar las consecuencias de desastres similares en el futuro. Esto se puede hacer mediante estimación de la peligrosidad sísmica en un sitio determinado y en el caso de los Tsunamis por medio de metodologías que permitan el análisis espectral de las señales sísmicas aplicado al sistema de alerta temprana.

3.1 Tsunami

Un Tsunami es una ola o serie de olas en un tren de ondas generadas por el desplazamiento vertical de una columna de agua. La causa principal para generar un Tsunami es la actividad sísmica, pero también puede ser por explosiones volcánicas, deslizamientos de tierra e impacto de asteroides en el mar.

Los Tsunamis son ondas de gravedad que se propagan en el océano, siendo muy diferentes a las olas de vientos comunes, en primer lugar, porque tienen longitudes de

ondas y períodos superiores; de hecho, la longitud de onda de un Tsunami varía de 10 km hasta cientos de kilómetros (Ward, 2001). Otra característica del Tsunami es su velocidad de propagación, alcanzando incluso 900 km/h en el océano abierto, para luego reducir su velocidad a ~50 km/h cerca de la costa, ver Figura 3.1.

Los Tsunamis son fenómenos naturales que representan una amenaza grave, incluso a regiones muy alejadas de la fuente sísmica. En realidad, las olas del Tsunami pueden propagarse por miles de kilómetros sin disipación de energía significativa; en mar abierto, la amplitud es de unos 5-20 cm (Ward, 2005) y la longitud de onda es muy larga (los barcos no sienten los efectos del paso del Tsunami); por el contrario, cuando la ola se acerca a la costa, la longitud de onda disminuye y la amplitud crece en función de la batimetría, de esta manera, el Tsunami puede alcanzar varios metros de altura, tal como se muestra en la Figura 3.1.

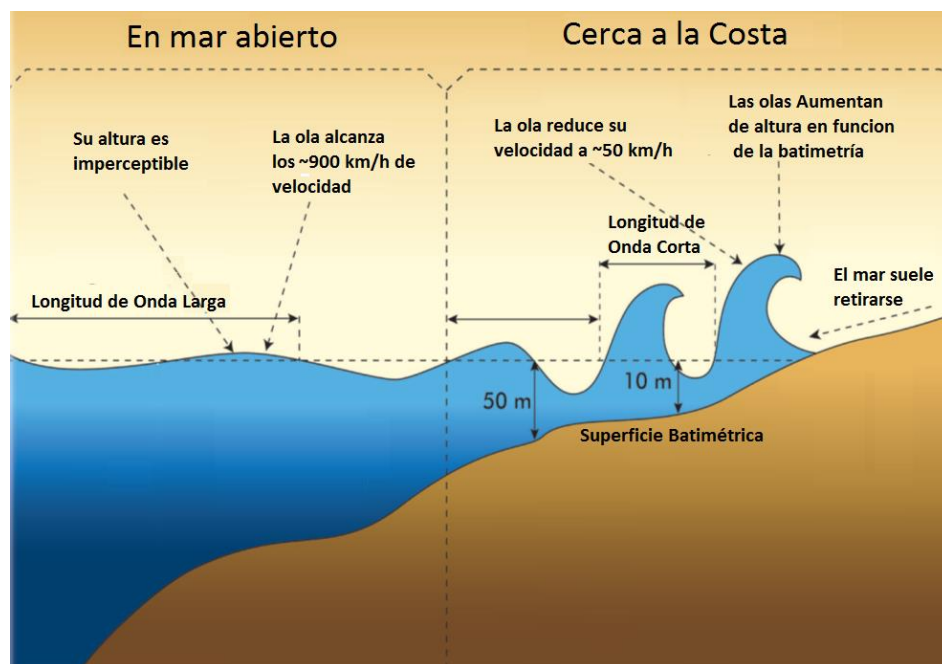


Figura 3.1: Propagación de las olas del Tsunami. Cerca de la costa, la amplitud crece con bajas velocidades, debido a la energía de la ola concentrada en un área más reducida. Finalmente, las olas se quiebran en la playa y causan inundación y destrucción.

3.2 Mecanismos Generadores de Tsunamis

Dentro de los principales mecanismos generadores de Tsunamis se considera a los producidos por terremotos, los mismos que representan el 96% de los Tsunamis registrados, las erupciones volcánicas son responsables del 3%; los generados por

deslizamientos submarinos o costeros representan el 0.8% y finalmente, los generados por el impacto de meteoritos, que son casos raros. Las principales características de estas fuentes son:

3.2.1 Eventos Sísmicos

Los sismos con magnitudes mayores a 7.0Mw, son la fuente principal de generación de Tsunamis, siempre y cuando ocurran en el fondo marino o muy cerca de él a profundidades focales menores a 60 Km. Estos eventos se producen en regiones de convergencia de placas tectónicas que ocasionan el levantamiento y hundimiento de la corteza continental (Stein et al., 2004), tal como muestra la Figura 3.2. En este proceso la masa de agua es impulsada violentamente hacia arriba y al tratar de recuperar su equilibrio, genera inmensas olas que al llegar a las costas son fuertemente destructivas.

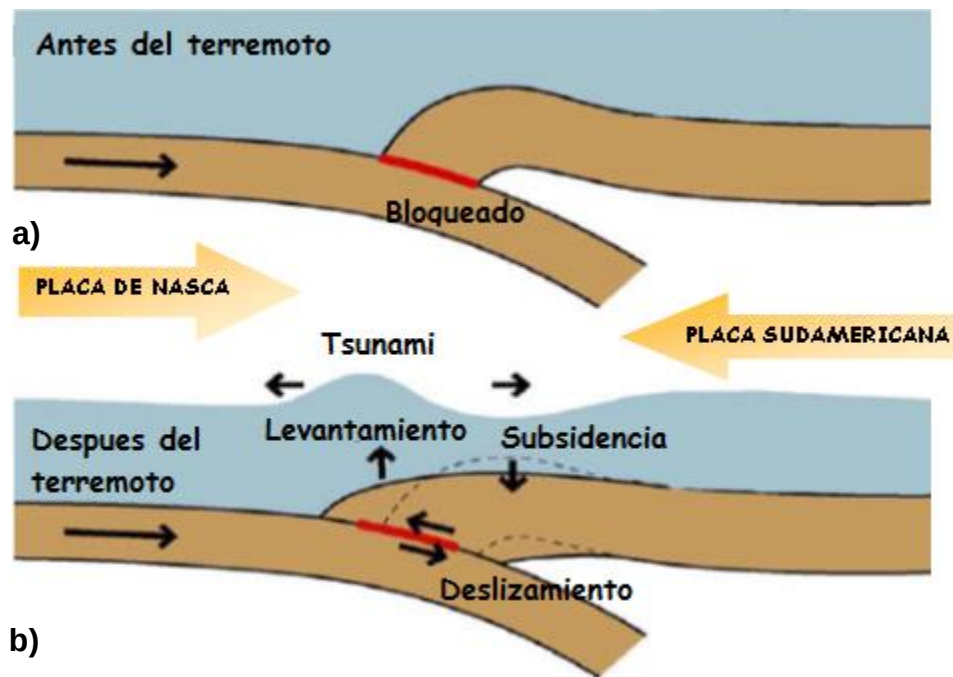


Figura 3.2: Sección de la zona de subducción, mostrando la generación de Tsunami debido a la ocurrencia de un terremoto. a) La relación de la placa que subduce (izquierda) sobre la placa de la derecha. b) La liberación repentina de la energía acumulada durante siglos, provoca como resultado un gran levantamiento del fondo marino generando un Tsunami (Stein. et al, 2004).

Los parámetros de la fuente del terremoto que determinan la generación y las características del Tsunami, son: el momento sísmico, el mecanismo focal y profundidad focal. En la Tabla 3.1, se muestra las relaciones empíricas entre las

magnitudes del terremoto y las características del Tsunami, llegándose observar que para Tsunamis regionales, la magnitud debe ser mayor que 7.5Mw; mientras que, para un Tsunami local, el terremoto puede tener una magnitud de 6.5Mw. Es decir, las características del Tsunami en el campo lejano o cercano dependerán de la magnitud del sismo (Hasan et al, 2007) y del tiempo de viaje de las olas de un Tsunami.

Tabla 3.1: Magnitud del terremoto y características del Tsunami (Hasan et al, 2007)

N°.	Magnitud	Destrucción
a	$M > 7.8$	Posible, Tsunami destructivo en todo el océano.
b	$7.5 < M < 7.8$	Posible Tsunami regional destructivo con efectos limitado a un rayo de 1000 km desde el epicentro.
c	$7.0 > M < 7.5$	Posible Tsunami local destructivo con efectos limitado a un rayo de 100 km desde el epicentro.
d	$6.5 < M < 7.0$	Muy baja posibilidad de un Tsunami local destructivo.

3.2.2 Explosión volcánica

Las erupciones volcánicas violentas, también pueden generar perturbaciones importantes capaces de desplazar grandes volúmenes de agua, y de producir Tsunamis extremadamente destructivos, principalmente en zonas próximas al volcán. En este caso, las olas son generadas por el desplazamiento repentino del agua a causa de la explosión volcánica, hundimiento de la pared del volcán o debido a la explosión y posterior derrumbe de la cámara de magma del volcán. En la Figura 3.3 se observa dos erupciones; a) El Tsunami se produce a causa de la erupción de un volcán submarino, la potencia con el que expulsa los materiales piroclásticos y otros, impacta con el agua haciendo que formen olas que viajen a la costa. b) La erupción lateral del volcán provoca el desprendimiento de uno de sus lados, lo que permite que el material se deposite de forma inesperada y rápida al pie del volcán submarino, generando olas.

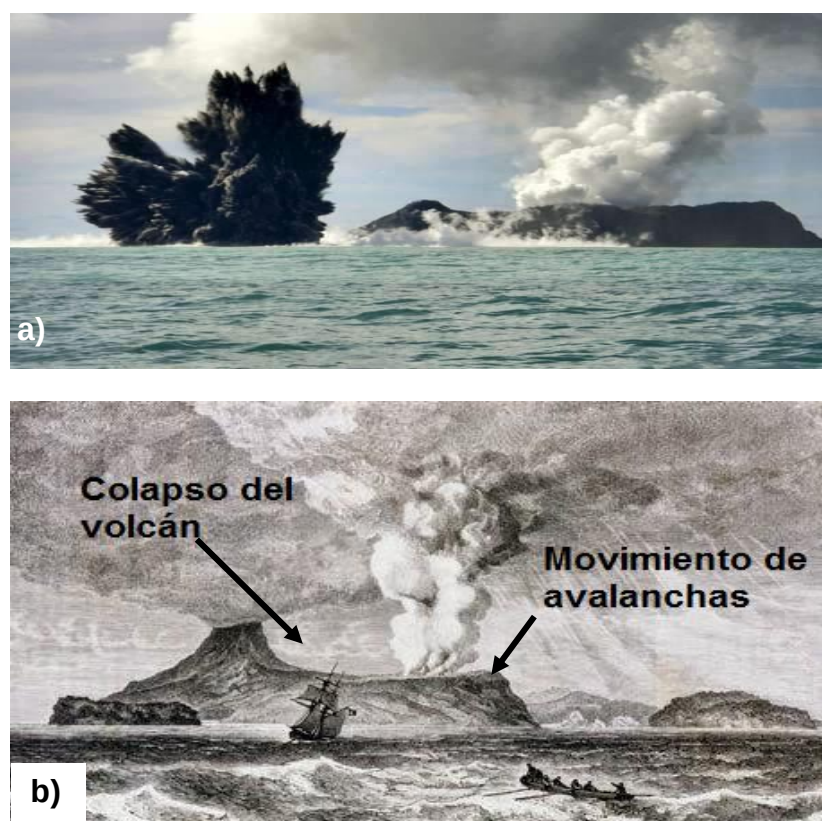


Figura 3.3: Generación de Tsunamis por erupciones volcánicas. **a)** Erupción de un volcán submarino. **b)** Erupción lateral de un volcán, provocando un deslizamiento masivo de bloque de material volcánico.

Las erupciones volcánicas submarinas tienen el potencial de producir olas de Tsunami verdaderamente poderosas. La gran erupción del volcán Krakatoa de 1883, ubicado cerca de la costa de Java y Sumatra, generó olas gigantescas que alcanzaron alturas de 40 metros sobre el nivel del mar, matando a miles personas y destruyendo numerosas localidades en las costas de Sumatra, Java y las islas pequeñas alrededor de ellas.

3.2.3 Deslizamientos

El deslizamiento de tierras submarinas a lo largo del talud continental, es otra fuente generadora de Tsunamis. Estos casos suelen producirse cuando se altera el equilibrio inestable de los fondos marinos a consecuencia de movimientos sísmicos. En la Figura 3.4 se muestra el proceso de generación del Tsunami por deslizamientos en el mar. Por ejemplo, el Tsunami del 17 de julio de 1998 que ocurrió en la costa norte de Papua - Nueva Guinea fue generado por el desplazamiento de sedimentos que mató a cientos de personas. Sin embargo, la

energía del Tsunami generada por un desplazamiento de tierras se disipa rápidamente durante el viaje a través del océano.

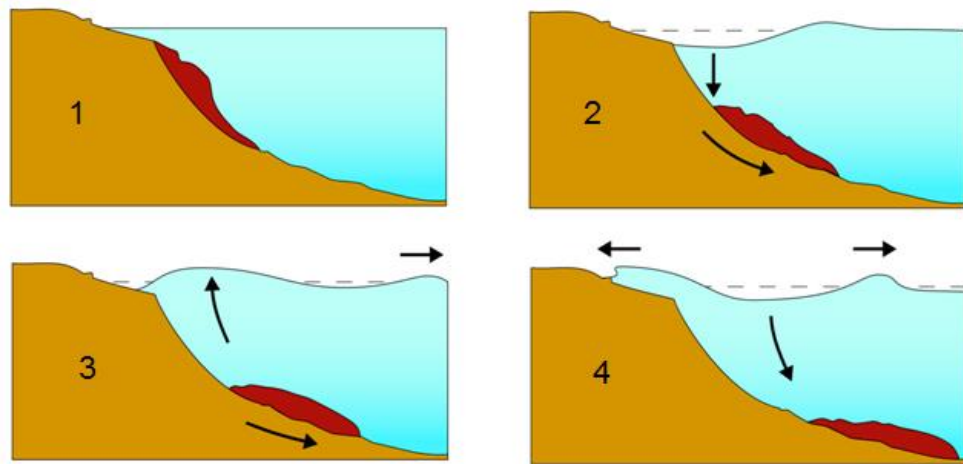


Figura 3.4: Proceso de generación de Tsunamis por deslizamiento en el mar.

3.3 Clasificación de Tsunamis

Los Tsunamis pueden ser clasificados, de acuerdo a su distancia epicentral en: locales, regionales y lejanos o tele-Tsunamis:

3.3.1 Tsunamis Locales

Son aquellos Tsunamis con fuente cercana a la que sus efectos destructivos se limitan a menos de una hora de viaje desde su origen. Históricamente, el 90% de las víctimas son causados por Tsunamis locales. Por ejemplo, el Tsunami generado por el terremoto de Arequipa, el 23 de junio de 2001 con magnitud de 8.2Mw y epicentro localizado a 82 Km al NO de la localidad de Ocoña (Ver Figura 3.5). Este Tsunami afectó principalmente a la localidad de Camaná con olas de 7-8 metros de altura (Carpio y Tavera, 2002).

3.3.2 Tsunamis Regionales

Se denomina Tsunami regional, cuando la fuente de generación del mismo se encuentra entre 100 y 1000 km del punto de observación. Ocasionalmente, los Tsunamis regionales tienen efectos muy limitados y localizados en zonas fuera de la región de origen. Ejemplo, el Tsunami del 21 de Febrero de 1996 con magnitud 7.5Mw, es local si se toma en cuenta la ciudad de Chimbote y lugares

cercanas al epicentro, pero regional al considerarse la zona costera del departamento de Arequipa (ver Figura 3.5). En este caso, el Tsunami causo daños materiales y pérdidas humanas en la ciudad de Chimbote y en menor grado en las ciudades alejadas.



Figura 3.5: Considerando la zona costera de Arequipa, el Tsunami generado por el terremoto de Chimbote de 1996 es regional y viceversa con el terremoto de Arequipa del 2001.

3.3.3 Tsunamis Lejanos o Tele-Tsunamis

Tsunami originado por una fuente distante, generalmente a distancias mayores a 1000 km, pero con un potencial de amenaza alta. Estos Tsunamis son las que afectan a toda la cuenca del Pacífico. En general, estos empiezan como un Tsunami local que causa destrucción extensa cerca de la fuente y debido a la energía liberada por el sismo, las olas del Tsunami se propagan en altamar con facilidad, llegando a alcanzar mayores distancias y causar daños adicionales en zonas costeras de países ubicados a largas distancias.

El Tsunami lejano más destructivo de la historia reciente fue generado por un terremoto producido frente a la costa de Chile, el 22 de mayo de 1960 (~9,5Mw). Todos los pueblos costeros chilenos en la región epicentral fueron destruidos y fuertemente dañados por la acción del sismo y Tsunami. Las olas

del Tsunami comenzaron a llegar a las zonas costeras de Chile en 10 a 15 minutos después del terremoto, para luego afectar a otras áreas a lo largo de la costa de América del Sur, tal como se muestra en la Figura 3.6. También el Tsunami arribó a las costas de Hawai, Japón y otras zonas del Pacífico. Las olas del Tsunami variaron de altura; 13 metros en la isla de Pitcairn, 12 metros en Hilo y Hawai y 7 metros en las costas de Japón (Pararas, 2011).

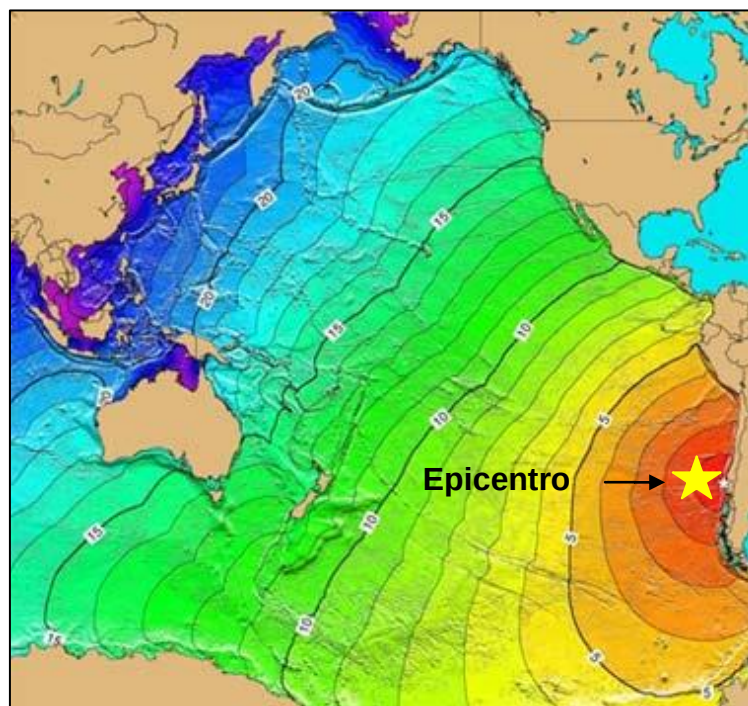


Figura 3.6: Tsunami de tipo lejano, donde se observa las isócronas del Tsunami ocurrido el 22 de Mayo de 1960, en las costas de Chile.

De estos Tsunamis, los de mayor peligro son los que necesitan menor tiempo para llegar a las zonas costeras; es decir, Tsunamis locales y regionales, y por ello, es importante considerar procedimientos adicionales para dar alertas de Tsunami y establecer medidas importantes de gestión de riesgo.

3.4 Sismos generadores de Tsunamis

Hay varias teorías que explican sobre las características de los eventos sísmicos que son capaces de generar Tsunamis. Según el entendimiento común, un terremoto puede generar Tsunami solo sí; (1) la magnitud del terremoto es mayor de 7.0Mw; (2) el origen del terremoto se debe a la deformación del piso oceánico, (3) el foco oceánico a una profundidad inferior a 60 km y (4) la ubicación de la fuente es en una

zona de subducción. Sin embargo, no todos los eventos sísmicos que cumplen con estas características generan Tsunamis, debido principalmente a su complejidad en el proceso de ruptura.

Uno de los objetivos más importantes es entender el proceso de ruptura; es decir, encontrar información de los parámetros sísmicos que caracterizan la fuente sísmica. Los parámetros sísmicos cumplen un papel importante en la generación de Tsunamis, y por lo tanto, es fundamental entender su variabilidad y la capacidad para producir olas anómalas.

La profundidad y la distribución de deslizamientos a lo largo del área de ruptura, contribuye a la amplificación o atenuación de las olas del Tsunami; de hecho, los eventos de poca profundidad, así como la distribución de los deslizamientos heterogéneos reflejan en el Tsunami olas más relevantes. Sin embargo, no sólo las propiedades geométricas de la falla son importantes, la falta de homogeneidad vertical en la litosfera, tiene un efecto significativo sobre el desplazamiento de la falla en el proceso de ruptura.

De acuerdo con la definición de Satake y Tanioka (1999), los terremotos interplaca pueden ser clasificados como superficiales ya que ocurren en la zona de convergencia de placas cerca de la fosa; por lo tanto, son considerados como zonas de sismos generadores de Tsunami, tal como se muestra en la Figura 3.7.

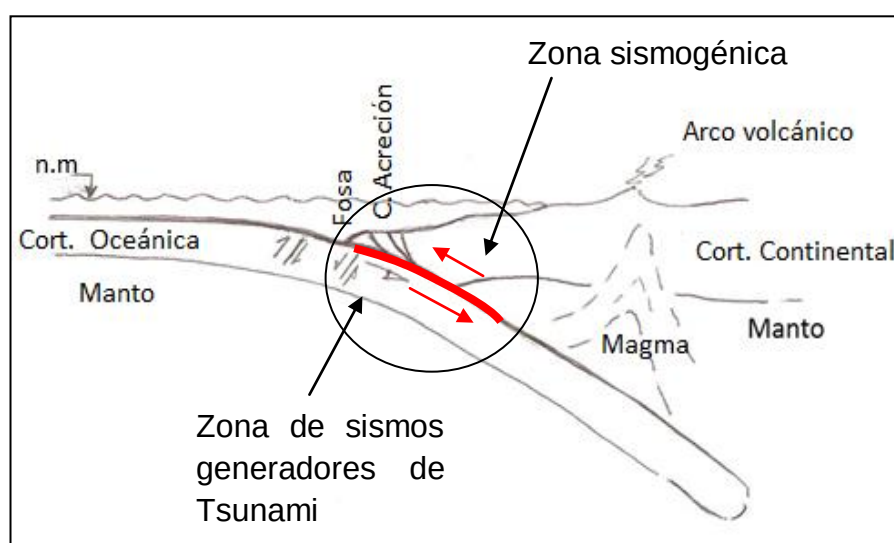


Figura 3.7: Zona de sismos generadores de Tsunami. La fuente de los terremotos interplaca normalmente se extiende hasta los 50 km de profundidad (Satake y Tanioka, 1999).

3.5 Análisis Espectral

El análisis espectral de señales sísmicas comenzó con la aplicación de la Transformada de Fourier (TF) en el dominio de frecuencias, lo cual involucra convertir señales en serie de tiempo a frecuencias, siendo aplicada en diversos estudios sismológicos que requerían análisis en detalle de los registros sísmicos. Sin embargo, siempre se busca direccionar el análisis de señales en serie de tiempo y frecuencia, para ello se propuso el uso de la Transformada Continua de Wavelet (TCW). La TCW permitió mejorar el procedimiento de análisis de señales en el dominio de tiempo y frecuencia de manera simultánea, procedimiento que faculta el análisis sísmico, sobre todo para grandes sismos.

3.5.1 La Transformada de Wavelet

La Transformada de Wavelet (TW), analiza la señal en el dominio del tiempo mediante la aplicación de filtros paso bajo y paso alto a fin de eliminar ciertos rangos de alta o baja frecuencia contenidas en la señal. Matemáticamente, una TW es una función núcleo (wavelet madre), tal que su integral converge a cero y que puede ser trasladada, dilatada y comprimida. Esta función se designa con la letra $\psi(x)$, la cual es fija y con argumentos (a,b) .

$$\psi \left[\frac{x-b}{a} \right], \quad (a,b) \in R^+ \times R, \quad (3.1)$$

La transformada de Wavelet se refiere al uso de la función núcleo de la Ecuación 3.1, como un operador a la función a ser analizada $f(t)$, tal como se observa en la Ecuación 3.2. Dicho operador “ventana” enmarca la señal dentro de un intervalo, enfocando el análisis solo en ese segmento de la señal. Con esto se puede lograr intercambiar la resolución en tiempo por la resolución en frecuencia y viceversa.

$$W_{a,b} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{a,b}^*(t) dt, \quad (3.2)$$

donde $\psi_{a,b}^*(t)$ representa la conjugada compleja de $\psi_{a,b}(t)$ la cual debe ser escogida en base a los siguientes criterios:

-Debe ser soporte compacto o que tenga un decaimiento suficientemente rápido para obtener la localización en el espacio.

-Su valor medio debe ser nulo; es decir que la $\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t)dt = 0$, incluso para los momentos de orden superior. Este requerimiento es llamado condición de admisibilidad de Wavelet y asegura que tenga su forma característica de “onda”.

3.5.2 Transformada Continua de Wavelet (TCW)

Para aplicar la TCW se utiliza una función base $\psi_{a,b}$ (**wavelet madre**) definida como:

$$\psi_{a,b}^*(t) = |a|^{-\frac{1}{2}} \psi^* \left[\frac{t-b}{a} \right] \quad a, b \in R \text{ y } a \neq 0, \quad (3.3)$$

Por lo que, la TCW es definida como:

$$TCW(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{a}} x(t) \psi \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad a, b \in R \text{ y } a \neq 0, \quad (3.4)$$

Dónde el parámetro “ a ” es el factor de escala o dilatación y el parámetro “ b ” de traslación que proporciona la posición. A medida que el valor de “ a ” aumenta, se produce un efecto de dilatación en tiempo “ b ” y por tanto, una contracción en el caso inverso, es decir, eventos de alta escala suelen durar en el tiempo; mientras que, los de escala baja suelen ser breves, ver Figura 3.8.

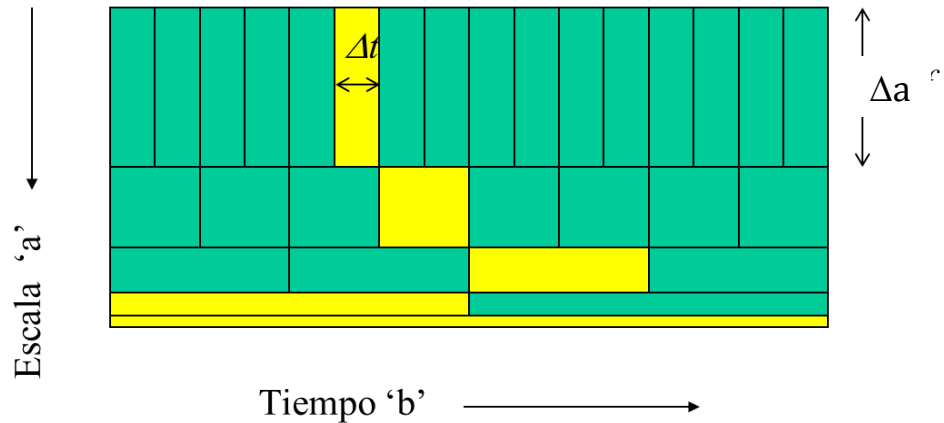


Figura 3.8: Esquema de la Transformada Continua de Wavelet.

La función de transformación ($\psi_{a,b}$) que se le denomina “wavelet madre” deriva de dos importantes propiedades del análisis de TW:

-El término **wavelet** quiere decir onda pequeña; donde el término pequeño, se refiere al hecho que esta función (ventana) es de longitud finita (compactamente soportada) y el término onda, se refiere a la función de naturaleza oscilatoria.

-El término **madre** indica que las funciones dadas para diferentes regiones de actuación usadas en el proceso de transformación, provienen de una función principal o ‘wavelet madre’. Es decir, la **wavelet madre** es un prototipo para generar las otras funciones ventanas.

Por otro lado, existe una importante cantidad de familias de funciones de “Wavelet madre” para la TW que han probado ser especialmente útiles; entre ellas destacan la Haar, Daubechies, Biortogonal, Coiflets, Symlets, Morlet, Sombrero mexicano y Meyer, todos mostrados en la Figura 3.9.

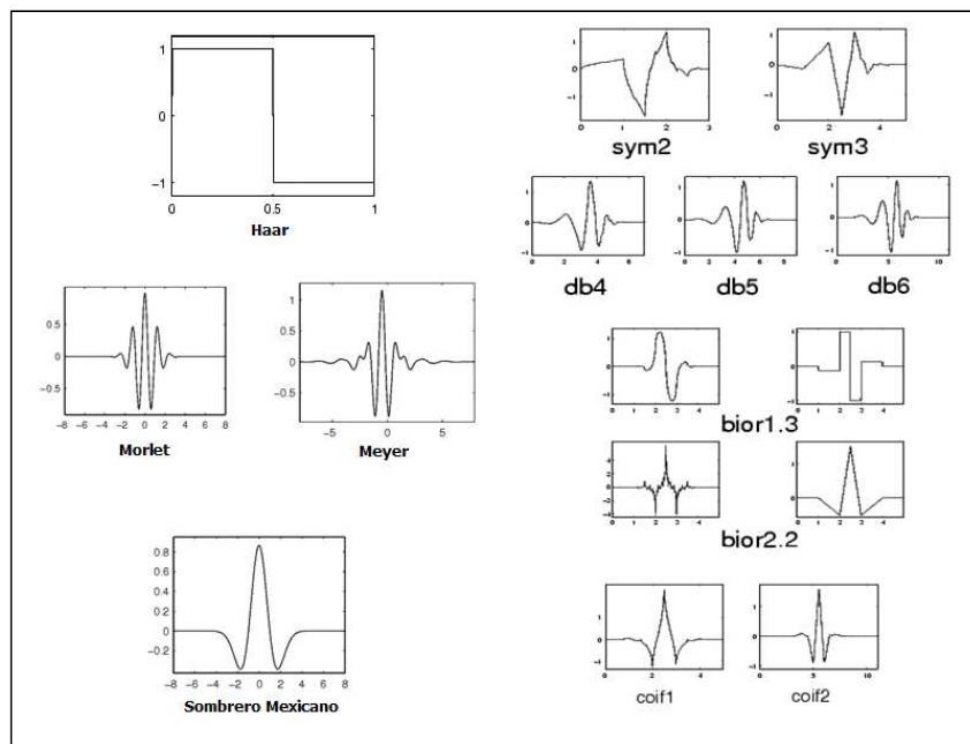


Figura 3.9: Ejemplos de Wavelet Madres.

3.5.3 Traslación y escala

El parámetro de **traslación** o **desplazamiento** denotado con la letra “b”, consiste en el retraso o adelanto en la aparición de la señal y corresponde a la información del tiempo. Asimismo, el **escalamiento** denotado con la letra “a”, define el alargamiento o la compresión de la Wavelet madre. El parámetro

“escala” es análogo con el termino escala utilizado en los mapas temáticos. Por ejemplo, en el caso de las altas escalas, corresponden a una visión global no detallada de la señal y las bajas escalas, a una vista detallada. Por otro lado, al no considerarse el parámetro frecuencia, ya que en el caso de la TCW, se tiene el parámetro “escala” que se define como:

$$\text{Escala} \approx \frac{1}{\text{Frecuencia}}$$

Donde, la relación entre la escala y la frecuencia consiste en que: las escalas menores corresponden a altas frecuencias y las mayores a bajas frecuencias.

En términos de frecuencia, las bajas frecuencias (altas escalas) corresponden a una información global de la señal que comúnmente abarca toda la señal; mientras que, las altas frecuencias (escalas bajas) corresponden a una información detallada de una característica oculta en la señal que comúnmente dura un tiempo relativamente pequeño. Por ejemplo, en la Figura 3.10 se muestra señales cosenos con distintas escalas y frecuencias.

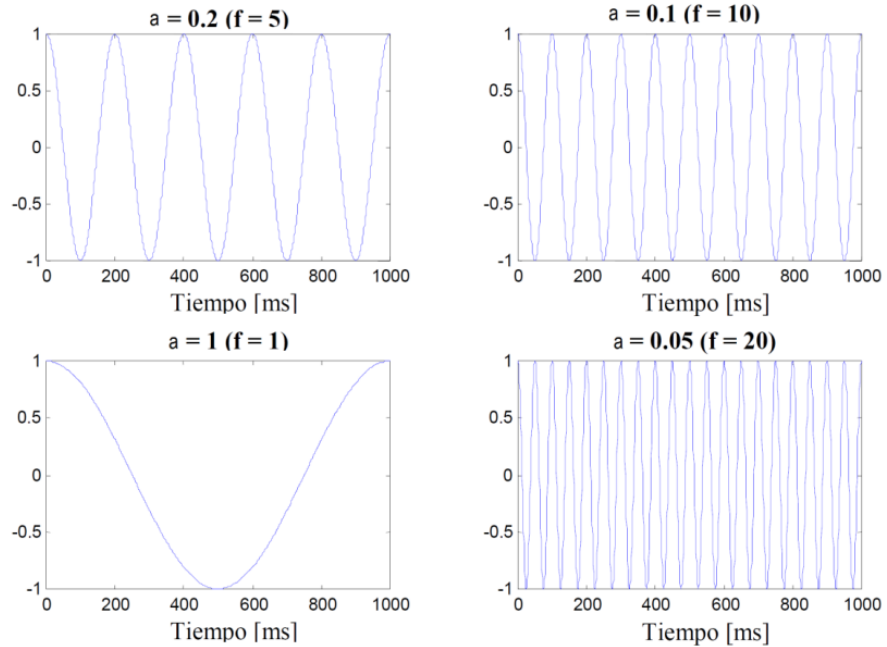


Figura 3.10: Ejemplo de una señal coseno para distintas escalas (a) y su respectiva frecuencia (f).

3.5.4 Escalograma y Espectrograma

El **escalograma** es la representación de los coeficientes de la escala “a” en función del tiempo “b” de la señal. Esto se explica fácilmente, analizando la Ecuación 3.4, en la cual se observa que al variar el factor a , la Wavelet madre se dilata en tiempo y por tanto, haciendo variar este valor entre un conjunto finito de valores enteros positivos, se obtiene de la TCW, los coeficientes que contienen la densidad de energía en el plano tiempo-frecuencia para cada escala a empleada.

En la Figura 3.11, se muestra un ejemplo de la TCW con wavelet madre (Morlet) de una señal $f(t) = \text{seno}(2\pi 10t)$ y con frecuencia (10 Hz), en la que se puede observar una banda clara en contraste al fondo oscuro alrededor de la escala 8 para todo el tiempo de muestreo “t”.

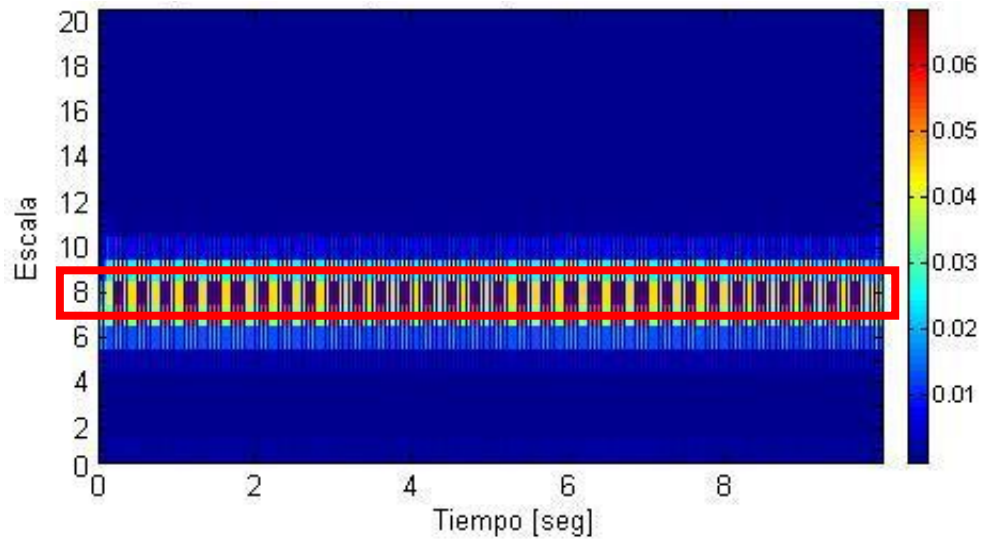


Figura 3.11: Escalograma según la transformada de Wavelet de $f(t) = \text{seno}(2\pi 10t)$ con la Wavelet Morlet.

Nótese que el escalograma para el ejemplo anterior, muestra el valor de la frecuencia (10 Hz) reflejado en el nivel de escala 8; entonces, para cualquier señal de frecuencia fundamental ω_0 , existe una relación entre la escala y la frecuencia ω dada por:

$$a = \frac{\omega_0}{\omega}, \quad (3.5)$$

Usando esta ecuación, se puede convertir el Escalograma (tiempo vs. escala) en un **Espectrograma** (tiempo vs. frecuencia), tal como se muestra en la Figura 3.12. Donde, el espectrograma define mejor la frecuencia fundamental de 10Hz, caracterizado por una banda delgada (correspondiente a la escala 8 del escalograma de la Figura 3.11).

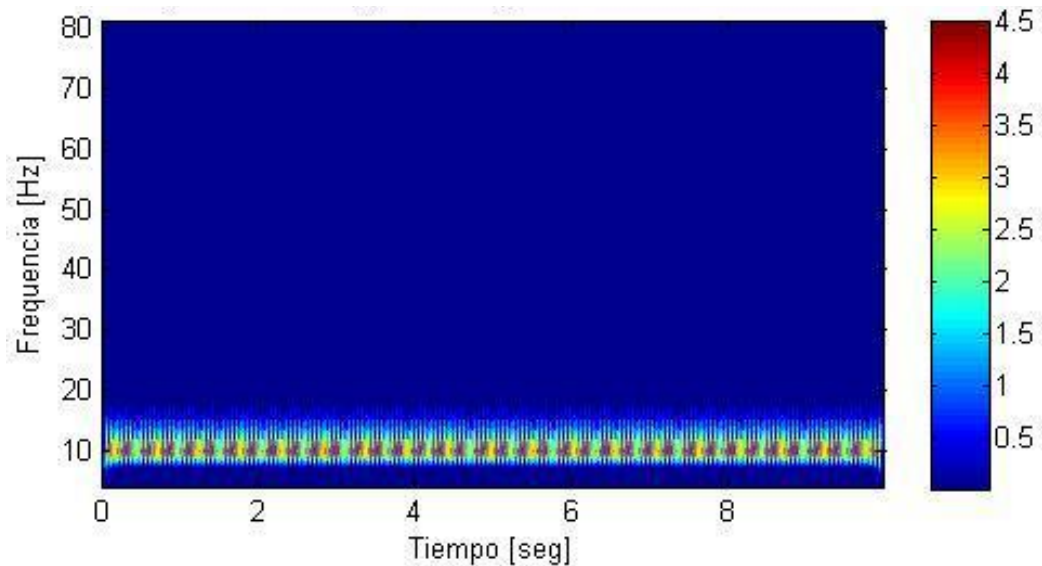


Figura 3.12: Espectrograma de la señal $f(t) = \text{seno}(2\pi 10t)$ con la Wavelet Morlet y frecuencia fundamental 10Hz.

3.5.5 Proceso de cálculo de la TCW

El proceso de cálculo de la TCW puede ser descrito en los siguientes cuatro pasos:

1. Tomar una Wavelet madre. Es recomendable usar aquel cuya forma se adecue mejor al tipo de señal con la que se trabaja.
2. Dados dos valores a y b , calcular el coeficiente $W(a,b)$ mediante las ecuaciones (3.3) y (3.4), que representan la correlación entre la wavelet y la sección de la señal bajo análisis. Cuanto mayor sea éste, mayor es la similitud, con lo cual es interesante resaltar que los resultados dependerán, por tanto, de la forma de la wavelet.
3. Desplazar la Wavelet en el sentido positivo del eje temporal y repetir los pasos anteriores hasta lograr cubrir la totalidad de la señal.
4. Escalar la wavelet en el tiempo y repetir los pasos 1 a 3.

Un ejemplo de este proceso se muestra en la Figura 3.13.

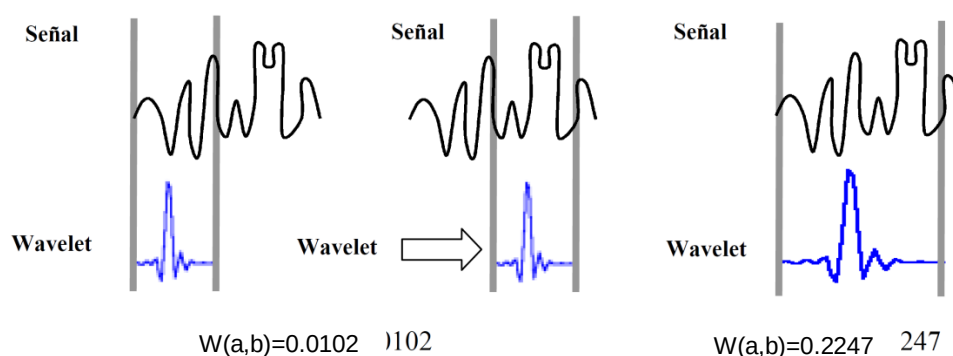


Figura 3.13: Funcionamiento de TWC. Se toma la wavelet y se calcula su correlación con cierta sección de la señal. Se desplaza en el eje temporal y se calcula la correlación con la siguiente sección. Al terminar, se escala la wavelet y se repite el proceso, tal como se muestra en el tercer caso.

Para entender el procedimiento de análisis de la TCW, supóngase que se tiene una señal con frecuencias de hasta 1000 Hz, en una primera etapa, la señal es filtrada en dos partes ya que se aplica un filtro paso-bajo y filtro paso-alto con lo cual se obtienen dos versiones diferentes de la misma señal: una que corresponde a las frecuencias entre 0 y 500 Hz. (paso bajo) y otra a las frecuencias entre 500-1000 Hz. (paso alto). Posteriormente, se considera cualquiera de las dos versiones (comúnmente la parte del filtro paso bajo) o ambas y se hace nuevamente la misma división. Esta operación se denomina **descomposición**. El proceso continúa hasta que la señal sea descompuesta en un cierto número de niveles predefinidos (bandas o rangos de escala). Si se junta todo el grupo de señales, representan a la misma señal, pero correspondientes a diferentes bandas de escala que pueden ser transformados posteriormente a frecuencias.

Finalmente, la señal descompuesta es desplazada en el eje temporal a diferentes rangos de frecuencias, tal como se muestra en la Figura 3.14, y al juntar todas, se obtienen una gráfica tridimensional, donde se tendría; en el primer eje el tiempo, en el segundo la frecuencia y en el tercero la amplitud. De esta forma, es posible establecer que frecuencias existen para un tiempo dado.

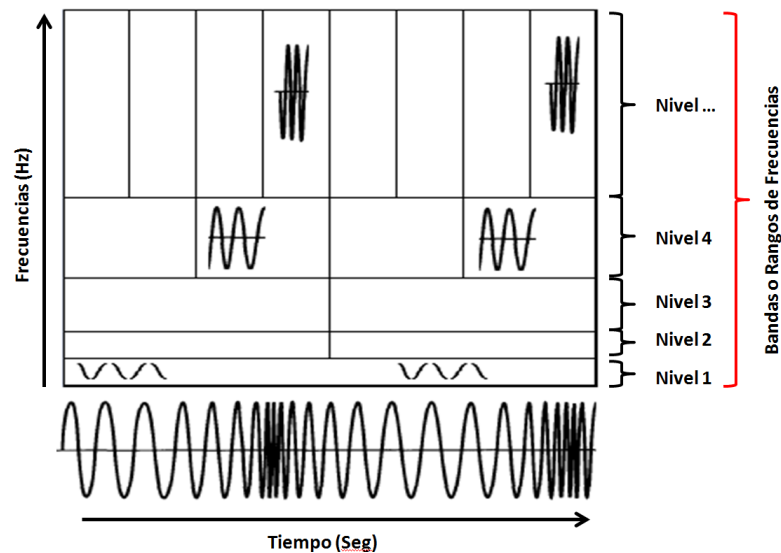


Figura 3.14: Procedimiento de análisis de la TCW.

Por otro lado, el “principio de incertidumbre” de Heisenberg establece que no puede conocerse la información de tiempo y frecuencia de una señal en un cierto punto del plano tiempo-frecuencia, en otras palabras no pueden determinarse exactamente que frecuencias existen en un instante dado, por lo que sólo es posible conocer que bandas de frecuencias existen en un determinado intervalo de tiempo (de Castro, 2002). Por ejemplo, la señal no estacionaria de la Figura 3.15, la cual consta de cuatro diferentes componentes de frecuencias (100, 50, 25 y 10 Hz) en diferentes intervalos de tiempo, puede ser definida por la ecuación $x(t)=\cos(2\pi(F)t)$, donde: $F=100$ Hz (0-300 ms), 50 Hz (300-600 ms), 25 Hz (600-800 ms) y 10 Hz (800-1000 ms).

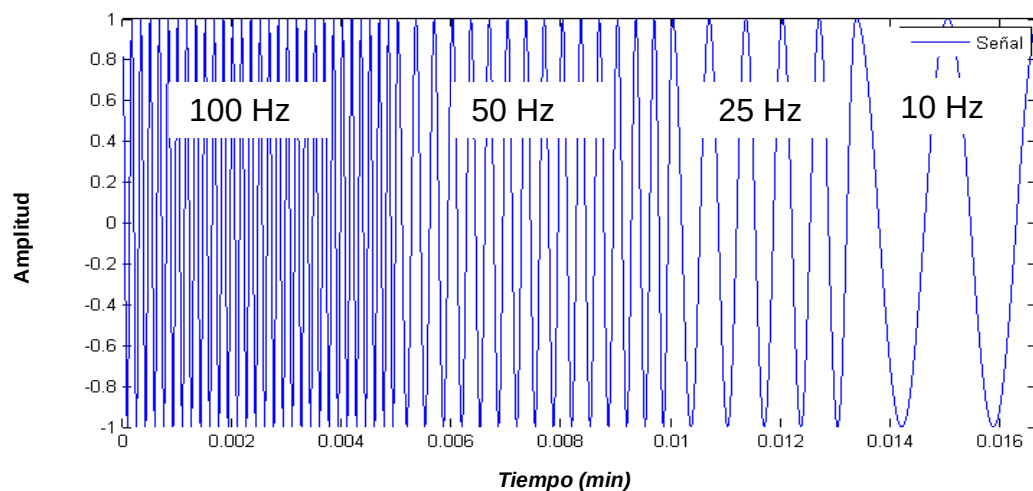


Figura 3.15: Señal no estacionaria $x(t)$ con frecuencia de muestreo de 1000Hz.

La respectiva TCW de la señal no estacionaria es mostrada en la Figura 3.16, para las diferentes componentes de frecuencias existentes en un intervalo de tiempo específico.

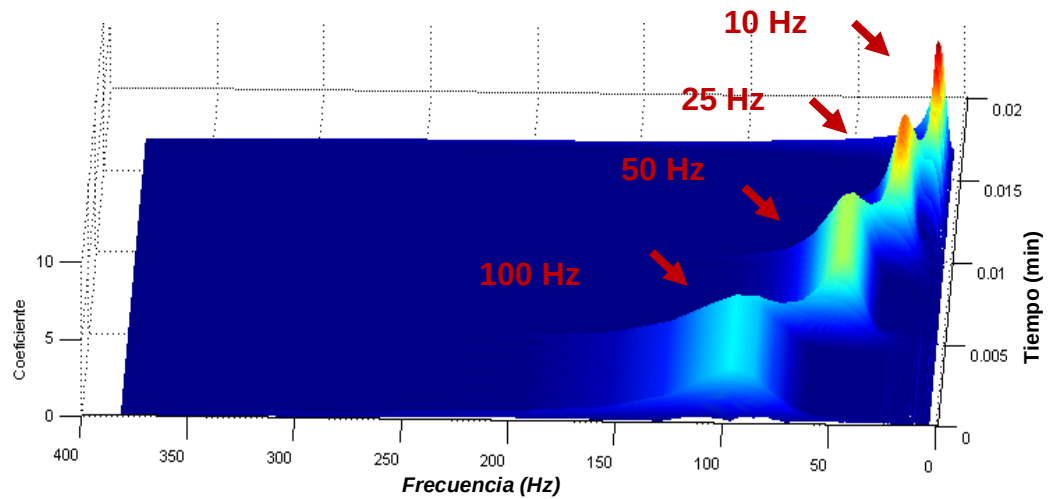


Figura 3.16: Transformada Continua de Wavelet para la señal no estacionaria.

3.5.6 Análisis de energía sísmica con la TCW

La energía contenida en una señal viene a ser el cuadrado de la variación de la amplitud en diferentes intervalos de tiempo y puede ser representada como:

$$Ea = \sum_a |W|^2, \quad (3.6)$$

Donde, W son valores calculados a partir de la TCW y Ea, la suma de todos ellos asignados para cada escala con respecto al tiempo y representa la cantidad de energía contenida en la señal. Asimismo, el valor máximo “maxEa” corresponde al pico máximo de la amplitud espectral (máxima radiación), tal como se muestra en la Figura 3.17.

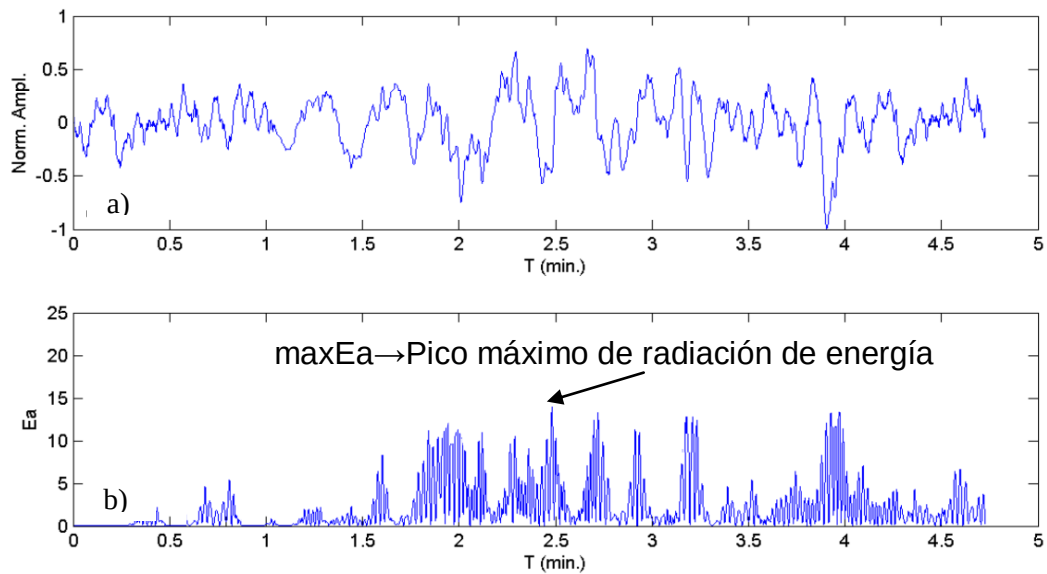


Figura 3.17: Señal no estacionaria (a) y su energía calculada (b).

3.6 Evaluación del Método de Análisis Espectral (TCW)

La ventaja del análisis de la TCW, es permitir visualizar la señal sísmica en tiempo y frecuencia para relacionarlas con las características de los procesos de ruptura que desencadenan los terremotos, todos ellos, contenidas en el grupo de ondas primarias (P). Al analizar el grupo de ondas P y encontrar patrones que faciliten la discriminación entre aquellos terremotos generadores y no generadores de Tsunamis y de esta manera, poder dar una alerta temprana dentro de los primeros 5 a 10 minutos después de ocurrido el sismo. En estas condiciones es posible proponer una metodología en base al análisis espectral a partir de la TCW en señales sísmicas, de este modo se investiga el contenido frecuencial en los registros sísmicos, calcular el contenido de energía total (E_a) y el valor de máxima radiación de energía ($\max E_a$), parámetros que podrían ayudar a discriminar entre sismo que generan o no Tsunamis.

El método, tendría como ventaja realizar el análisis considerando un solo registro de banda ancha del sismo a estudiar.

3.6.1 Relación entre el contenido frecuencial, la energía liberada y la duración de ruptura sísmica

Según Venkataraman y Kanamori (2004), la radiación de energía observada en la mayoría de los terremotos no generadores de Tsunami (NGT) son mayores en comparación con los terremotos que podrían generar Tsunami (GT); por lo tanto,

la variación en la radiación de la energía se debe a las características del proceso de ruptura. Asimismo, Newman y Okal (1998), sugieren que los terremotos GT son deficientes en energía de alta frecuencia contenida en el grupo de ondas P.

El contenido frecuencial en el registro del terremoto, así como el contenido de energía, es fácilmente identificable en los espectros de TCW. Los terremotos con frecuencias menores a 0.33 Hz no muestran contenido de energía significativa y corresponderían a terremotos GT; mientras que, el alto contenido de energía define a los sismos NGT (Chamoli y Swaroopa, 2010; Kumar et al., 2012). Además, Chew y Kuenza (2009) y Kuenza et al. (2010), proponen que con el análisis de la TCW, los terremotos GT muestran deficiencia de energía sísmica para sismos con frecuencias bajas ($f > 0.2$ Hz).

Por otro lado, la duración del proceso de ruptura es un parámetro importante debido a que proporciona información sobre la fricción, dimensión de aspereza y de la propagación de la energía. En la práctica se ha observado que los terremotos GT presentan una mayor duración y/o tiempo de ruptura que los terremotos NGT (Kuenza et al., 2010). Según Lomax y Michelini (2009), los terremotos GT presentan procesos de ruptura que suelen durar más de 50 segundos.

En general, los terremotos GT se caracterizan por poseer registros con contenido de bajas frecuencias, y es producto del desplazamiento lento de las placas a lo largo de su plano de falla (Lay y Kanamori, 2012). De este modo, la liberación de energía se realiza en periodos largos y con mayor duración en comparación con los terremotos NGT. De acuerdo a lo expuesto, se propone la metodología de análisis de TCW en los registros sísmicos al evaluar su contenido frecuencial, radiación de energía liberada y duración de ruptura, a fin de identificar terremotos GT para así emitir Alertas de Tsunami.

CAPÍTULO IV

CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN PERÚ

El Perú es uno de los países con mayor actividad sísmica debido a que forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico. Dentro de este contexto, la sismicidad está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamérica y tiene su origen, en la fricción de ambas placas produciendo sismos de mayor magnitud con relativa frecuencia, siendo los de mayor magnitud quienes producen mayor destrucción en superficie, ver Figura 4.1. Un segundo tipo de sismicidad, es producido por las deformaciones corticales, presentes a lo largo de la Cordillera Andina con sismos menores en magnitud y frecuencia.

Los estudios realizados por Tavera y Buforn (2001), Bernal et al (2000) y Bernal (2002), han permitido concluir que la distribución de los sismos en el Perú es por demás compleja; sin embargo, ha sido posible identificar a las principales fuentes sismogénicas (zonas de subducción y deformación cortical). Asimismo, la distribución de los sismos en profundidad sugieren que la placa de Nazca subduce por debajo del borde Oeste de Sudamérica de dos modos diferentes conocidos como; subducción subhorizontal, presentes en las regiones Norte y Centro, y normal en la región Sur.

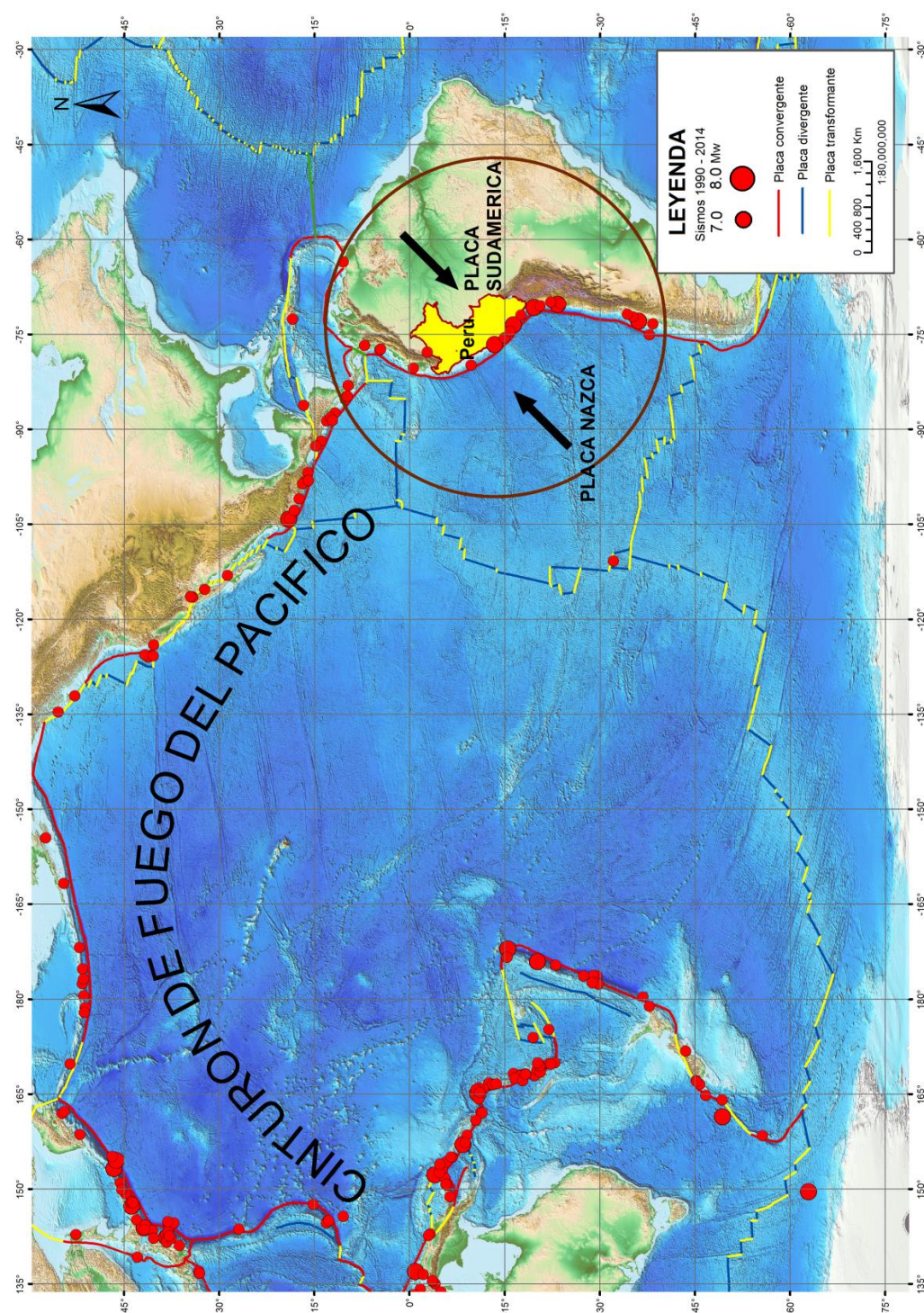


Figura 4.1: El Cinturón de Fuego del Pacífico, y la convergencia de la Placa de Nazca, y de Sudamérica para el caso del Perú.

3.1 Distribución Espacial de la Sismicidad

La sismicidad histórica del Perú ha permitido evaluar la periodicidad de la ocurrencia de grandes sismos a lo largo de la costa y delinear las regiones de mayor potencial sísmico donde estará presente la generación de Tsunami. Esta sismicidad fue recopilada y analizada por Polo (1904), Barriga (1939), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990).

La distribución espacial de la sismicidad histórica (1960-2011 con $M_w \geq 4.0$) se muestra en la Figura 4.2, corresponde al catálogo del Instituto Geofísico del Perú (Tavera, 2011). En esta figura, se tiene en cuenta la profundidad de los focos, los sismos pueden clasificarse en:

Sismos de foco Superficial: ($h \leq 60$ km)

Sismos de foco Intermedio: ($61 < h \leq 300$ km)

Sismos de foco Profundo: ($h > 300$ km)

3.1.1 Sismos de foco Superficial

Los sismos se distribuyen formando grupos, con aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en el Perú, entre la línea de la fosa y la cordillera de la costa (Figura 4.2). Esta sismicidad está asociada principalmente al proceso de subducción con sismos de mayor magnitud y en algunos casos, generadores de Tsunami, que ocasionan diversos grados de destrucción y muerte en las ciudades distribuidas a lo largo de la línea de costa de Perú.

Un segundo grupo de sismos con foco superficial, se encuentran en el interior del continente y deberían su origen al proceso de deformación cortical que se produce en la alta cordillera, siendo estos sismos de menor en magnitud y frecuencia.

3.1.2 Sismos de foco Intermedio

Estos sismos presentan sus epicentros, principalmente en el interior del continente y son debidos a la deformación interna de la placa de Nazca por debajo de la placa Continental. Espacialmente la sismicidad se distribuye formando grupos, el primero se encuentra ubicado paralelo a la línea de costa

por debajo de los 8° latitud Sur (Figura 4.2). El segundo grupo tiene los sismos con epicentros en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina de las regiones norte y centro. Estos sismos, raramente producen daños en superficie. El tercer grupo de sismos se encuentra en la región sur del Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad a estos niveles de profundidad (Tavera y Bufo, 1998).

3.1.3 Sismos con foco Profundo

Tal como se muestra en el mapa sísmico del Perú (Figura 4.2), los sismos con foco profundo, son en número, menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, por su tamaño son muchas veces mayor que los sismos que ocurren a otros niveles de profundidad. Los sismos con foco profundo se distribuyen próximos al límite entre Perú y Brasil (6°-11° latitud Sur) con una orientación, prácticamente Norte-Sur, sobre una longitud del orden de 500 km y alrededor del límite entre Perú y Bolivia (13-14° latitud Sur) con una orientación próxima a Este-Oeste.

La distribución de los focos sísmicos en profundidad, permite definir la superficie de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, según las secciones AA', BB' CC' de la Figura 4.2.

El perfil AA' en la región Norte, la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, con foco a menos de 50 km en la zona oceánica hasta 180 km de profundidad en el interior del continente. Entre los 200 y 500 km de distancia horizontal desde la fosa, se observa menor ocurrencia de sismos siendo estos más superficiales. A distancias mayores de 500 km, aumenta el número y las profundidades de los sismos.

El perfil BB' correspondiente a la región Central, la distribución de la profundidad del foco sísmico sigue el mismo patrón descrito anteriormente. Entre los 100 y 150 km de profundidad, los focos se distribuyen según una línea con pendiente de 15° a 20° y a partir de esta profundidad, el límite entre las placas es prácticamente subhorizontal. Los sismos con foco superficial se

distribuyen linealmente sobre la profundidad de 33 km; sin embargo, las zonas de mayor deformación presentan un alto índice de sismicidad.

En el perfil CC' (región Sur), los sismos se distribuyen en profundidad con características diferentes a las otras regiones. La profundidad de los focos sísmicos aumentan linealmente de Oeste a Este con pendientes de 25° a 30° hasta 350 Km de profundidad aproximadamente. Esta sismicidad es continua hasta una distancia de 450 km a partir de la fosa.

En las secciones verticales BB' y CC' (Figura 4.2), se observa la presencia de los sismos profundos en las regiones Centro y Sur del Perú. Estos focos se distribuyen entre 500 y 700 km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil y menor en el borde Perú-Bolivia. La ausencia de sismos entre 200 y 500 km de profundidad en la región Norte y Centro y entre 300 y 500 km en la región Sur, pone en evidencia la posible discontinuidad de la placa Oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad.

En general, la placa de Nazca subduce por debajo de la Sudamericana de dos modos diferentes, uno subhorizontal y otro normal. La subducción subhorizontal está presente en las regiones Norte y Centro. La subducción de tipo normal está presente en la región Sur.

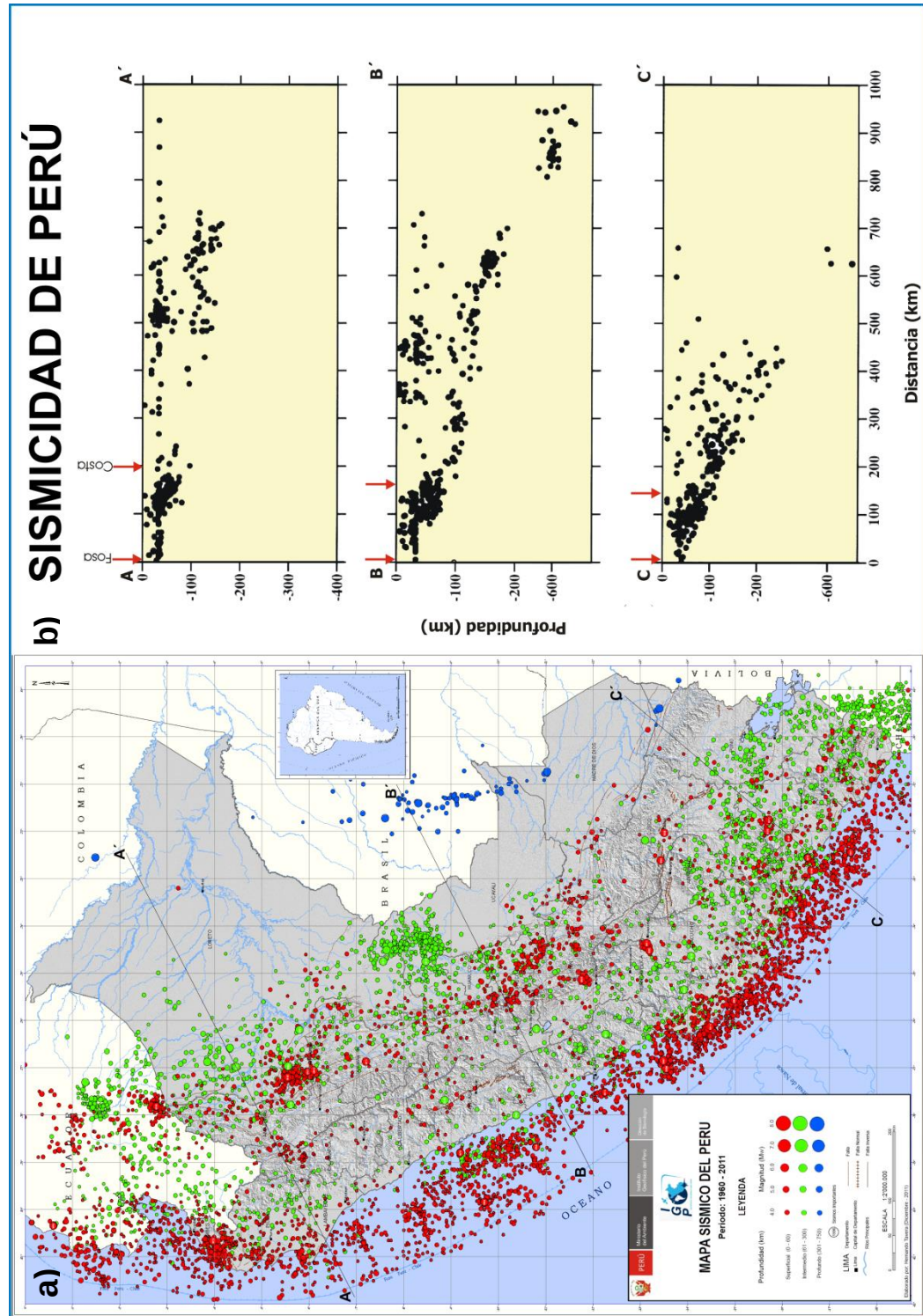


Figura 4.2. La distribución espacial de los sismos en el Perú. a) Actividad sísmica durante el periodo 1960-2011. b) Perfiles sísmicos para las regiones norte (AA'), centro (BB') y sur (CC') del Perú. A) La Región Norte, B) La Región Centro, C) La Región Sur. Correspondiente a todo el borde occidental del Perú.

3.2 Fuentes Sismogénicas y tipos de Sismos

En el Perú, la ocurrencia de sismos está asociada completamente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamérica; por lo tanto, la zona de mayor definición y acumulación de energía se encuentra en la superficie de fricción de ambas placas, siendo esta la principal fuente sismogénica en el Perú.

En este contexto, según el número de sismos y sus magnitudes, la actividad sísmica en el Perú es debido a la existencia de 4 fuentes sismogénicas: (a) sismos interplaca, (b) sismos out-rise, (d) sismos corticales y (c) sismos intraplaca. En la Figura 4.3, se muestra la ubicación de las fuentes sismogénicas que dan origen a estos eventos sísmicos, sus características más importantes son descritas a continuación.

3.2.1 Fuentes de Sismos Out-Rise

Son debidos a los procesos de deformación y fractura de la corteza oceánica en las proximidades de la fosa Perú-Chile (límite de contacto entre placas) como resultado del proceso de la colisión de la placa de Nazca y Sudamericana. Estos sismos son de magnitud moderada (menores a 5 Mw) y con profundidades menores a 20 km. Además, presentan diversidad de mecanismos de ruptura; es decir, pueden producirse por comprensión (fallas inversas) o extensión (fallas normales). Por estar alejados del continente, los sismos de esta fuente no son sentidos en la zona costera (Figura 4.3).

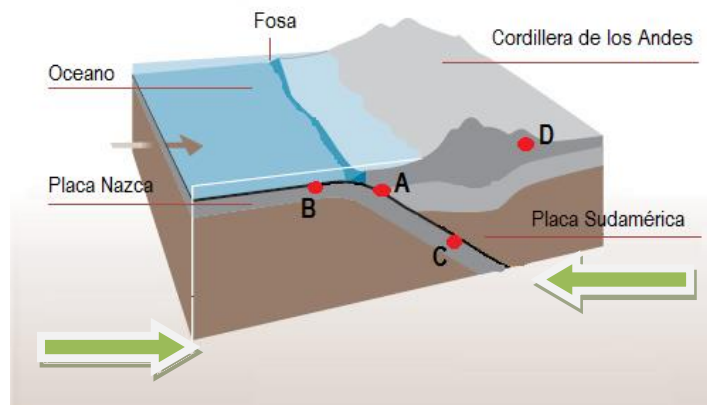


Figura 4.3: Esquema de subducción y principales fuentes sísmicas en Perú central, norte y sur. La placa de Nazca desciende bajo la placa Sudamericana. Cuando se liberan se produce un terremoto interplaca en A. Las tres fuentes restantes están asociadas a fallas out-rise (B) y fallas intraplaca de profundidad (C), en la placa de Nazca. Fallas superficiales asociadas a los Andes o sismos corticales (D), en la placa Sudamericana. (Mattaue, 1989).

3.2.2 Fuente de Sismos Interplaca

La colisión de las placas de Nazca con la Sudamericana es continua en el tiempo, sobre una superficie inclinada con un ángulo promedio de 28°-30° a niveles de profundidad entre 20 y 60 km. Sobre esta superficie las fuerzas que movilizan a las placas tratan de vencer la resistencia de ambas al movimiento y de lograrlo, producen el sismo. Tectónicamente, este proceso se asemeja a una falla inversa y en este caso, la placa Sudamericana se situara sobre la de Nazca, de ahí que estos sismos sean conocidos como “sismos de tipo thrust”. Cuanto más tiempo transcurre sin la ocurrencia de sismos, se produce mayor acumulación de energía que al liberarse produce un sismo de gran magnitud involucrando áreas grandes de deformación sobre las cuales se producen los desplazamientos. Estos sismos han llegado a alcanzar magnitudes de hasta 9.0 Mw y la historia sísmica de Perú los describe como los más destructivos. Por ejemplo, los ocurridos en 1746 (Lima, 9.0 Mw), 1868 (Arequipa, 9.0 Mw), 2001 (Arequipa, 8.0 Mw) y 2007 (Pisco, 8.0 Mw). Estos dos últimos sismos han producido áreas de ruptura/fricción máxima de 370x150 km² y 170 x100 km² respectivamente, ver Figura 4.3.

3.2.3 Fuente de Sismos Corticales

Debido al proceso de subducción, la corteza continental ha soportado el encorvamiento continuo de su estructura hasta formar la Cordillera Andina, la misma que durante su formación dio origen a la presencia de fallas geológicas. Por otro lado, el escudo brasileiro al desplazarse en dirección Oeste y colisionar con la Cordillera Andina de norte a sur, ha formado en la zona subandina plegamientos de diversas longitudes de onda y alturas en cuyas pendientes existen actualmente importantes fracturas y fallas. Asimismo, la formación o reactivación de estas fallas han dado lugar a sismos con magnitudes del orden de 6.5 Mw, que a pesar de ser moderadas, los daños por ellos producidos en las localidades y/o ciudades cercanas son tan importantes como los correspondientes a sismos de tipo interplaca debido a que sus hipocentros suelen tener profundidades menores a 25 km, ver Figura 4.3.

En general, en ambos extremos de la Cordillera Andina, los sismos son de tipo compresivo (fallas inversas) y en la cresta de la misma de tipo extensional (fallas normales). Los sismos importantes son los producidos por la falla de la Cordillera Blanca en el año 1947 (Quiches, 6.5 Mw), falla Huaytapallana en el año 1969 (Nevado Huaytapallana, 6.0 Mw), falla Chincheros en el año 1986 (Cusco, 5.6 Mw), sistema de fallas Ayacucho en 1999 (Chuschi, 4.5 Mw), en Moyobamba en los años 1990 (6.0 Mw) y 1991 (6.5 Mw), entre otros.

3.2.4 Fuente de Sismos Intraplaca

Cuando la placa oceánica fría, al introducirse en el manto y llegar a profundidades mayores a 100 km soporta incrementos de temperatura que junto a la fuerza de gravedad facilitan su fracturación interna con la consecuente ocurrencia de sismos. En todo el país, estos sismos presentan magnitudes moderadas (menor a 7.0 Mw); sin embargo, son importantes los que ocurren en el extremo norte del departamento de Pucallpa y a lo largo de la zona subandina de la región norte del Perú, en donde han llegado a presentar magnitudes del orden de 7.2 Mw, tal es el caso del sismo de Yurimaguas del año 2005.

En este capítulo se ha discutido las características de la sismicidad en el Perú, y de todos ellos, los de foco superficial son los responsables de causar daños en las ciudades próximas al epicentro, principalmente los ubicados cerca del borde occidental del Perú. De estos sismos los de mayor magnitud producen Tsunamis que, al momento de arribar hacia las costas, provocan daños parciales y mortales. Por ejemplo, el sismo de Camaná (Arequipa) del 23 de junio de 2001 de foco superficial (33 Km), generó un Tsunami con olas de hasta 8 metros de altura y posterior inundación de hectáreas de terreno que llegó a cubrir hasta 1.5 km de distancia. Por ello, la importancia de encontrar metodologías que ayuden a la identificación de sismos capaces de generar Tsunamis y brindar su alerta en tiempo real.

CAPÍTULO V

TSUNAMIS DEL PERÚ Y DEL MUNDO

El territorio peruano forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico (Figura 4.1), donde la ocurrencia de sismos de gran magnitud están asociados principalmente a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica. Las costas peruanas han soportado sismos acompañados de Tsunamis locales y en otros casos grandes y destructivos, según la historia sísmica, 32 Tsunamis (Yauri, 2008).

De los Tsunamis más antiguos del Perú, es el generado por un sismo en 1868 (9.0 Mw) en la región Sur del Perú el cual ocasionó daños desde la ciudad de Trujillo, hasta la ciudad de Concepción al Sur de Chile y viajó a través del océano afectando las costas de Japón, Nueva Zelanda, Australia, Hawai y Otros (Yauri, 2008).

En los últimos años los Tsunamis ocurridos en las costas peruanas fueron originados por: el sismo de Chimbote en 1996 (7.5 Mw), el sismo de Arequipa en el 2001 (8.2 Mw) y el sismo de Pisco del 2007 (8.0 Mw). Asimismo, los recientes Tsunamis de gran magnitud a nivel mundial son originados por: el sismo de Indonesia en el 2004 (9.0 Mw), el sismo de Chile en el 2010 (8.8 Mw) y el sismo de Japón en el 2011 (9.1 Mw) y entre otros.

En la Figura 5.1, se muestra la distribución espacial de los sismos que generaron Tsunamis a nivel mundial para el periodo 1990 – 2014.

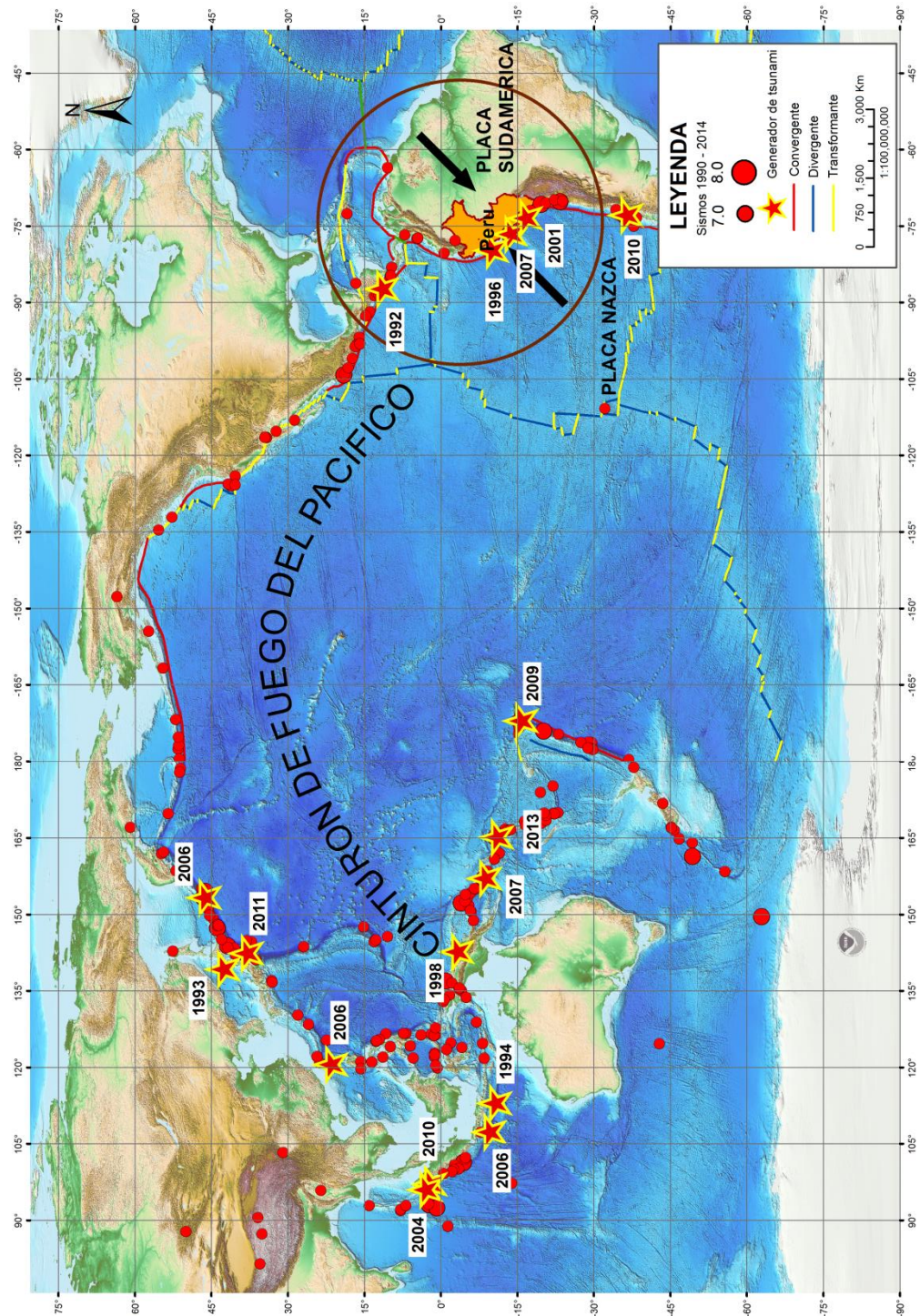


Figura 5.1: Distribución espacial de eventos sísmicos que generaron tsunamis a nivel mundial (estrellas de color rojo).

5.1 Tsunamis ocurridos en el Perú

5.1.1 Tsunami del 21 de febrero de 1996 (Chimbote)

El evento sísmico del 21 de febrero de 1996, fue localizado a 200 km de la ciudad de Chimbote, con magnitud 7.5 Mw y foco superficial (18 Km), ver Figura 5.2. El sismo alcanzo el grado III de intensidad pasando desapercibido por las personas.

Según investigaciones el sismo presenta un proceso complejo de ruptura con una duración de 70 segundos (Tavera, 2000) y la velocidad de ruptura fue clasificado como moderadamente lenta (Newman y Okal, 1996).

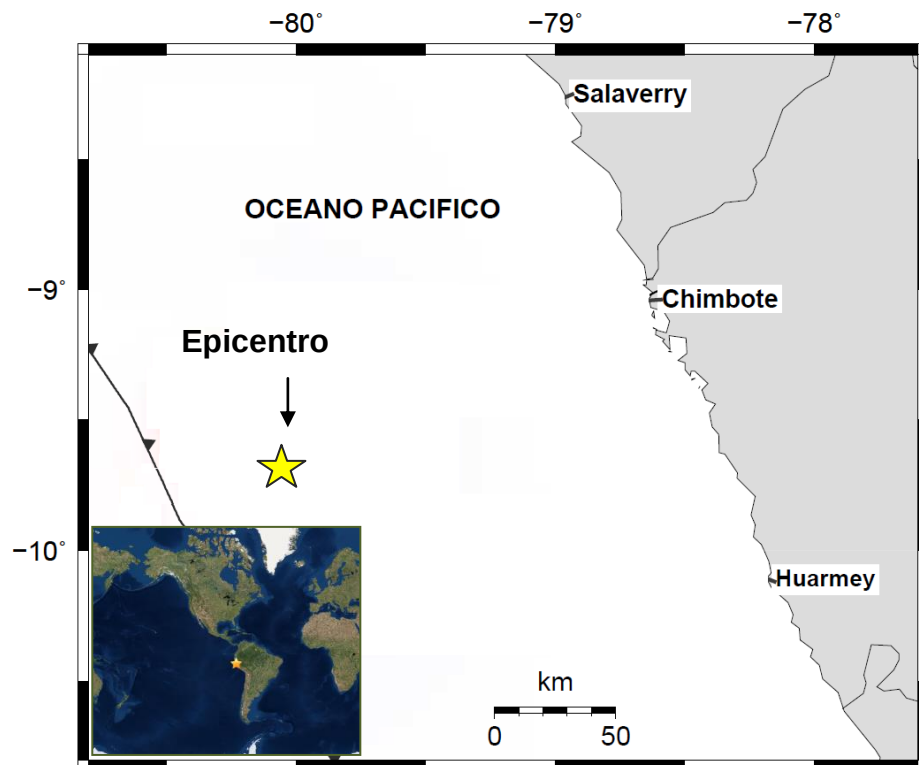


Figura 5.2: Tiempos de viaje de las olas del Tsunami en el océano Atlántico, generado por el sismos de Aceh, 2004.

Una hora después de ocurrido el sismo, las primeras olas del Tsunami llegaron a la costa peruana con olas de hasta 5 metros de altura, afectando desde Pacasmayo hasta el puerto del Callo en Lima (según la Dirección de Hidrografía y Navegación).

El terremoto causó poco daño, la mayoría de muertes y daños fueron causados por el Tsunami, dejando como saldo fatal la muerte de 12 personas, 54 heridos, daños en 37 viviendas (15 totalmente destruidas) y 25 barcos (2 destruidos).

5.2.2 Tsunami del 23 de junio de 2001 (Arequipa)

El 23 de junio de 2001 ocurrió un sismo de magnitud 8.2 Mw, con epicentro en el mar a 82 Km al NW de la localidad de Ocoña, departamento de Arequipa y profundidad superficial de 33 Km. (Figura 5.3). Las localidades más afectados Ocoña, Camaná, Mollendo (Arequipa) soportaron una intensidad de VIII en la escala de Mercalli Modificada.

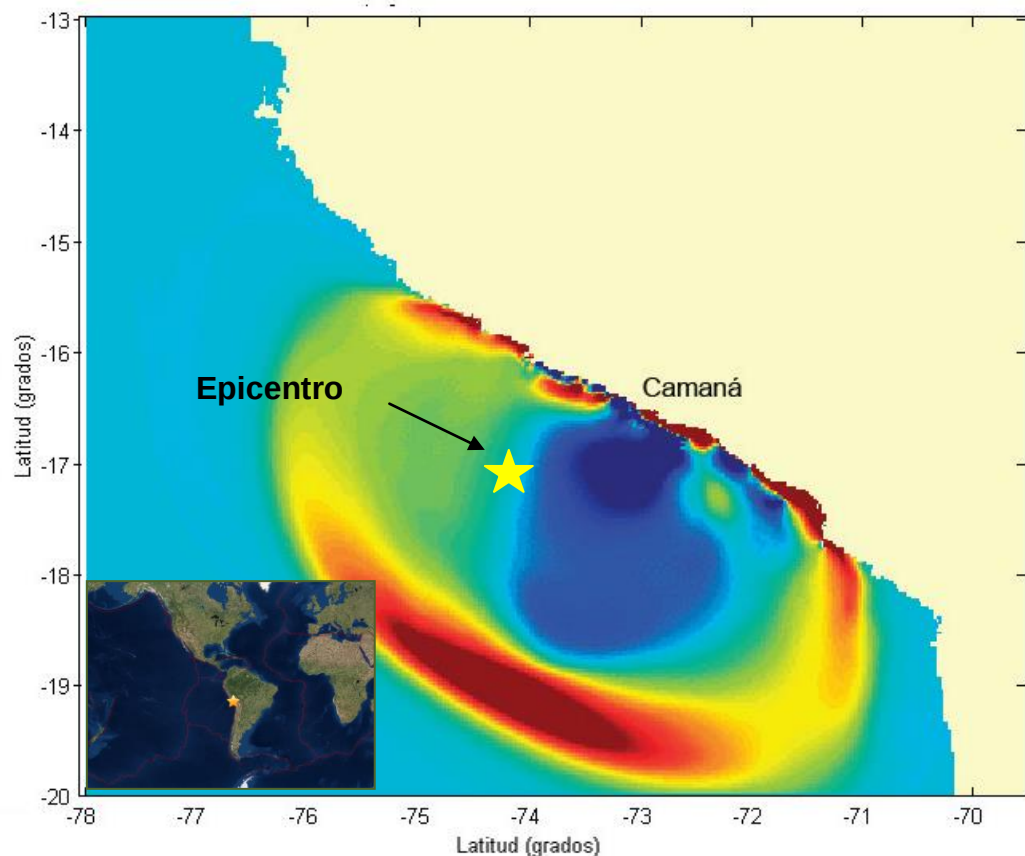


Figura 5.3: Simulación Numérica de la propagación del Tsunami de Arequipa 2001.

Olas de hasta 8 metros de altura arribaron a las costas de la región sur del Perú a los 20 minutos después de haber ocurrido el terremoto, afectando significativamente a las localidades de Ocoña, Camaná, Quilca y Matarani. El Tsunami penetró más de un kilómetro de distancia en la valle de Camaná (Figura 5.4), causando destrucción y la pérdida de 23 vidas humanas.

En el mareograma del Callao Perú, el Tsunami se registró 90 minutos post - sismo con altura de 40 cm. La propagación transoceánica del Tsunami se registró en los mareogramas de Hawaii, Japón, Australia, Nueva Zelanda, y Chile, con alturas entre 5 y 20 cm.

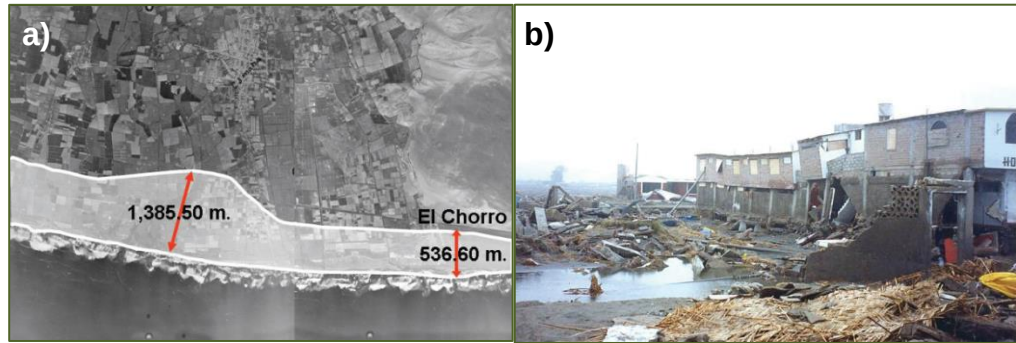


Figura 5.4: a) Se puede apreciar la inundación del Tsunami desde la zona agrícola hasta el balneario. b) La inundación y el colapso de la cimentación de las viviendas.

5.1.3 Tsunami del 15 de agosto del 2007 (Pisco)

El 15 de agosto del 2007 ocurrió un sismo con magnitud de 7.9 Mw, profundidad superficial (18 km) y epicentro a 20 km de la costa de Pisco frente a las localidades de Tambo de Mora-Chincha Baja (ver Figura 5.5). El sismo tuvo una duración de 210 segundos y aconteció en el área de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, con una intensidad VII en la escala de Mercalli Modificada, causando graves daños en las localidades de Pisco, Chincha y Cañete.

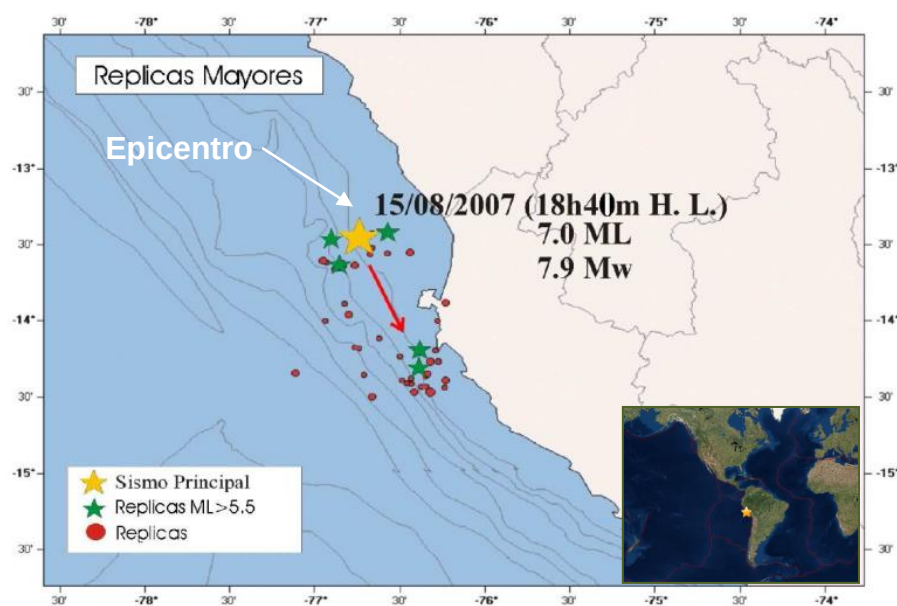


Figura 5.5: Mapa de ubicación del sismo de Pisco y la distribución de las principales replicas.

El terremoto produjo un Tsunami que a los 20 minutos después, arribo a la costa de Pisco. Olas que van del orden de 3 hasta 9.5 metros de altura inundaron más de 2 km tierra adentro en la zona de lagunillas dañando diversas viviendas (ver Figura 5.6), y como resultado fatal la pérdida de 3 vidas humanas y más de veinte barcos fueron arrastrados (Figura 5.6).



Figura 5.6: a) Resultado del impacto del Tsunami en Lagunillas. b) Embarcaciones afectadas por el arribo de la ola.

El Tsunami se registró en todas las costas del Pacífico según la Agencia Meteorológica de Japón (AMJ), en el caso de Japón arribó con una altura de 20 cm, así como en el archipiélago meridional de Okinawa.

5.2 Tsunamis ocurridos a Nivel Mundial

5.2.1 Tsunami del 26 de diciembre de 2004 (Aceh, Indonesia)

Un terremoto con epicentro en el mar, cerca de la costa norte de la isla de Aceh (Sumatra) hizo temblar el sudeste del Océano Indico el 26 de diciembre de 2004. El evento de foco superficial (30 km) y magnitud de 9.0 Mw es considerado el tercero más grande registrado instrumentalmente desde el terremoto de Chile (9.5 Mw) del 22 de mayo de 1960. El eje mayor del área de ruptura tuvo una longitud de alrededor de 1200 km paralelo al alineamiento de islas, desde la región de Aceh (Sumatra) hasta las islas de Andamán y Nicobar. Estando el epicentro frente a Aceh, la ruptura se propago en dirección norte durante aproximadamente 500 segundos. En la Figura 5.7, muestra la ubicación epicentral del evento y el tiempo de viaje del Tsunami (en horas) a través del océano.

Durante el Tsunami, olas de hasta 11 metros de altura golpeó el extremo norte de las islas de Sumatra, Nicobar, Andamán, Tailandia, Sri Lanka y la India. Con menor altura, las olas llegaron a las Maldivas, Somalia, Kenia y las islas frente a la costa africana. El Tsunami cobro vidas de más de 250,000 personas y más de un millón perdieron sus viviendas.

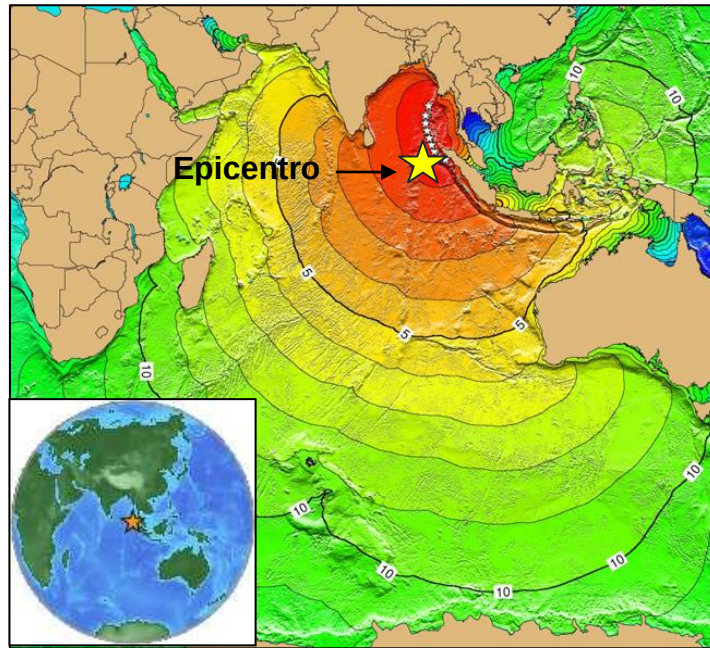


Figura 5.7: Tiempos de viaje de las olas del Tsunami en el océano Atlántico, generado por el sismos de Aceh, 2004.

Las primeras olas del Tsunami llegaron en ~20 minutos a las costas de Aceh al noroeste de Sumatra (región más próxima al epicentro) y entre seis a siete horas a la costa oriental africana (Figura 5.8). Estos tiempos fueron más que suficiente para haber generado la alerta y salvar la vida de muchas personas; sin embargo, carecían de un sistema de alerta de Tsunamis en esta región.



Figura 5.8: Devastación de la Isla de Aceh (Sumatra), como consecuencia del Tsunami causado por el terremoto del 2004.

5.2.2 Tsunami del 29 de setiembre de 2009 (Islas, Samoa)

El terremoto en las islas de Samoa ocurrió el 29 de setiembre de 2009 con epicentro en el fondo oceánico (18 km) y con una magnitud 8.1Mw. El sismo, fue generado por la convergencia de las Placas del Pacífico y de Australia (el primero se desliza por debajo del segundo en dirección oeste) a lo largo de la fosa de Tonga.

Las primeras olas del Tsunami llegaron en 20 minutos a las costas de Pago Pago, Samoa Americana (aproximadamente 250 km del epicentro del sismo), con olas de 4-6 metros de altura. En la Figura 5.9, se muestra la ubicación epicentral del evento y el tiempo de viaje del Tsunami (en horas) a través del Océano Pacífico.

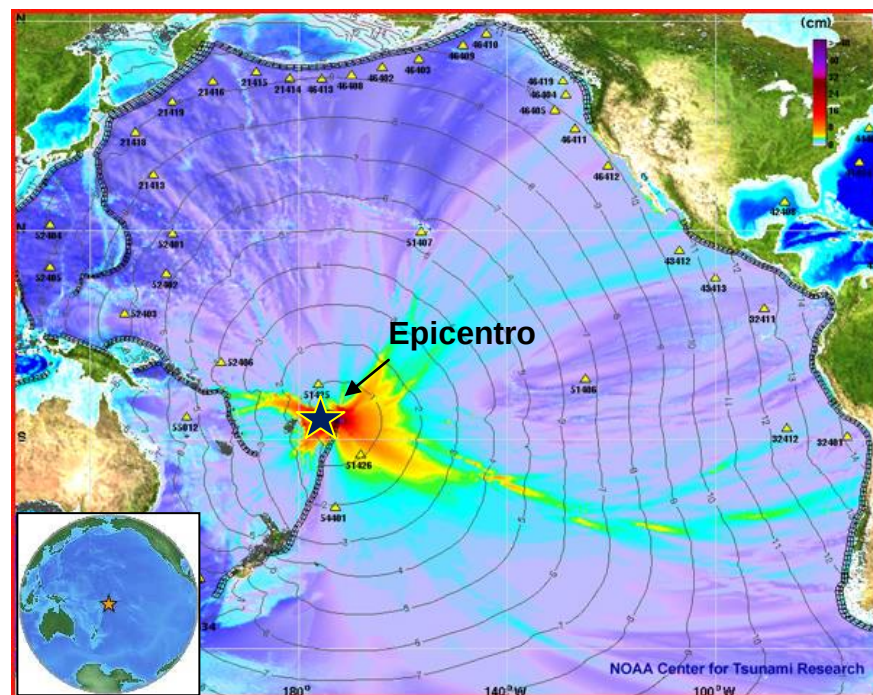


Figura 5.9: Diagrama del tiempo de viaje del Tsunami del 29 de setiembre del 2009 en el Océano Pacífico.

El Tsunami, fue destructivo en las costas de Samoa (149 muertos), Samoa Americana (34 muertos) y Tonga (9 muertos). El daño generalizado fue a la infraestructura en Pago Pago, Samoa Americana, varios lugares de Samoa y Tonga (ver Figura 5.10).



Figura 5.10: Daños ocasionados a consecuencia del Tsunami, en Samoa Americana.

El sistema de alerta internacional (PTWC) dio la alerta de Tsunami a los 11 minutos después del terremoto y una alerta oficial a los 16 minutos, siendo suspendida a los 3.5 horas para toda la costa occidental de América, por lo que, las olas del Tsunami no llegaron a las costas peruanas.

5.2.3 Tsunami del 27 de febrero del 2010 (Maule, Chile)

El terremoto de Chile ocurrió el sábado 27 de febrero del 2010 con magnitud 8.8 Mw y epicentro en el mar, frente a las costas de la región de Maule. El sismo presenta foco superficial (23 km) y con un área de ruptura con eje mayor de 550 km de largo paralelo a la costa.

Poco después de 15 minutos de producido el terremoto, las primeras olas del Tsunami golpearon las zonas costeras de Chile (regiones de Maule y Biobío), con olas de hasta 10 metros de altura, destruyendo varias localidades ya devastadas por el evento sísmico. El archipiélago de Juan Fernández, pese a no sentir el sismo, fue impactado por las olas del Tsunami que arrasaron con su único poblado, San Juan Bautista, en la Isla Robinson Crusoe. La alerta de Tsunami generada para el océano Pacífico se extendió posteriormente a 53 países ubicados a lo largo de gran parte de su cuenca, llegando a Perú, Ecuador, Colombia, Panamá, Costa Rica, la Antártida, Nueva Zelanda, la Polinesia Francesa y las costas de Hawái, tal como muestra la Figura 5.11.

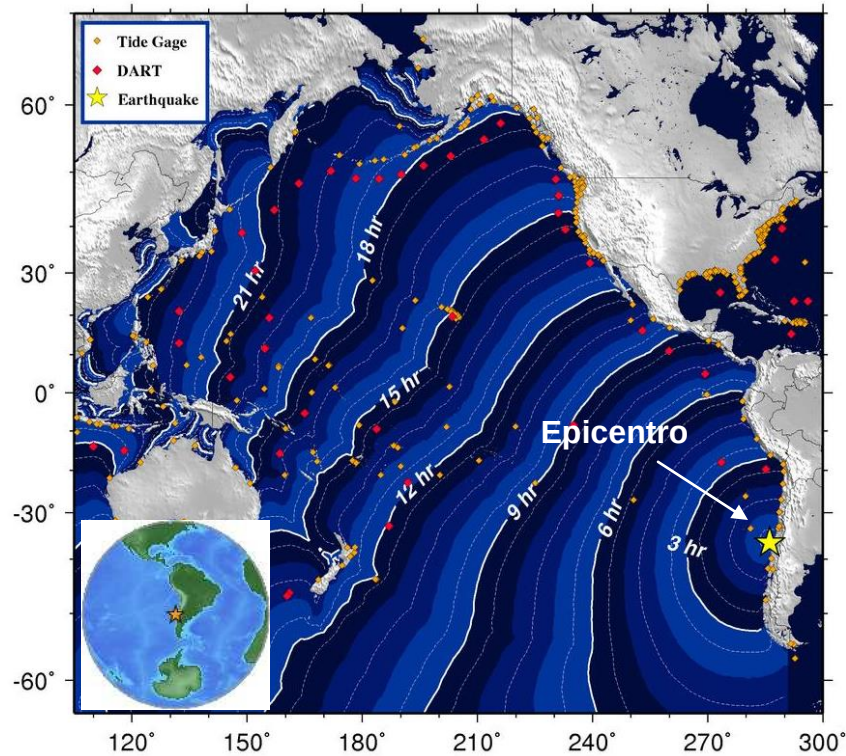


Figura 5.11: Tiempo de viaje del Tsunami del 27 de febrero del 2010 en el Océano Pacífico.

En la Figura 5.12, se muestra los daños ocasionados por el Tsunami en Chile.



Figura 5.12: a) Destrozos ocasionados por la inundación del Tsunami de Chile 2010. (Un barco yace abandonado en una calle de Talcahuano, Chile). b) Localización de contenedores dispersos en medio de edificios, después del Tsunami.

Las olas del Tsunami arribaron a la Polinesia Francesa, donde alcanzaron una altura 1.0 metro por encima de su nivel normal (NOAA).

En el caso del Perú, el Sistema Nacional de Alerta de Tsunami dirigido por el DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación), activó la alerta de Tsunamis a todo el litoral indicando el tiempo de arribo de la primera ola, para toda la zona costera.

A 06:00 horas, el DHN después de haber evaluado las redes mareográficas instaladas en el litoral peruano y haber determinado la altura de la ola (aproximadamente de 1 metro), no afectarían consecuentemente las costas peruanas, se emitió la cancelación de alerta de Tsunami en todo el litoral.

5.2.4 Tsunami del 11 de marzo del 2011 (Shanriku, Japón)

El 11 de marzo de 2011 se produjo un sismo de magnitud 9.1 Mw con epicentro cerca de la costa este de Honshu a una profundidad de 20 km. El proceso de ruptura tuvo una duración de 150 segundos y una longitud de 550 km paralelo a la zona costera del borde NE de Japón. Este terremoto es considerado el segundo más grande después del terremoto de Chile del año de 1960.

Tras el terremoto, el Centro de Alerta de Tsunami del Pacífico (PTWC) generó una alerta de Tsunami para la costa de Japón y países de la cuenca del Pacífico, incluidos: Nueva Zelanda, Australia, Rusia, Guam, Filipinas, Indonesia, Papúa Nueva Guinea, Nauru, Hawái, Islas Marianas del Norte, Estados Unidos, Taiwán, América Central, México y Sudamérica (Colombia, Perú, Ecuador y Chile). La simulación de la propagación de las olas del Tsunami para todo el Océano Pacífico, son mostrados en la Figura 5.13.

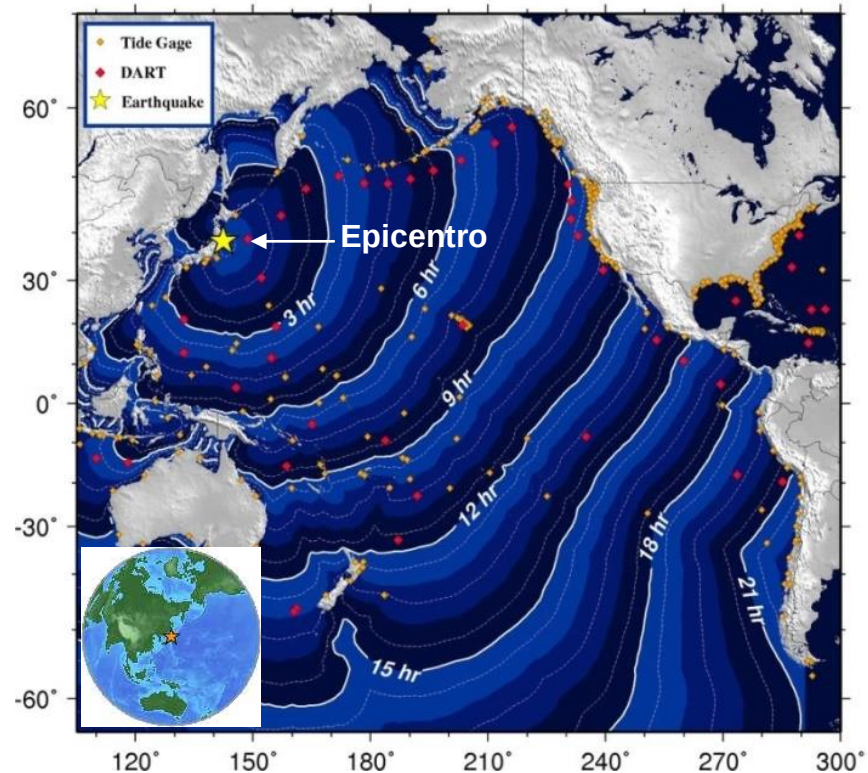


Figura 5.13: Tiempo estimado de llegada del Tsunami a las costas de América, en horas.

La altura máxima de la ola del Tsunami fue de 10 metros, llegando a sobrepasar los muros de contención construidas a lo largo de la costa, tal como muestra la Figura 5.14. El Tsunami arrasó todo lo que halló a su paso dejando centenares de muertos y el 80% de casas destruidas. El número total de víctimas a consecuencia del Tsunami asciende a 27,000 muertos en Japón.



Figura 5.14: Imágenes que muestran como el Tsunami sobrepaso los muros de contención.

Según el DHN, los registros mareográficos del litoral peruano evidenciaron y confirmaron el arribo de las olas del Tsunami a las costas peruanas, 20 horas después de ocurrido el sismo. En el Perú las olas alcanzaron alturas entre 0.5 y 1.5 m sobre el nivel medio del mar, dañando muchas embarcaciones artesanales. Asimismo, se observó perturbaciones en el mar (oleajes anómalos) por varias horas, pero no causaron daños.

5.2.5 Otros Tsunamis

En la Tabla 5.1, muestra la lista de otros eventos sísmicos con magnitudes > 7.0 Mw y que generaron Tsunamis a nivel mundial. La mayoría fueron perjudiciales dando como resultado fatal la pérdida de vidas humanas y causando daños materiales.

Tabla 5. 1: Lista de eventos sísmicos que generaron Tsunamis para el periodo 1990 al 1014. Mw es la magnitud del sismo y Hmax la máxima altura del Tsunami.

Nº	Fecha	Region	Epicentro		Mw	Prof. (Km)	Hmax (mts)	Perdida vidas humanas
			Lat (°)	Long (°)				
1	29/09/2009	Samoa	-15.49	-172.09	8.1	12	>6	189
2	01/04/2007	Salomón	-8.43	157.06	8.1	14	10	52
3	13/01/2007	Kuril	46.23	154.55	8.1	12	1	-
4	26/12/2006	Sur Taiwan	21.83	120.54	7.0	20	1	2
5	17/07/2006	Java	-9.28	107.42	7.7	20	10	700

CAPÍTULO VI

SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMI

Las alertas de Tsunami siempre se han dado utilizando datos limitados, como: la magnitud del sismo y la ubicación de su epicentro, dejando de lado su mecanismo, área y proceso de ruptura; por lo tanto, a partir del análisis de la señal sísmica, es posible tener información que permita discriminar entre sismos que puedan o no generar Tsunami. En el capítulo IV, se describe las características de terremotos GT, sus registros sísmicos poseen contenido de bajas frecuencias, baja radiación de energía y larga duración de ruptura. Por ello, las señales sísmicas son analizadas en base al contenido frecuencial, energía y tiempo, donde, el método de análisis espectral es frecuentemente utilizado para analizar estos parámetros.

Expuesta la metodología para identificar terremotos GT, se procede a elaborar la codificación y realizar pruebas para corroborar su efectividad. Posteriormente se genera un algoritmo, a fin de identificar sismos GT de manera automática, y así emitir alertas de Tsunami. Para ello, la codificación y el algoritmo ha sido elaborado usando el lenguaje de programación Matlab 10.0, a continuación se describe sus principales características.

6.1 Codificación en lenguaje MatLab

Una vez expuesto el fundamento físico y la formulación matemática en el que se sustenta la metodología de análisis espectral con la TCW, se ha codificado los procedimientos usando como aplicativo el paquete computacional MatLab 10.0. La secuencia rápida para la aplicación de la TCW a una señal $f(t)$ es como sigue: Se elige la Wavelet madre entre un conjunto de funciones que se utilizan para este propósito; en este caso la de Morlet, ya que es la más parecida a la onda no estacionaria, y tal como se ha discutido anteriormente, cumple el papel de prototipo

para todas las ventanas que participan en el proceso, puesto que todas estas ventanas corresponden a las versiones dilatadas y/o comprimidas y desplazadas de la wavelet madre.

Una vez que se ha elegido la wavelet madre, se define la escala “a”. Para “a”=1 y continúa con valores crecientes de “a”; el análisis parte de las altas frecuencias hacia las bajas. El primer valor de “a” corresponderá a la wavelet más comprimida y a medida que se incrementa, la wavelet comenzará a dilatarse. Por ello, para el análisis de la señal se escogió un rango de escalas “a” de 1 a 800 con intervalos de cada 50; es decir, en lenguaje Matlab como:

```
scales = 1:50:800;
```

Posteriormente, se calcula la relación escala-frecuencia con la relación:

```
f = scal2frq(scales,'morl',1/fs);
```

donde, “f” define el vector de frecuencias asociado a la escala escogida “scales” según la Wavelet madre “Morlet” y “fs”, la frecuencia de muestreo. El vector “f” fue posteriormente utilizado para convertir el Escalograma (tiempo-escala) en Espectrograma (tiempo-frecuencia). En la Figura 6.1, se puede apreciar la tabla de correspondencia asociada a la Wavelet madre “Morlet” para la frecuencia de muestreo a 100Hz.

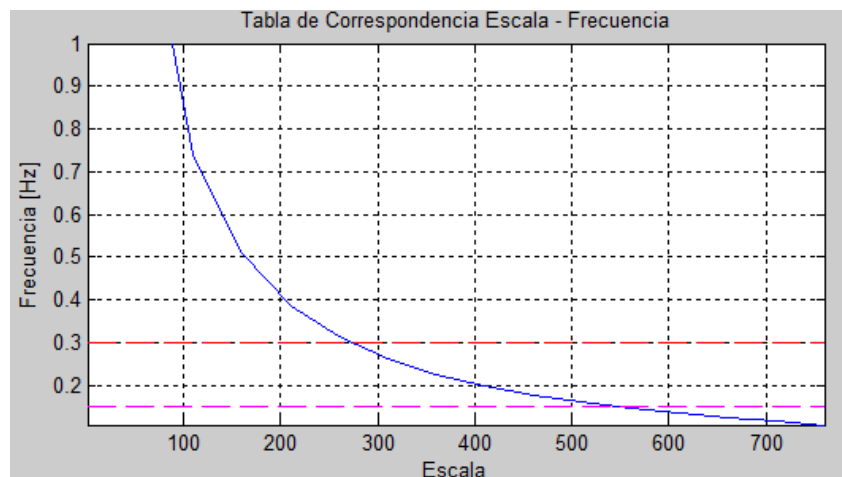


Figura 6.1: Cuadro de correspondencia Escala – Frecuencia de Wavelet Morlet.

Una vez escogida la escala se procede a calcular los coeficientes de la TCW con la relación:

```
coefs = cwt(señal,scales,'morl')
```

donde, se vuelve a usar los parámetros definidos como; señal, scales y “morl”. Estos coeficientes serán usados para la creación del Escalograma y el Espectrograma de la Transformada de Wavelet con las siguientes relaciones:

```
wscalogram('image',coefs,'scales',scales,'ydata',S,'xdata',x)
```

y

```
contour(x,f,abs(coefs),'LineStyle','none','LineColor',[0 0 0],'Fill','on')
```

En la Figura 6.2, se ilustra la señal sísmica, en el dominio de tiempo (minutos) y luego su Escalograma y Espectrograma, ambos con la amplitud normalizada a la unidad.

Nótese que, el rango de frecuencia obtenida es inversamente proporcional al rango de escala obtenida; es decir, las altas escalas corresponden a bajas frecuencias. Según Chamoli y Swaroopa (2010), se debe cuantificar el total de la energía E_a entre las frecuencias 0.33 a 16.25 Hz; es decir, la liberación de la energía espectral a altas frecuencias correspondientes al tren de ondas primarias. Para este estudio, se cuantificará la energía contenida a frecuencias mayores a 0.3Hz. Entonces, el cálculo de la energía “ E_a ” es dada por la relación:

$$E_a = \sum((\text{abs}(\text{coefs}))^2);$$

Siendo “ $\text{max}E_a$ ” quien define la máxima radiación de energía a altas frecuencias contenida en los primeros minutos del tren de ondas P y que en este caso, es la mejor manera de caracterizar a los eventos generadores de Tsunami, tal como se muestra en la Figura 6.3.

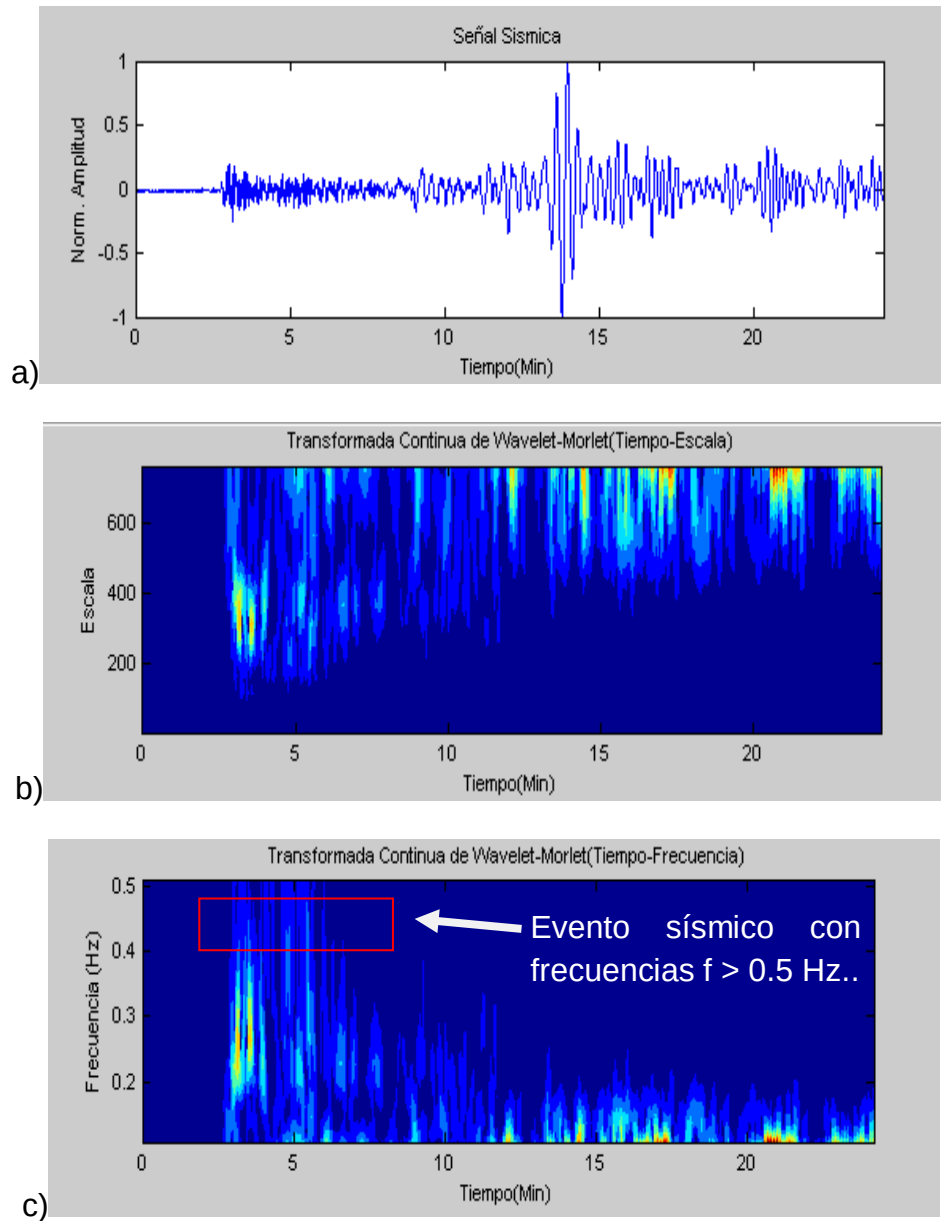


Figura 6.2: La Transformada Continua de Wavelet-Morlet aplicada a la señal (a) y su resultante; Escalograma (b) y Espectograma (c).

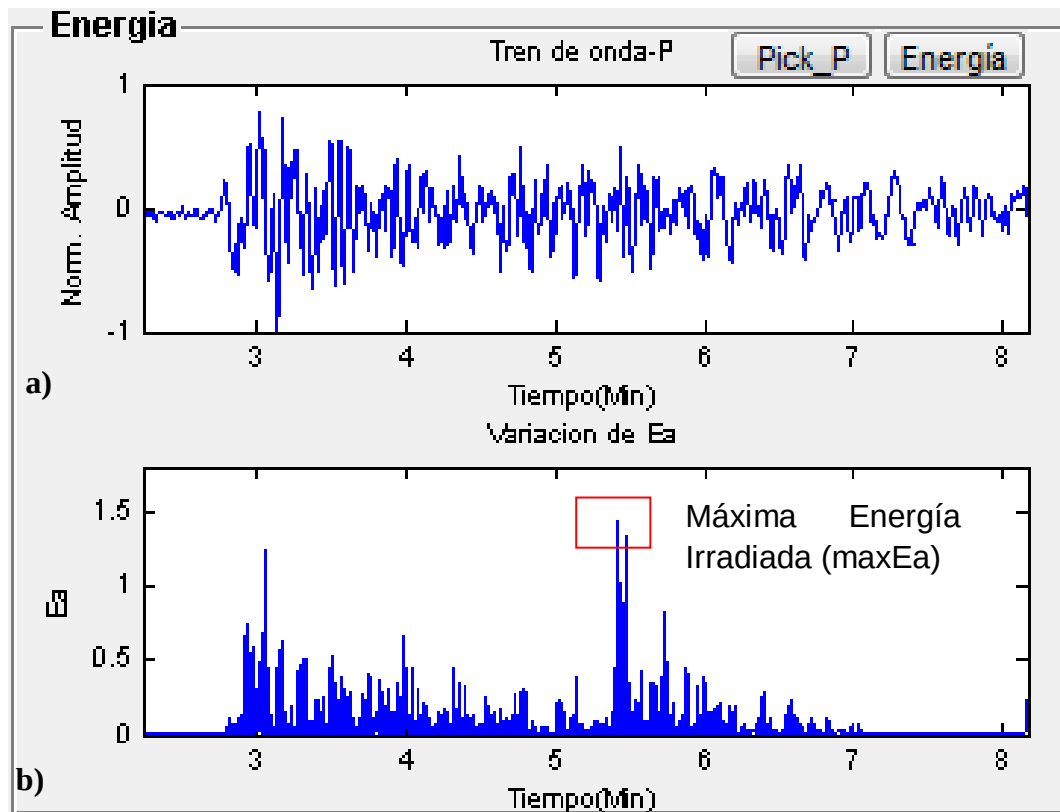


Figura 6.3: Tren de ondas P (a) del evento sísmico y su energía calculada (b).

6.1.1 Cálculo de la duración de ruptura

El cálculo de la duración de ruptura es realizado a partir de la metodología propuesta por Lomax y Michelini, (2009) y Kuenza et al., (2010), y considera la siguiente secuencia (Figura 6.4):

- Se selecciona el registro del sismo en velocidad correspondiente a una estación de banda ancha, con componente vertical BHZ.
- Se aplica al registro un filtro pasabanda con frecuencia de 2 a 4 Hz.
- Se eleva al cuadrado los valores de amplitud para que sea proporcional a la radiación de la energía sísmica.
- Se aplica el valor absoluto y su posterior suavizado de los valores de amplitud, para finalmente ser normaliza a la unidad.
- Finalmente, la duración de ruptura es considerado desde el tiempo de inicio de ondas P hasta el valor que corresponde al intercepto del 20% de la amplitud con el decaimiento de la amplificación.

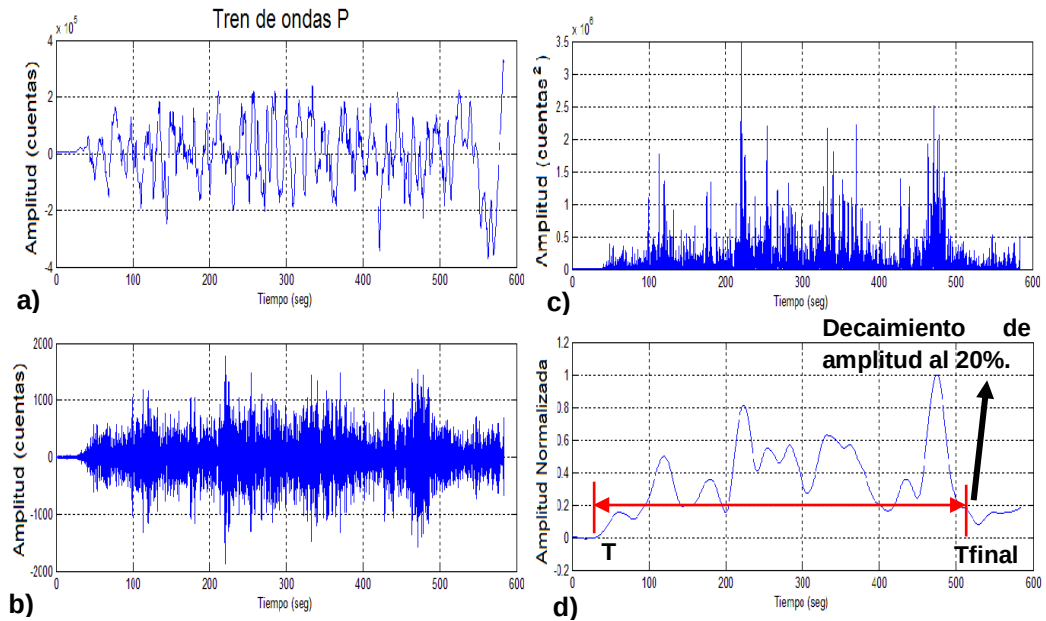


Figura 6.4: Estimación de la duración de ruptura para el terremoto de Sumatra 2004. (a) Sismograma de velocidad (BHZ) registrado con la estación MAJO ; (b) Filtrado con pasa-banda (2-4 Hz); (c) El cuadrado y el suavizado del sismograma de velocidad y (d) el espectro normalizado con el picado de la duración de ruptura en T_p y T_{final} .

Cabe mencionar que no es necesario realizar la corrección por respuesta instrumental a las señales sísmicas, ya que simplemente se realiza el análisis en el componente temporal.

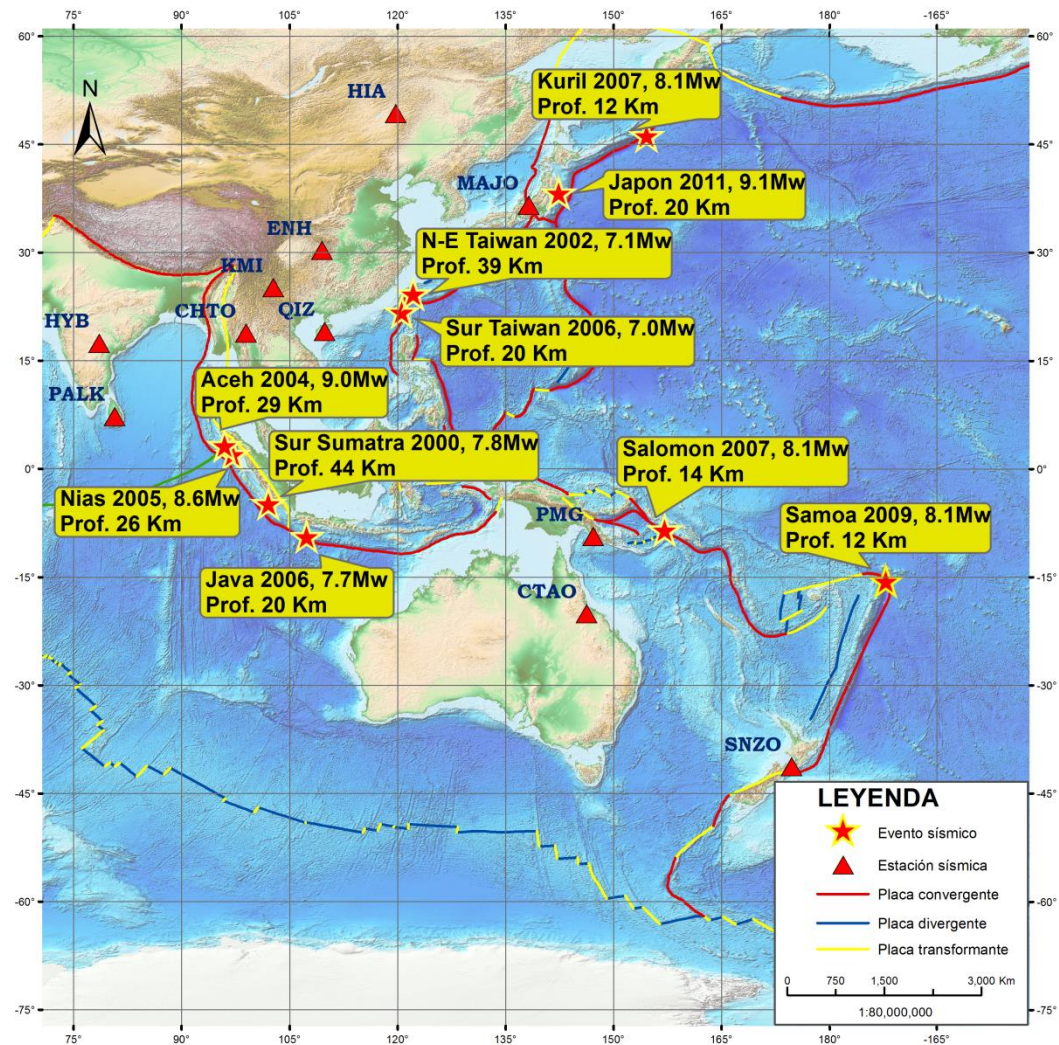
6.2 Validación del Método de Análisis Espectral (TCW)

El análisis espectral a partir de la TCW para la alerta temprana de Tsunamis fue ampliamente estudiado por Chamoli et al. (2010), Chew y Kuenza (2009) y Lockwood y Kanamori, (2006) y Kumar et al. (2012), a partir de la evaluación de un gran número de terremotos que generaron Tsunamis, siendo la mayoría, ocurridos en la región de Indonesia. Todos estos autores proponen la TCW como una herramienta adecuada para identificar eventos que puedan generar Tsunami.

Para validar la metodología de la TCW propuesta en este estudio, se ha procedido a realizar el cálculo del contenido frecuencial, la máxima radiación de energía ($maxE_a$) y la duración de ruptura; todos estos, con el uso del registro de la componente vertical de una señal sísmica de banda ancha. La metodología es aplicada a los terremotos mostrados en la Tabla 6.1 y Figura 6.5, todos con magnitudes mayores a 7.0 M_w .

Tabla 6.1: Eventos sísmicos utilizados para la validación de método de la TCW.

Nº	Fecha	Region	Epicentro		Mw	Prof. (Km)
			Lat (°)	Long (°)		
1	11/03/2011	Japón	38.29	142.37	9.1	20
2	29/09/2009	Samoa	-15.49	-172.09	8.1	12
3	01/04/2007	Salomón	-8.43	157.06	8.1	14
4	13/01/2007	Kuril	46.23	154.55	8.1	12
5	26/12/2006	Sur Taiwan	21.83	120.54	7.0	20
6	17/07/2006	Java	-9.28	107.42	7.7	20
7	28/03/2005	Nias, Indonesia	2.08	97.10	8.6	26
8	26/12/2004	Aceh, Indonesia	3.31	95.85	9.0	29
9	31/03/2002	N-E Taiwan	24.41	122.21	7.1	39
10	04/06/2000	Sur Sumatra	-4.72	102.09	7.8	44

**Figura 6.5:** Distribución espacial de los terremotos (estrellas) utilizados para la validación del método de análisis con la Transformada Continua de Wavelet y las estaciones utilizadas.

Para el análisis de la TCW, se ha considerado registros sísmicos provenientes de las redes sísmicas mundiales como: GEOSCOPE (French Global Network of Broad Band Seismic Stations) e IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). Asimismo, se ha considerado principalmente los registros sísmicos de estaciones

ubicadas a distancias mayores a 15° con respecto al epicentro del sismo. En la Figura 6.6, se muestra los registros de estos sismos y su correspondiente estimación de la duración de ruptura. En este caso, el terremoto con mayor duración de ruptura es el de Aceh del 2004 (484 seg.) y el de menor duración el de Sumatra del 2002 (39 seg.).

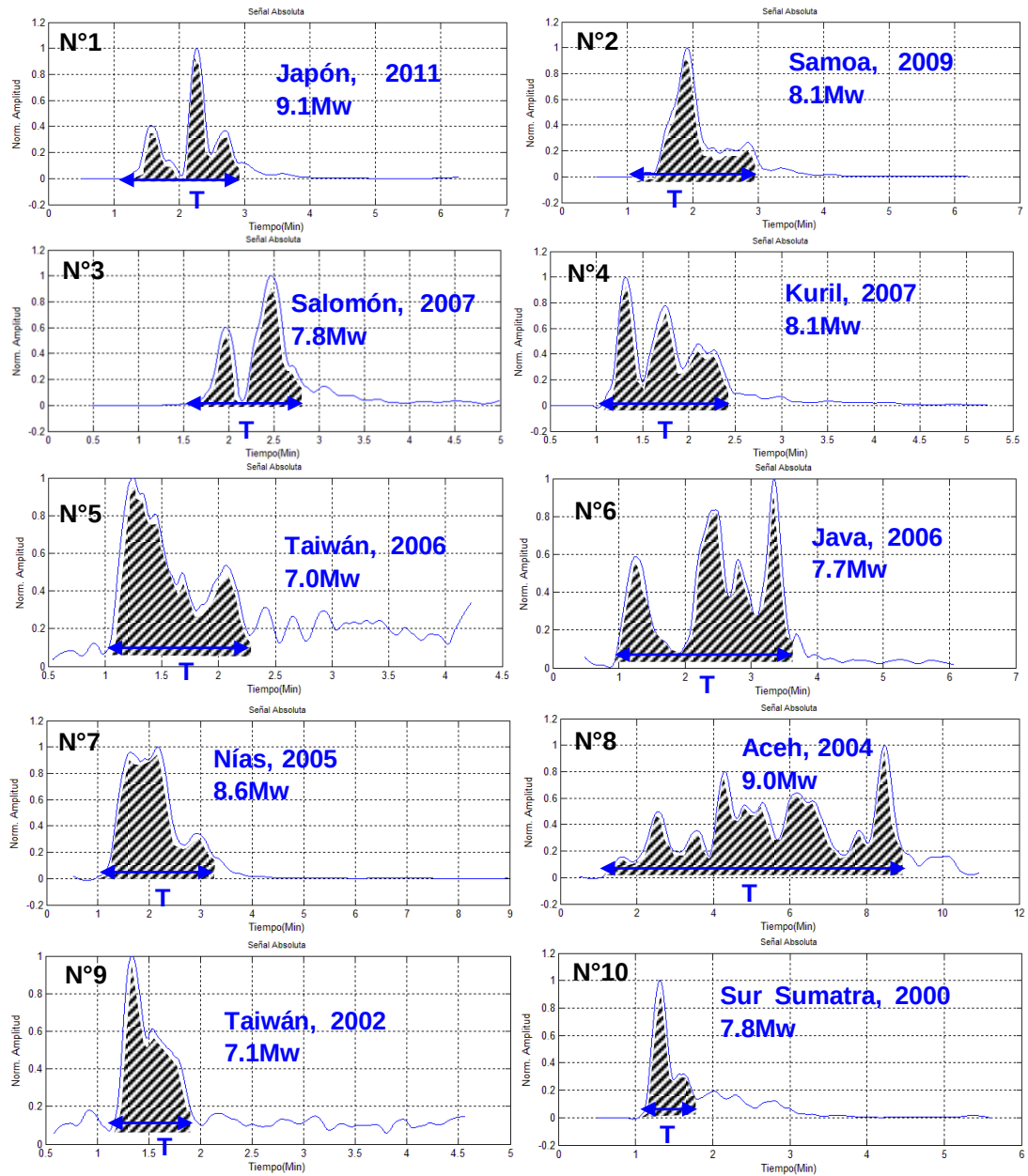


Figura 6.6: Duración de ruptura para los terremotos utilizados en este estudio.

6.2.1 Análisis de los Terremotos ocurridos en Taiwán (2002 y 2006)

-Terremoto del 31 de marzo de 2002: Evento sísmico de foco superficial (39 km de profundidad), magnitud 7.1 Mw y epicentro ubicado a 36 Km al este del pueblo de Nan'ao (condado de Yilan, Taiwán), Figura 6.7.

-Terremoto del 26 de diciembre del 2006: Evento sísmico de foco superficial (20 km de profundidad), magnitud 7.0 Mw y epicentro a 23 Km al oeste-suroeste de la ciudad de Hengchun (condado de Pingtung-Taiwán), Figura 6.7.

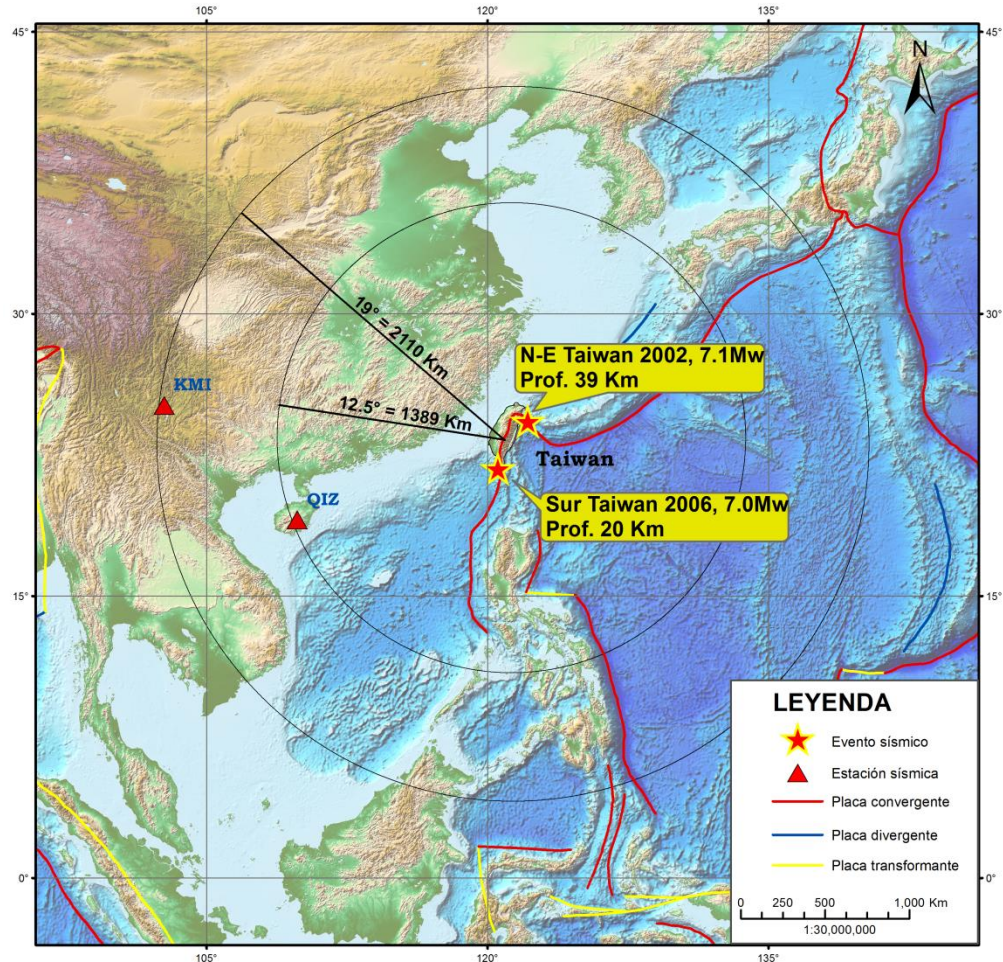


Figura 6.7: Terremotos ocurridos en Taiwán (estrellas) y estaciones de registro sísmico (KMI y QIZ), utilizados en este estudio.

-Análisis espectral con la TCW: Para el análisis de los registros de ambos eventos, se utilizó información de las estaciones de KMI (Kunming, China) y QIZ (Qiongzong, China), Figura 6.7. En la Tabla 6.2, se muestra los valores de los parámetros sismológicos obtenidos a partir del análisis de la TCW y en las Figuras 6.8 y 6.9, los resultados obtenidos para cada terremoto.

Tabla 6.2: Valores de Frecuencia, maxEa y duración de ruptura para los terremotos de Taiwán 2002 y 2006.

	Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación de registro QIZ a 12.5° distancia epicentral	Taiwán2006	0.2	14.3	71.6
	Taiwán2002	0.5	42.4	68.4
Estación de registro KMI a 19° distancia epicentral	Taiwán2006	0.3	49.5	72.3
	Taiwán2002	0.5	118.7	47.3

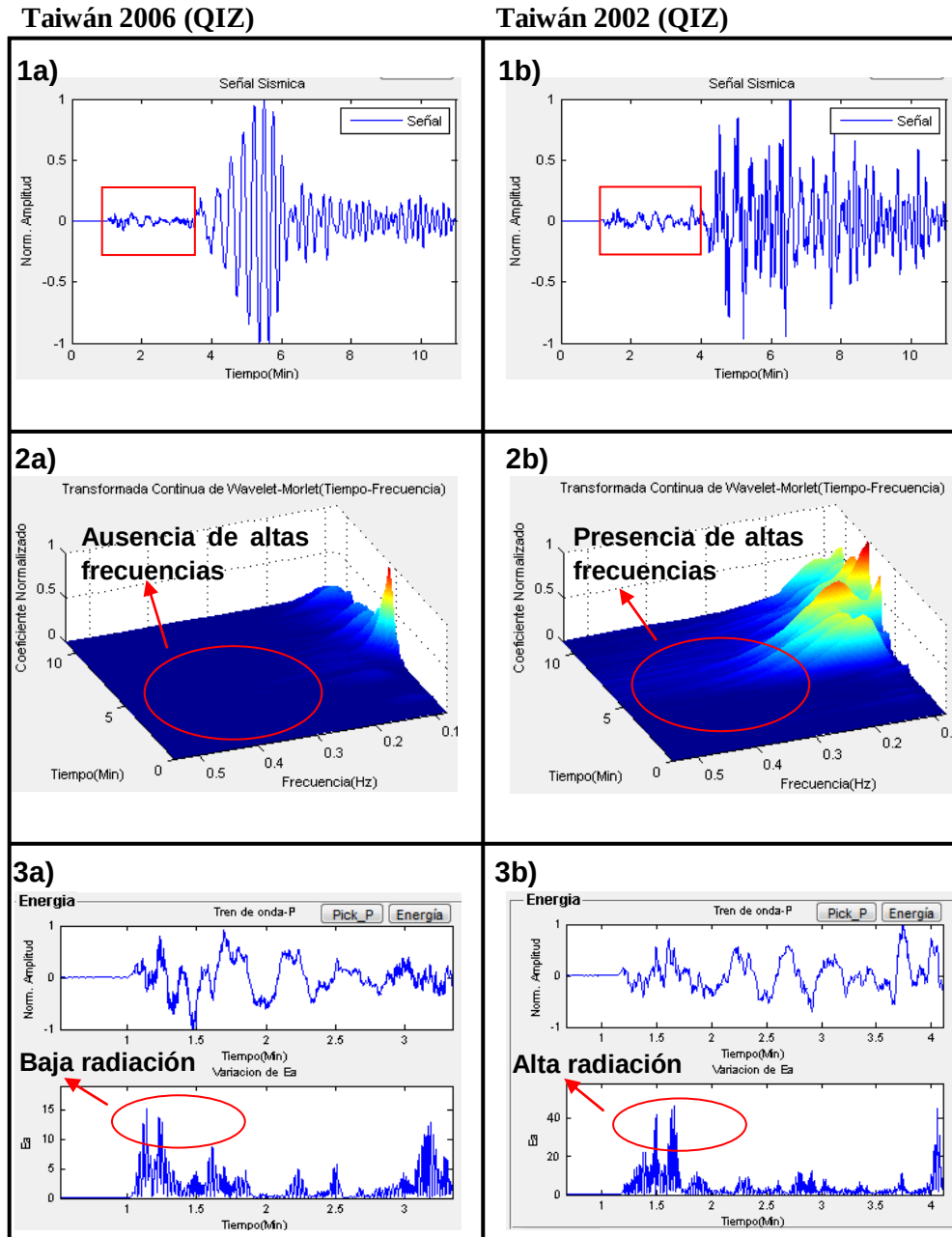


Figura 6.8: Análisis de la Transformada Continua de Wavelet para los terremotos de Taiwán: (1a). Señal sísmica del terremoto del 26 de diciembre del 2006 junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 03 de marzo del 2002 (1b) junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación QIZ.

Taiwán 2006 (KMI)

Taiwán 2002 (KMI)

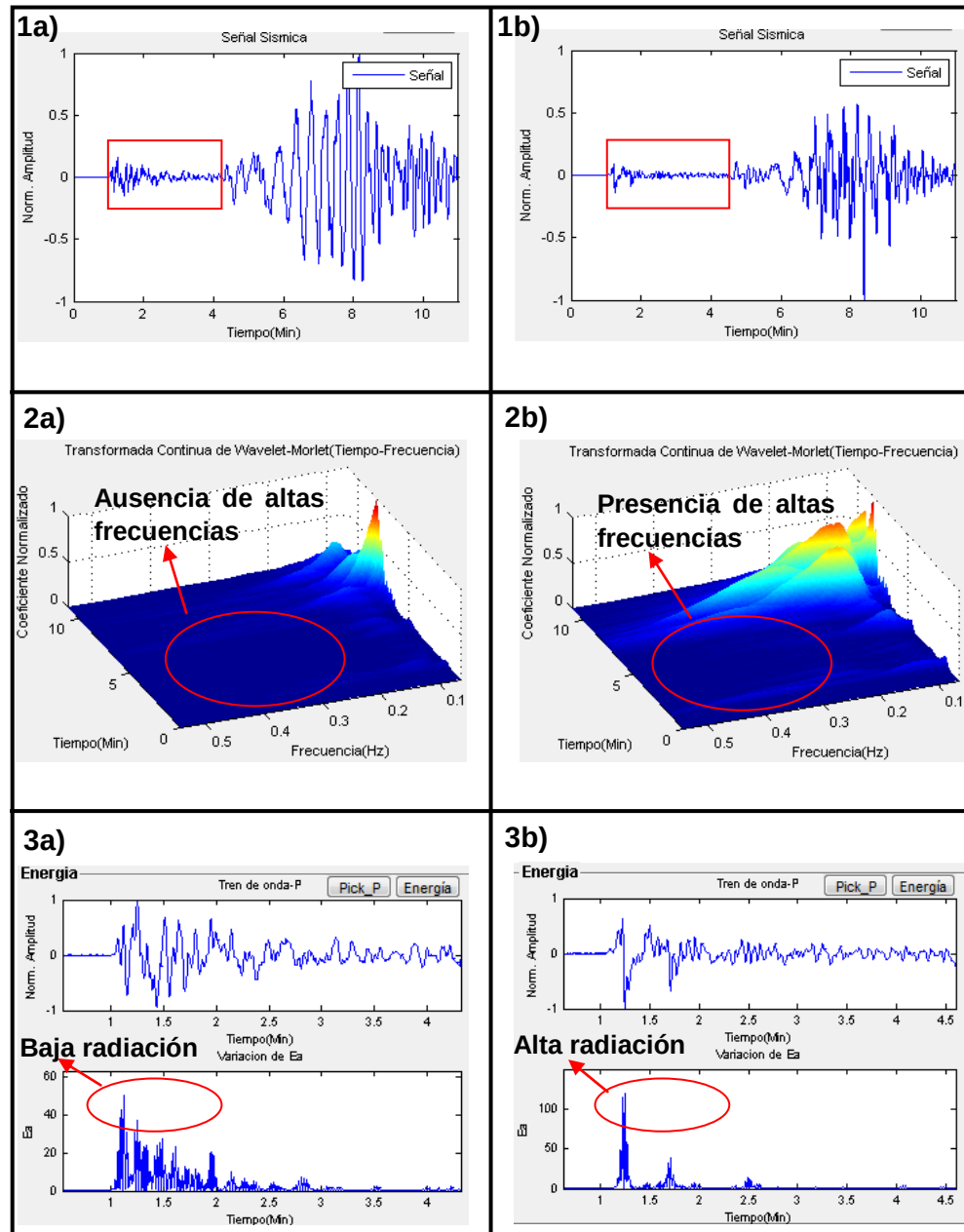


Figura 6.9: Análisis de la TCW para los terremotos de Taiwán: (1a).Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2006 junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 03 de marzo del 2002 (1b) junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación KMI.

Los resultados de los parámetros sísmicos (contenido frecuencial, maxEa y duración de ruptura) de ambos terremotos generados por similares mecanismos de ruptura, muestran diferencias marcadas, tal como se muestra en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3: Parámetros cualitativos para los terremotos de Taiwán 2002 y 2006.

Figura 5.18 y 5.19	Taiwán 2002	Taiwán 2006
Contenido Frecuencial	Alta frecuencia	Baja frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Alta radiación de energía liberado en tiempo corto	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo
Duración de ruptura	Corto tiempo de duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	No	Si

De acuerdo a la magnitud y ubicación epicentral, ambos terremotos deben ser considerados como generadores de Tsunami; pero los resultados obtenidos con el análisis de sus contenidos frecuenciales, los contenidos de irradiación de energía y duración de ruptura son diferentes (Tabla 6.2). De acuerdo a la metodología propuesta y según los parámetros mostrados en la Tabla 6.3, el sismo ocurrido en el año 2002, no debe generar Tsunami; mientras que, el evento ocurrido en el año 2006 reúne todas las características de un evento generador de Tsunami.

Después de ocurridos ambos terremotos, solo el del año 2006 generó un Tsunami con olas de hasta un metro de altura afectando la costa este de Filipinas, aunque no genero daños importantes en la zona costera.

6.2.2 Análisis de los Terremoto ocurridos en Sumatra (2004 y 2005)

-Terremoto de Aceh, el 26 de diciembre del 2004: Evento sísmico de foco superficial (29 km de profundidad), magnitud 9.0 Mw y epicentro a 120 Km de la costa oeste de la región de Aceh (Sumatra), Figura 6.10.

-Terremoto de Nías, el 28 de marzo de 2005.- Evento sísmico de foco superficial (26 km de profundidad), magnitud 8.6Mw y epicentro a 67 km al norte de la isla de Nías y a 80 km al oeste de la región de Sumatra Septentrional, Figura 6.10.

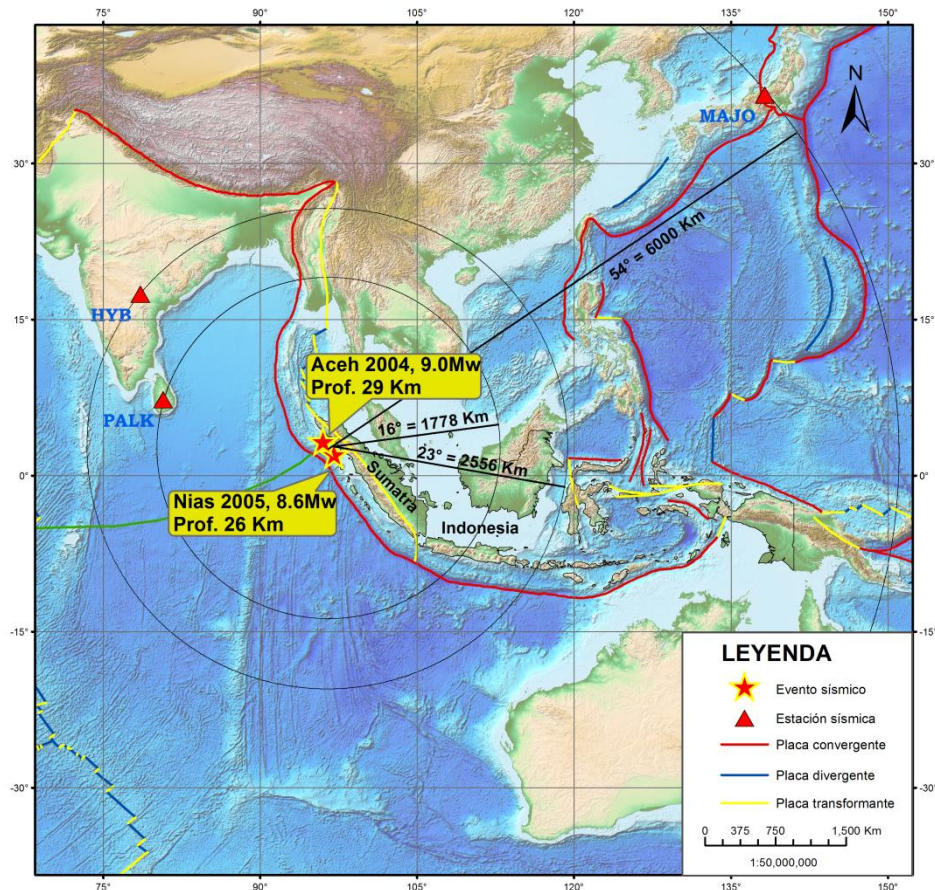


Figura 6.10: Terremotos ocurridos en Sumatra-Indonesia (estrellas) y estaciones sísmicas (PALK, HYB y MAJO), utilizados en este estudio.

-Análisis espectral con la TCW: Para el análisis de la TCW, se utilizó los registros de las estaciones: PALK (Pallekete, Sri Lanka), HYB (Hyderabad, India) y MAJO (Matsushiro, Japón) ubicados entorno al epicentro y a diferentes distancias epicentrales (Figura 6.10). En la Tabla 6.4, se muestra los valores de los parámetros sísmicos obtenidos usando la TCW y en las Figuras 6.11, 6.12 y 6.13, los resultados obtenidos para cada evento sísmico. Asimismo, en la Tabla 6.5, la evaluación cualitativa según los parámetros obtenidos.

Tabla 6.4: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y de la duración de ruptura para los terremotos de Indonesia 2004 y 2005.

	Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación de registro PALK a 16° distancia epicentral	Aceh2004	0.3	8.5	484.5
	Nías2005	0.4	87.9	94.6
Estación de registro HYB a 23° distancia epicentral	Aceh2004	0.3	20.8	484.5
	Nías2005	0.5	83.3	94.1
Estación de registro MAJO a 54° distancia epicentral	Aceh2004	0.3	11.9	473.7
	Nías2005	0.4	55.7	128.4

Aceh 2004 (PALK)

Nías 2005 (PALK)

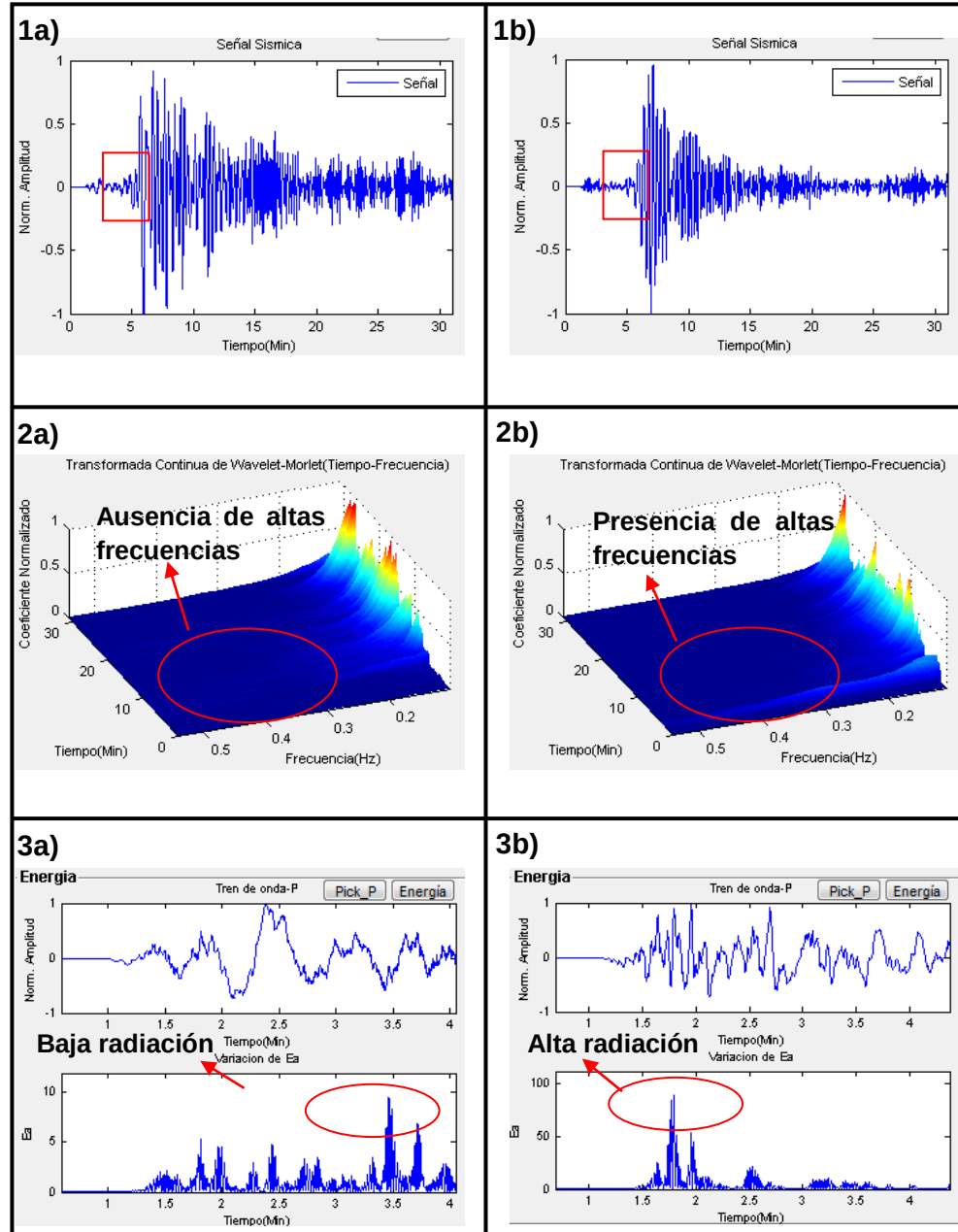


Figura 6.11: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación PALK.

Aceh 2004 (HYB)

Nías 2005 (HYB)

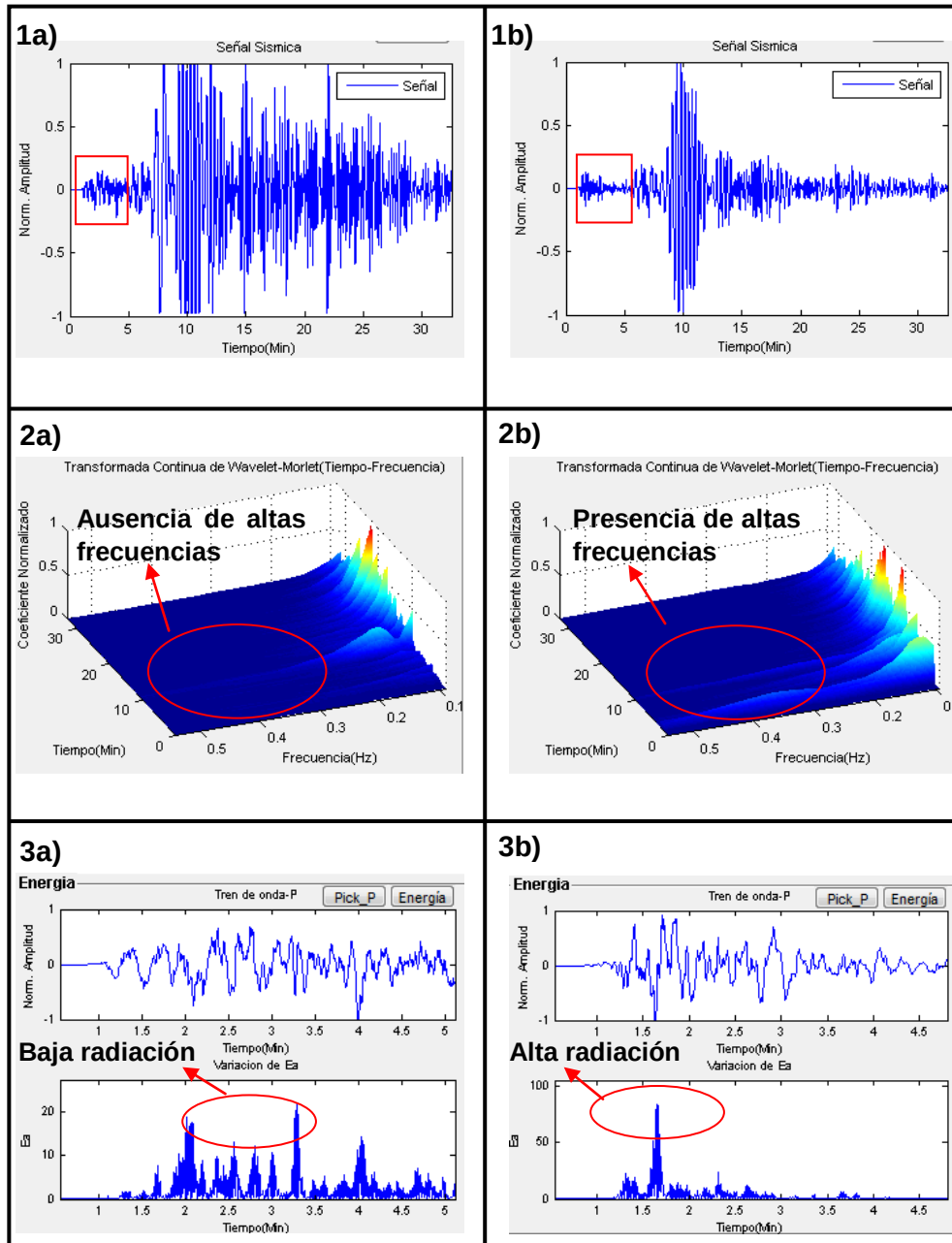


Figura 6.12: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación HYB.

Aceh 2004 (MAJO)

Nías 2005 (MAJO)

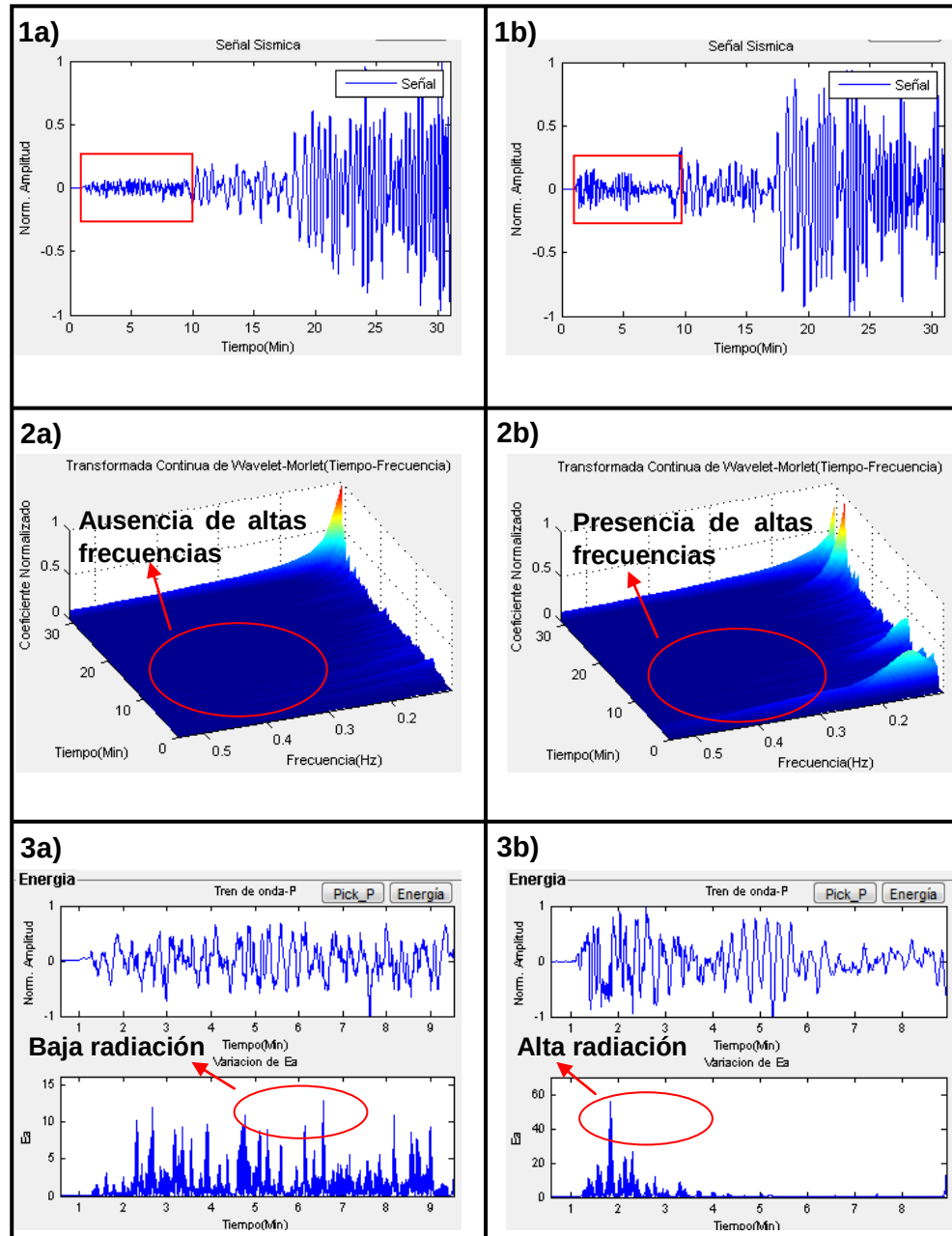


Figura 6.13: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto TS del 26 de diciembre del 2004, Aceh (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto NTS del 28 de marzo del 2005, Nías (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación MAJO.

Tabla 6.5: *Parámetros cualitativos para los terremotos de Indonesia: Aceh 2004 y Nías 2005.*

Figuras 5.21, 5.22 y 5.23	Nías 2005	Aceh 2004
Contenido Frecuencial	Alta frecuencia	Baja frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Alta radiación de energía liberado en tiempo corto	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo
Duración de ruptura	Corto tiempo de duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	No	Si

De acuerdo a sus parámetros hipocentrales, ambos eventos sísmicos fueron reportados como generadores de Tsunami; sin embargo, de acuerdo a las Tablas 6.4 y 6.5, el terremoto de Nías 2005 no debe generar Tsunami. Contrariamente, el evento sísmico de Aceh del 2004 sería considerado como generador de Tsunami.

Después de ocurrido ambos terremotos, solo el de Aceh del 2004 generó un Tsunami con olas de hasta 24 metros de altura, inundando la costa occidental de la región de Aceh, dando como saldo fatal la muerte de más de 250,000 personas. El terremoto de Nías del 2005, no generó Tsunami.

6.2.3 Análisis de los Terremotos ocurridos en Indonesia (2000 y 2006)

-Terremoto al Sur de Sumatra, el 04 de junio de 2000: Evento sísmico de foco superficial (44 Km de profundidad), magnitud 7.8Mw y epicentro a 85 Km de la costa oeste de la región de Bengkulu (Sumatra), Figura 6.14.

-Terremoto de Java, el 17 de julio del 2006: Evento sísmico de foco superficial (20 Km de profundidad), magnitud 7.7Mw y epicentro ubicado a 190 Km de la costa oeste de la región de Java, Figura 6.14.

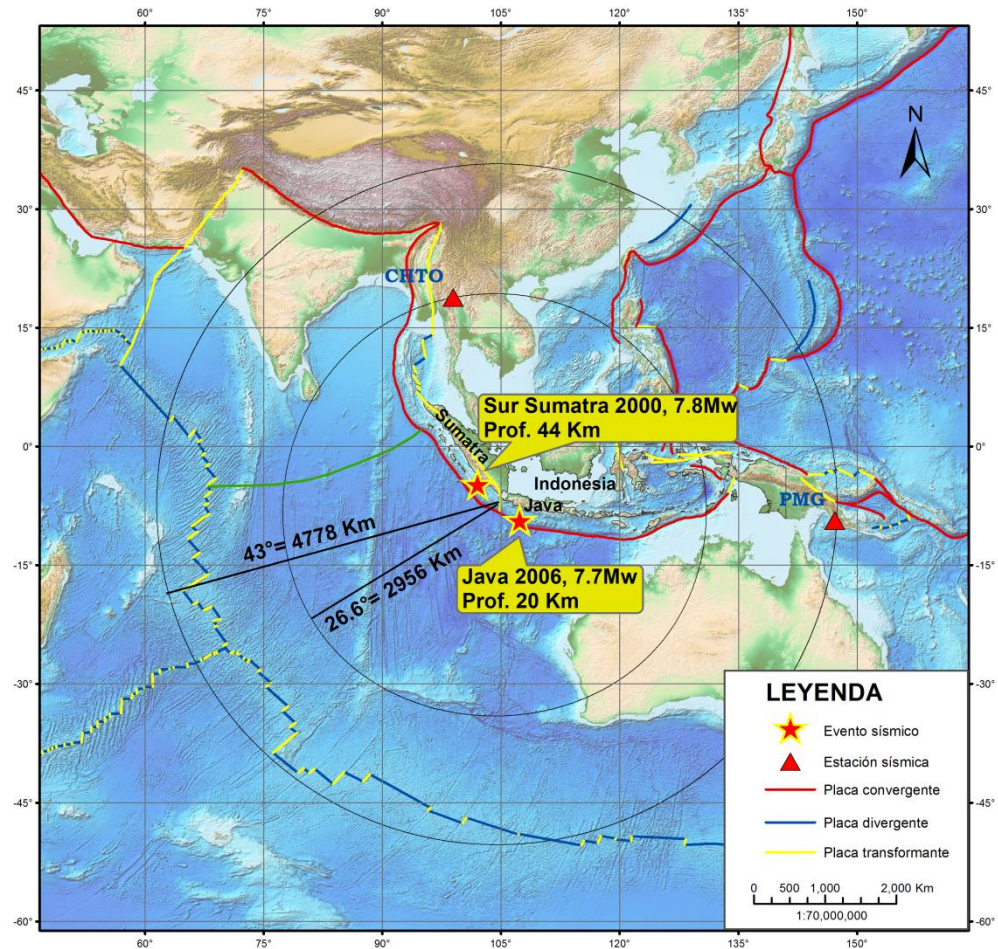


Figura 6.14: Terremotos ocurridos en Indonesia (en estrella), el de Sur de Sumatra 2000 y de Java200; junto a las estaciones utilizadas en este estudio (CHTO y PMG).

-Análisis espectral con la TCW: Para realizar el análisis espectral de la TCW, se utilizó los registros de las estaciones: CHTO (Chiang Mai, Tailandia) y PMG (Port Moresby, New Guinea) ambas ubicadas al norte y este con respecto al epicentro del sismo y a diferentes distancias epicentrales. (Figura 6.14). El resumen de los resultados obtenidos son mostrados en la Tabla 6.6, 6.7 y en las Figuras 5.25 y 5.26.

Tabla 6.6: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y de la duración de ruptura de los terremotos ocurridos en Indonesia 2000 y 2006.

	Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación de registro CHTO a 26.6° de distancia epicentral	Java2006	0.2	36.7	153.3
	Sumatra2000	0.5	63.1	39.8
Estación de registro PMG a 43° de distancia epicentral	Java2006	0.3	21.3	157.5
	Sumatra2000	0.5	180.7	99.0

Java 2006 (CHTO)

Sur Sumatra 2000 (CHTO)

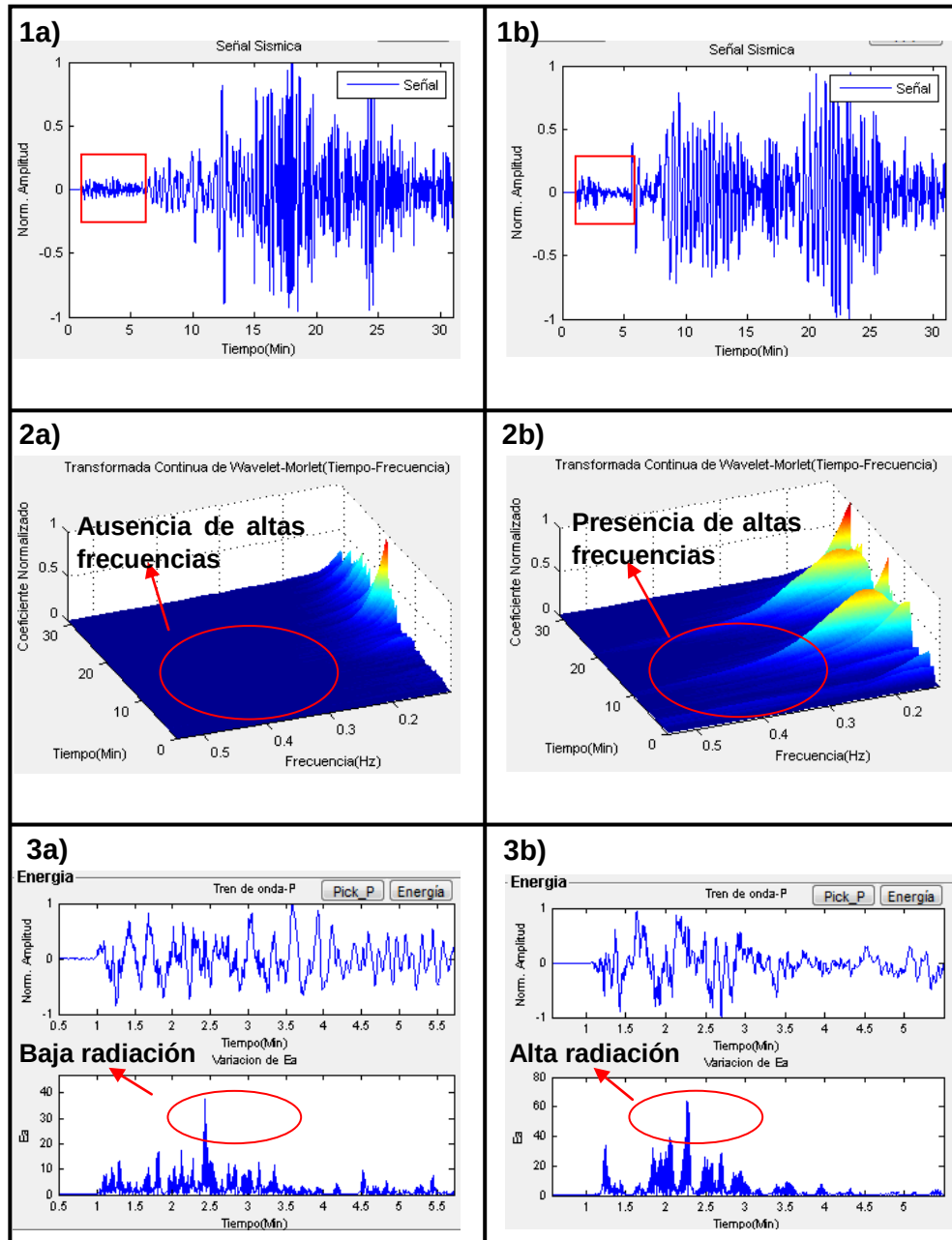


Figura 6.15: Análisis TWC para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica del terremoto del 17 de julio del 2006, Java (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 04 de junio del 2000, Sur de Sumatra (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación CHTO.

Java 2006 (PMG)

Sur Sumatra 2000 (PMG)

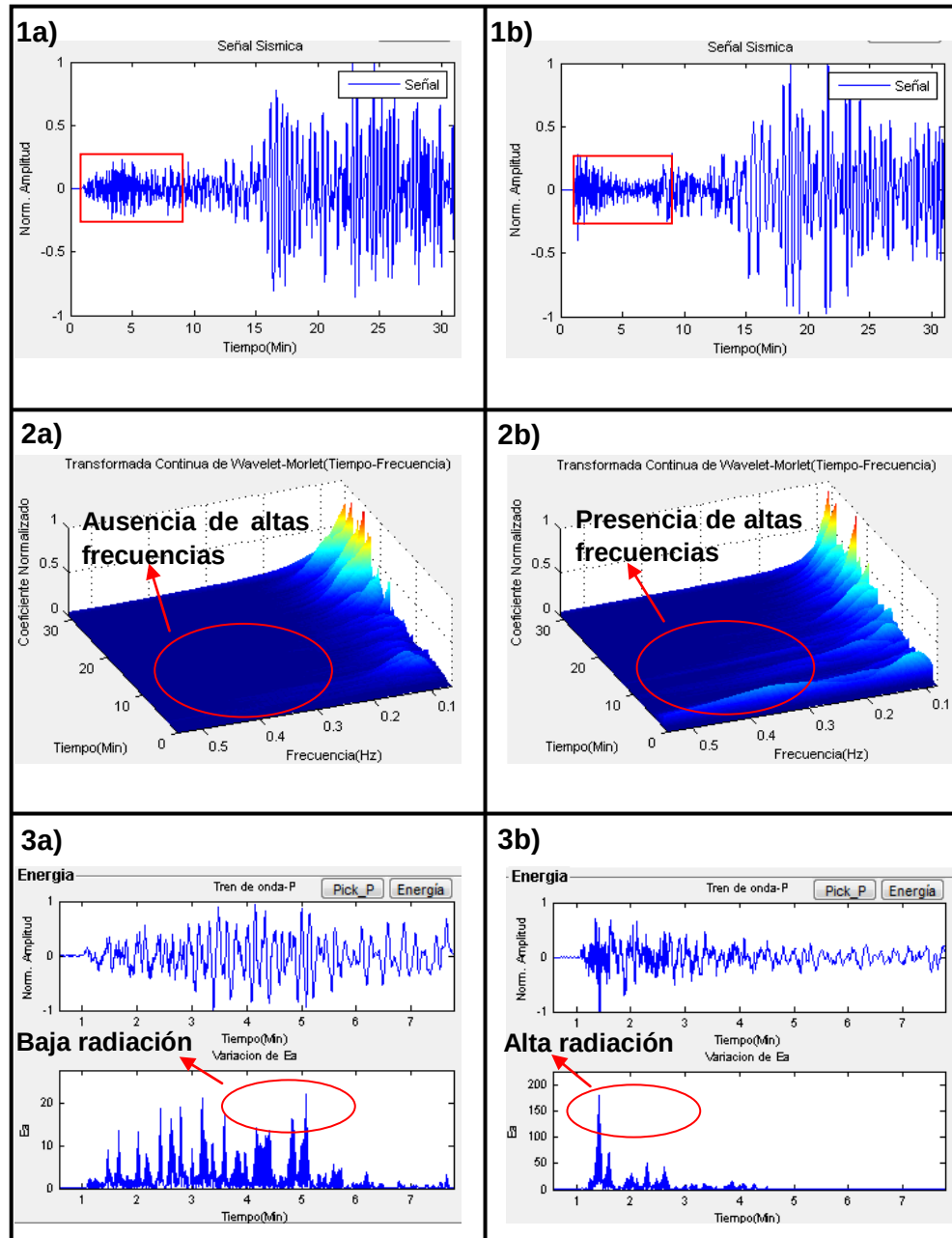


Figura 6.16: Análisis de la TCW para los terremotos de Indonesia: Señal sísmica de terremoto del 17 de julio del 2006, Java (1a), junto a su análisis frecuencial (2a) y el cálculo de radiación de energía (3a), asimismo, la señal sísmica del terremoto del 04 de junio del 2000, Sur de Sumatra (1b), junto a su análisis frecuencial (2b) y el cálculo de radiación de energía (3b), ambos registrados con la estación PMG.

Tabla 6.7: *Parámetros cualitativos para los terremotos de Indonesia: Sur Sumatra 2000 y Java 2006.*

Figuras 5.25 y 5.26	Sur de Sumatra 2000	Java 2006
Contenido Frecuencial	Alta frecuencia	Baja frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Alta radiación de energía liberado en tiempo corto	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo
Duración de ruptura	Corto tiempo de duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	No	Si

Según los parámetros hipocentrales reportados por el NEIC (National Earthquake Information Center), ambos eventos sísmicos con similar magnitud y proceso de ruptura, tienen la capacidad de generar Tsunami. Pero de acuerdo a este estudio, y a los resultados de las Tablas 6.6 y 6.7, el terremoto de Sumatra del año 2000 no debe generar Tsunami; sin embargo, el terremoto de Java en el año 2006 reúne todas las características de ser un evento sísmico GT.

Después de ocurrido ambos eventos, solo el de Java generó un Tsunami destructivo con olas de 10 metros de altura, inundando la costa oeste de la región de Java y dando como saldo la muerte de más de 700 personas; además de haber destruido cerca del 40% de los edificios en las ciudades de Dara Payung, Bulak Laut, Pameungpeuk, Batu Hitu, Pangandaran y Sindongkarta.

6.2.4 Otros terremotos

-Terremoto ocurrido en Kuril, el 13 de enero del 2007: Evento sísmico de foco superficial (12 Km de profundidad), magnitud 8.1Mw y epicentro ubicado a 180 Km al sureste de las islas Kuriles, Figura 6.17.

-Terremoto en Salomón, el 01 de abril del 2007: Evento sísmico de magnitud 8.1Mw y foco superficial (14 Km de profundidad) y epicentro a 42 Km de la capital provincial de Gizo (Islas Salomón), Figura 6.17.

-Terremoto en Samoa, el 29 de setiembre del 2009: Evento sísmico de foco superficial (12 km de profundidad), con magnitud 8.1Mw y epicentro a 200 Km al suroeste de Apia (islas Samoa), Figura 6.17.

-Terremoto ocurrido en Japón, el 11 de marzo del 2011: Evento sísmico de foco superficial (20 km de profundidad), con magnitud 9.1Mw y epicentro a 73 km de la costa sureste de la región de Honshu, Figura 6.17.

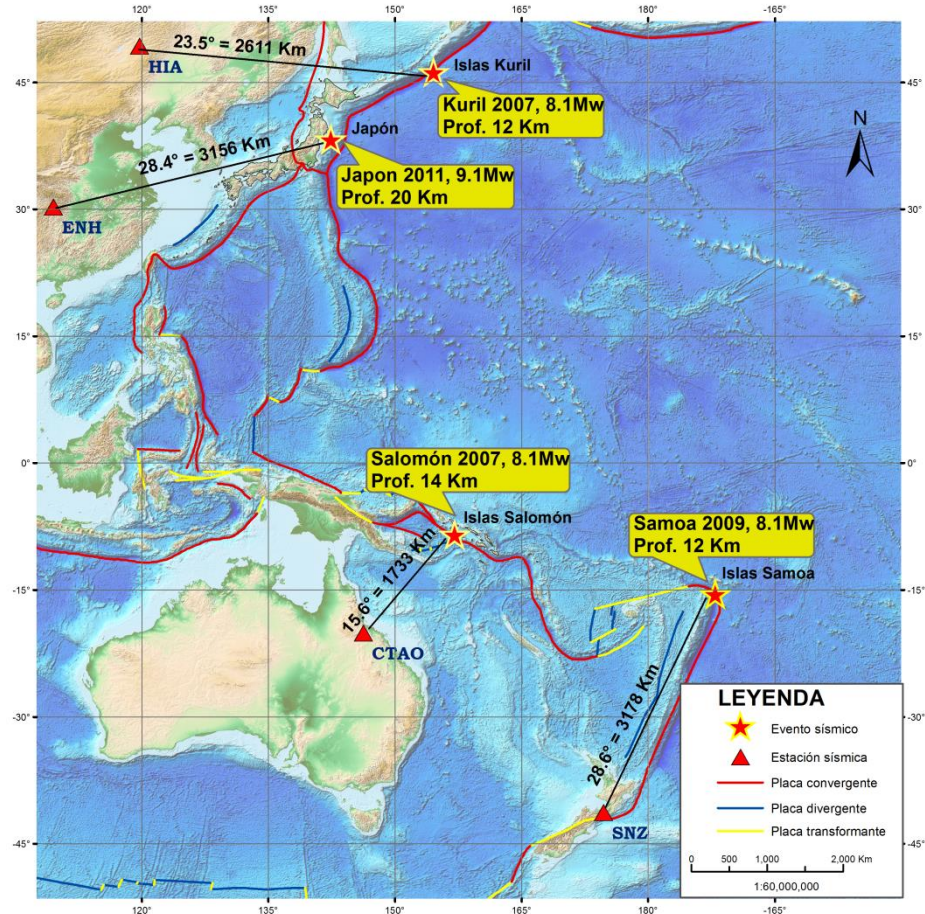


Figura 6.17: Terremotos (en estrellas); de las Islas Kuril del 2007, la de Salomón del 2007, de Samoa del 2009 y de Japón del 2011, junto a las estaciones sísmicas cuyos registros son (HIA, CTAO, SNZO y ENH) utilizados en este estudio.

-Análisis espectral con la TCW: Para realizar el análisis de la TCW se utilizó los registros sísmicos de las estaciones: HIA (Hailar, China) para el terremoto ocurrido cerca de las Islas Kuril 2007, CTAO (Charters Towers, China) para el terremoto ocurrido cerca de las Islas Salomón 2007, SNZO (South Karori, New Zeland) para el terremotos ocurrido cerca de Samoa 2009 y ENH (Enshi, China) para el terremoto ocurrido frente a la costa de Japón (Figura 6.17). Los resultados obtenidos con el análisis son mostrados en la Tabla 6.8, 6.9 y en las Figuras 6.18 a 6.21.

Tabla 6.8: Paramentaros sísmicos del contenido frecuencial, maxEa y de la duración de ruptura.

	Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación HIA a 23.5° de distancia epicentral	Kuril2007	0.3	36.1	84.8
Estación CTAO a 15.6° de distancia epicentral	Salomón2007	0.2	41.5	106.7
Estación SNZO a 28.6° de distancia epicentral	Samoa2009	0.3	5.9	116.5
Estación ENH a 28.4° de distancia epicentral	Japón2011	0.3	18.0	109.6

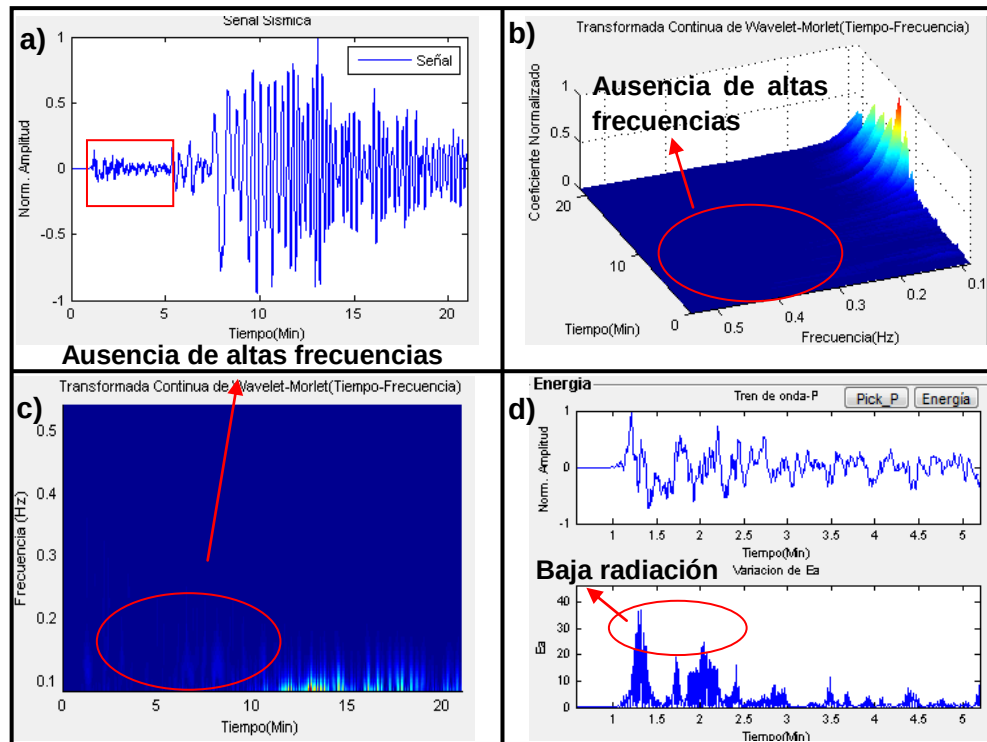


Figura 6.18: Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 13 de enero del 2007 en las Islas Kuril. Señal sísmica del terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación HIA.

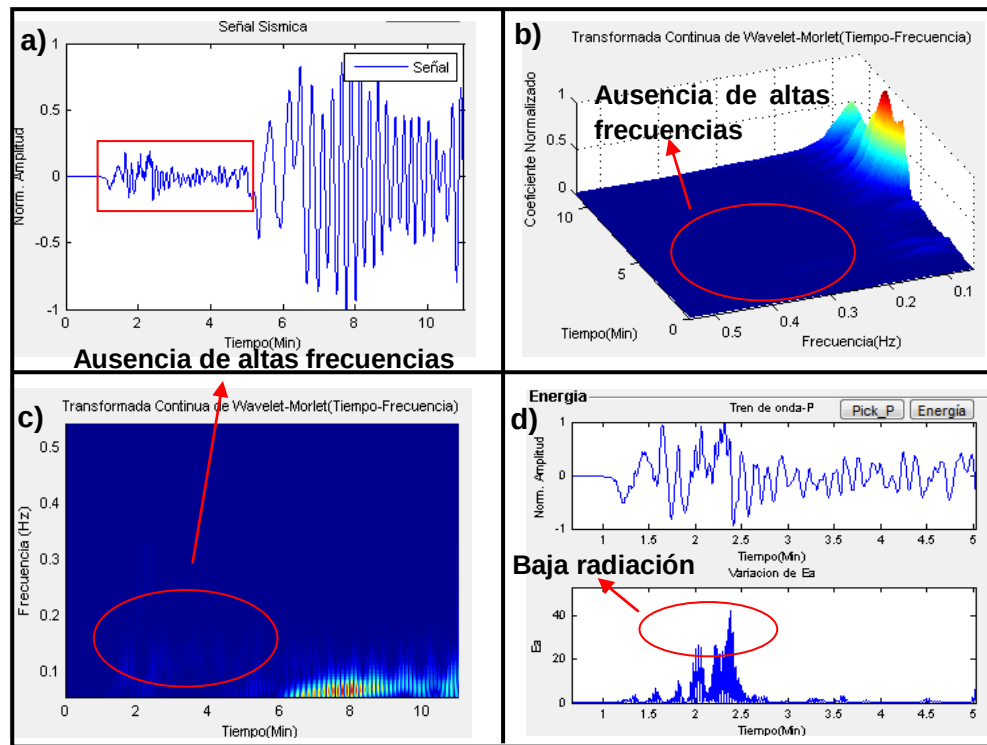


Figura 6.19: Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 01 de abril del 2007 en las Islas Salomón. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica (CTAO).

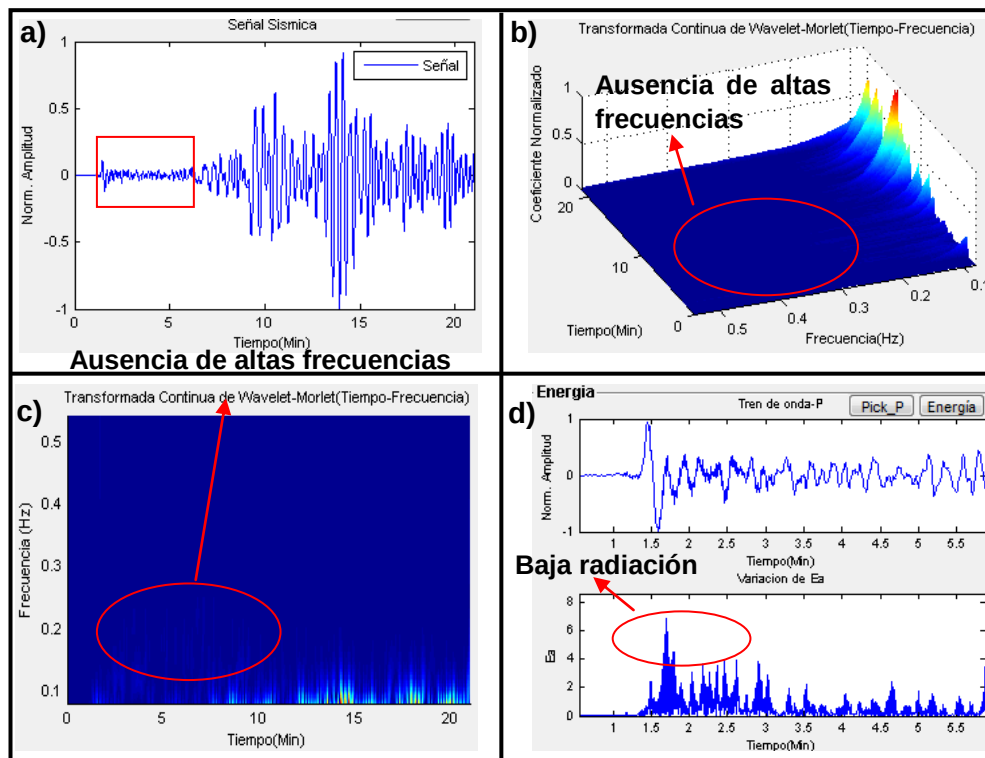


Figura 6.20: Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 29 de setiembre del 2009 en las Islas Samoa. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica SNZO.

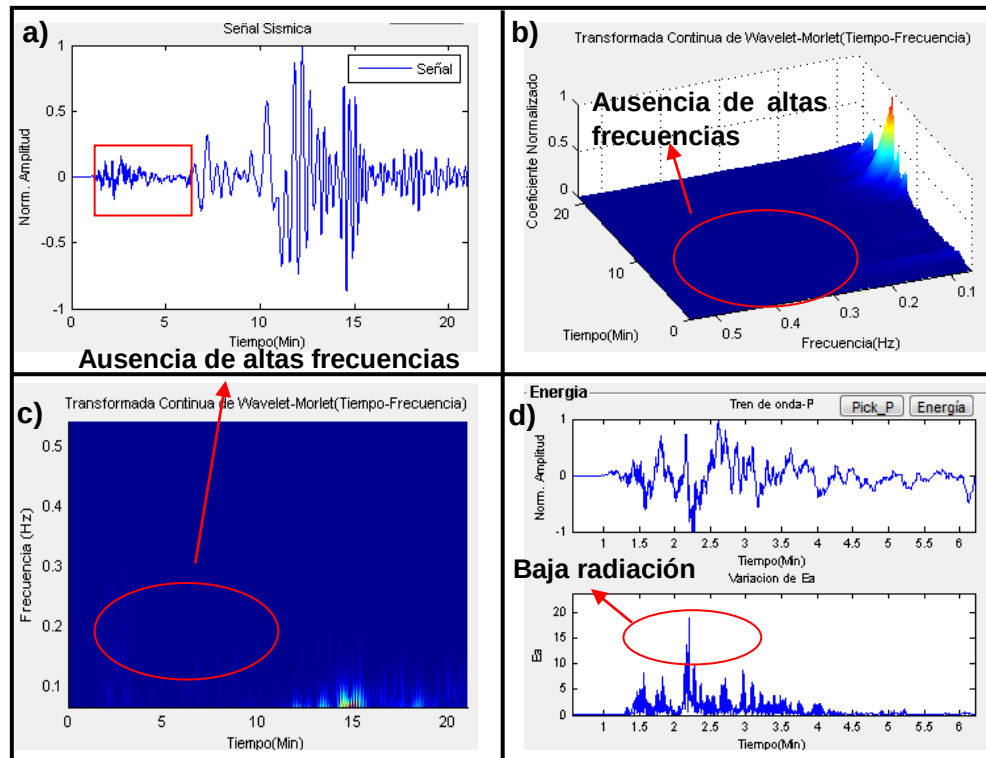


Figura 6.21: Análisis de la TCW para el terremoto ocurrido el 11 de marzo del 2011 en Japón. Señal sísmica de terremoto (a), junto a su análisis frecuencial (b-c) y el cálculo de radiación de energía (d). Registrado con la estación sísmica ENH.

Tabla 6.9: Parámetros cualitativos para los terremotos de Kuril 2007, Salomón 2007, Samoa 2009 y Japón 2011.

Figuras de 5.28 al 5.31	Kuril 2007, Salomón 2007, Samoa 2009 y Japón 2011
Contenido Frecuencial	Baja frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo
Duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	Si

De acuerdo a los resultados obtenidos en este estudio, todos estos eventos sísmicos presentan características para ser considerados como GT. Después de ocurrido los sismos, ellos presentan las siguientes características:

- 1.- El terremoto ocurrido frente a las Islas Kuril en el año 2007, generó un pequeño Tsunami con olas de 1 metro de altura.

2.- Los sismos ocurridos en las Islas Salomón del año 2007 y en las islas Samoa en el año 2009 ambos dieron origen a un Tsunami con olas mayores a los 6 metros de altura.

3.- El terremoto ocurrido en Japón del año 2011, generó un Tsunami con olas de hasta 10 metro de altura, inundo y arraso todo lo que hallo a su paso, dando como resultado centenares de muertos (14070 pérdidas humanas), más de 23100 personas desaparecidas y pérdidas económicas por más de 150 mil millones de euros.

Según los resultados obtenidos en este estudio, la metodología propuesta permite discernir de manera efectiva entre eventos regionales generadores o no de Tsunami; por lo tanto, representa una importante herramienta para ser usada en la alerta temprana de Tsunamis.

Finalmente, los resultados obtenidos y mostrados en las Tablas 6.2, 6.4, 6.6 y 6.8, son utilizados para realizar la correlación mostrada en la Figura 6.22: la máxima radiación de energía (maxEa) vs frecuencia vs duración de ruptura. El cuadro de color inscrito en la figura corresponde a todos los eventos sísmicos que generaron Tsunami; es decir, un evento genera Tsunami si cumple las siguientes consideraciones:

- Hipocentro ubicado en el fondo oceánico.
- Profundidad menor a 60 Km.
- Magnitud $M_w \geq 7.0$.
- Contenido frecuencial $F < 0.3$ Hz.
- Radiación de energía maxEa > 50 .
- Duración de ruptura > 50 seg.

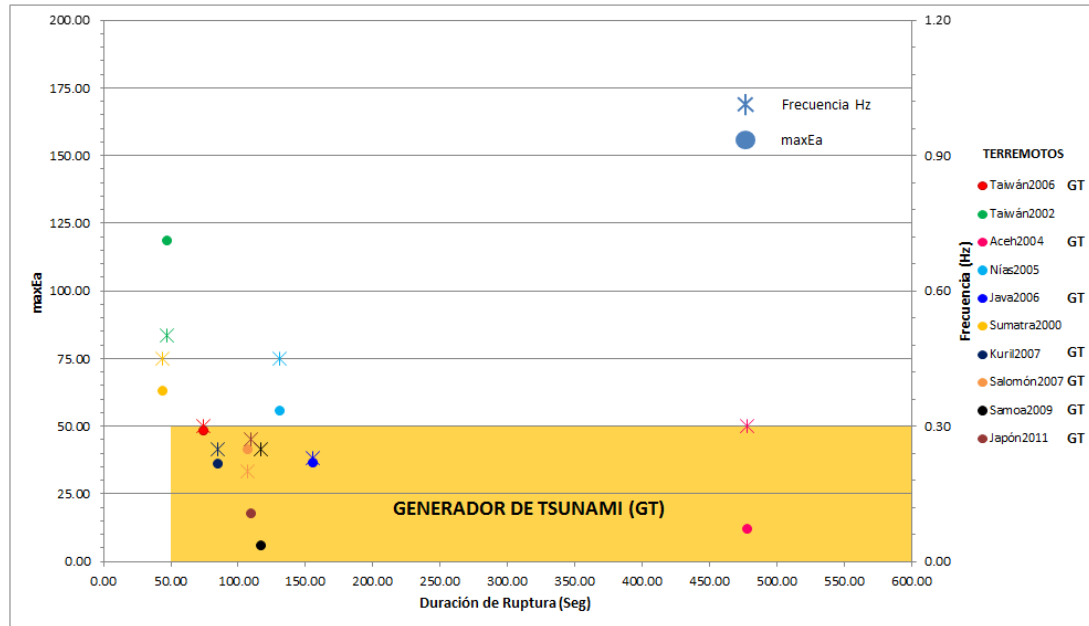


Figura 6.22: La máxima radiación de energía (*maxEa*) y el contenido frecuencial en función de la duración de ruptura, el cuadro (color oro) corresponde a eventos sísmicos generadores de Tsunami.

6.3 Algoritmo AlerTsun

Para establecer una metodología de alerta de Tsunamis, es necesario realizar cálculos que requieran el mínimo de información y de tiempo, y obtener parámetros sísmicos para la toma de decisiones. Según los resultados obtenidos y visualizados en la Figura 6.22, el algoritmo ‘AlerTsun’ ha sido elaborado siguiendo la secuencia que a continuación se describe:

- Como primera etapa, se evalúa los parámetros hipocentrales del evento sísmico: epicentro, magnitud y profundidad, a fin de verificar si el sismo ha ocurrido en el mar o en continente, y presente $M_w \geq 7.0$.
- Si cumple la condición de la primera etapa, se analiza y se inicia la lectura de la componente vertical del registro sísmico correspondiente a una estación sísmica específica considerando que se encuentre a una distancia $\Delta \geq 15^\circ$ con respecto al epicentro. El formato de lectura es en SAC, por lo tanto, identifica el nombre de la estación, el tipo de componente utilizado, el tiempo de inicio del registro y la frecuencia de muestreo.
- La señal sísmica es previamente llevado a base cero, se aplica la corrección y normalizado a la unidad, para luego ser visualizado en el interface del algoritmo.

- d)** En una segunda etapa, se inicia el cálculo de la TCW y para ello se elige la escala adecuada según la frecuencia de muestreo de la señal sísmica.
- Una vez iniciado el análisis, las siguientes gráficas son mostradas en el interface: (Ver Figura 6.25).
- Gráfico en 3D, correspondiente a la TCW en tiempo-escala (escalograma) con amplitud normalizada.
 - Gráfico en 3D, correspondiente a la TCW en Tiempo-Frecuencia (espectrograma) con amplitud normalizada.
 - Gráfico en 2D, correspondiente a la TCW en Tiempo-Frecuencia (espectrograma).
- e)** Como tercera etapa, se realiza el picado de las fases P y S a fin de calcular el contenido de energía, y mostrar las siguientes ventanas:
- Ventana que muestra el tren de ondas primarias.
 - Ventana, que muestra la energía calculada a partir de la TCW. La máxima radiación de energía (maxEa), viene a ser el pico máximo de amplitud espectral.
- f)** El siguiente paso es el cálculo de la duración de ruptura y para ello se hace uso del tren de ondas primarias (P).
- g)** Como cuarta etapa, se identifica el contenido frecuencial (Hz), este último observado en los espectrogramas.
- h)** Finalmente, el programa realiza la correlación entre los siguientes parámetros sísmicos: contenido frecuencial (Hz), maxEa y la duración de ruptura (Seg). De acuerdo a sus resultados se emite o no la alerta de Tsunami.

En condiciones favorables (disponibilidad inmediata de registros sísmicos), el algoritmo AlerTsun realizar el proceso de análisis de la señal sísmica en aproximadamente 4.0 minutos, considérese también que para el análisis con la TCW se hace uso de los primeros minutos del tren de ondas P (~3-5 min), por lo que, es indispensable un registro sísmico de una estación ubicada a una distancia epicentral $\Delta \geq 15^\circ$ con respecto al epicentro del sismo, ver Figura 6.23.

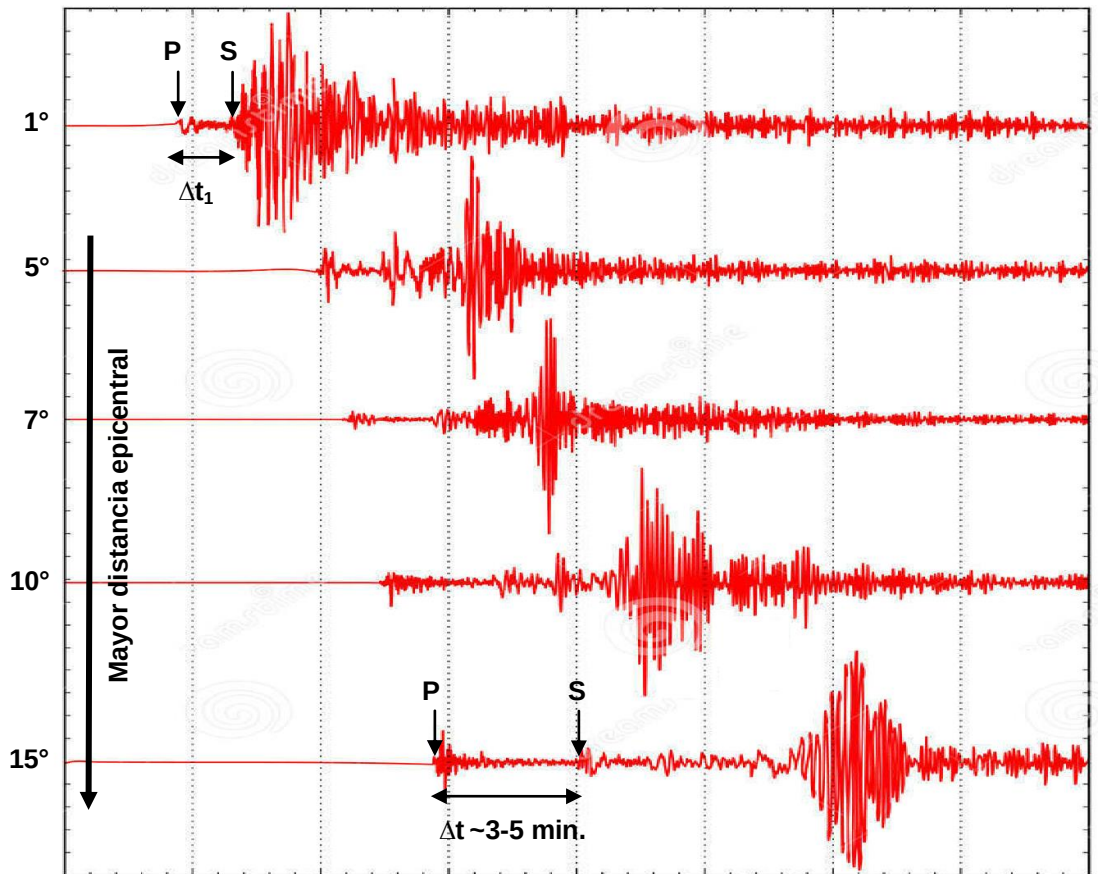


Figura 6.23: Sismograma, donde se muestra el arribo de las ondas P y S a diferente distancia epicentral.

En la Figura 6.24, el diagrama de flujo muestra la secuencia de los pasos a seguir para el análisis de señales sísmicas aplicando la TCW con el algoritmo “AlerTsun”, y en las Figuras 6.25 y 6.26, se muestra la interface del algoritmo y su aplicación al terremoto ocurrido en Aceh el 26 de diciembre del 2004.

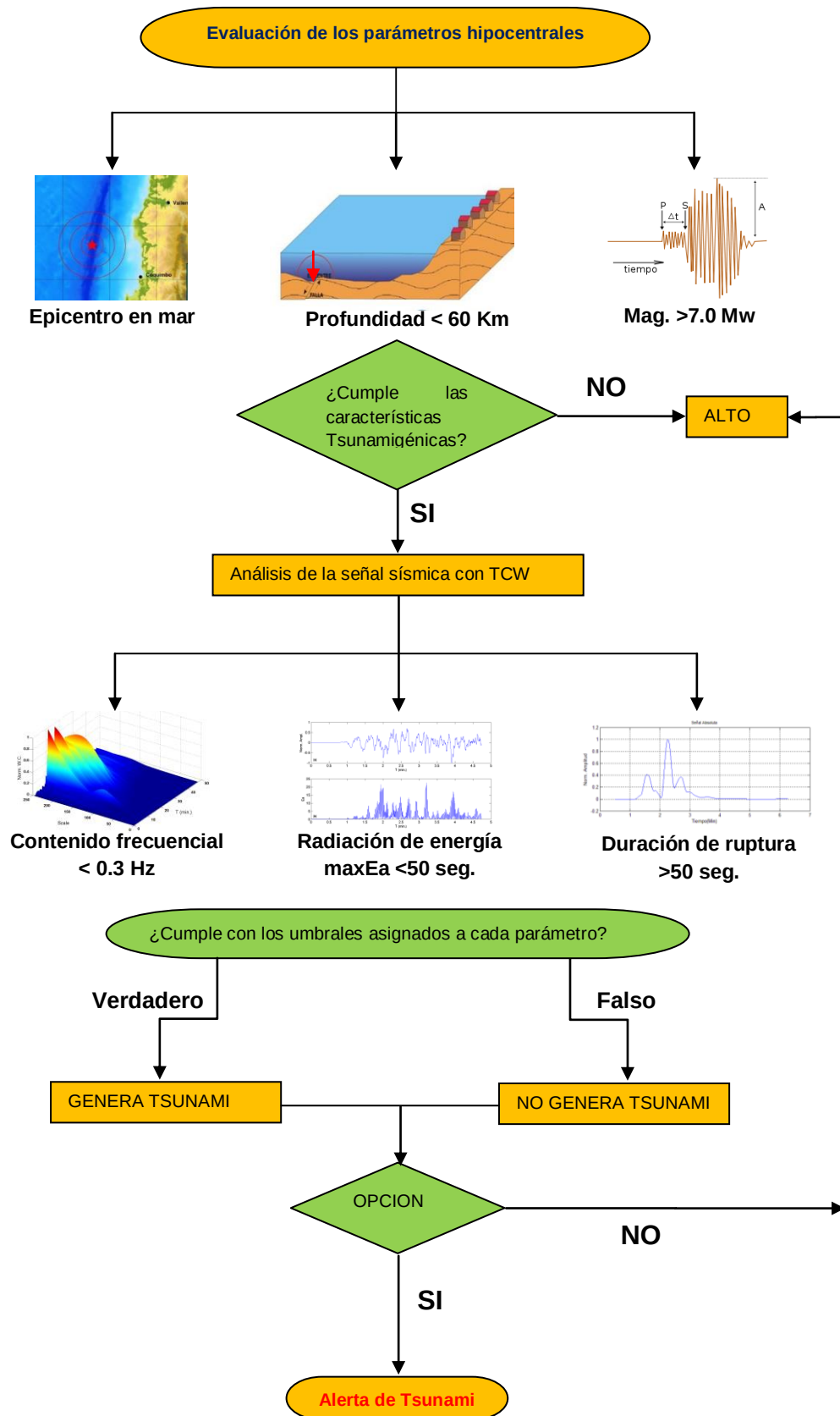


Figura 6.24: Diagrama de flujo del proceso de análisis con el algoritmo AlerTsun.

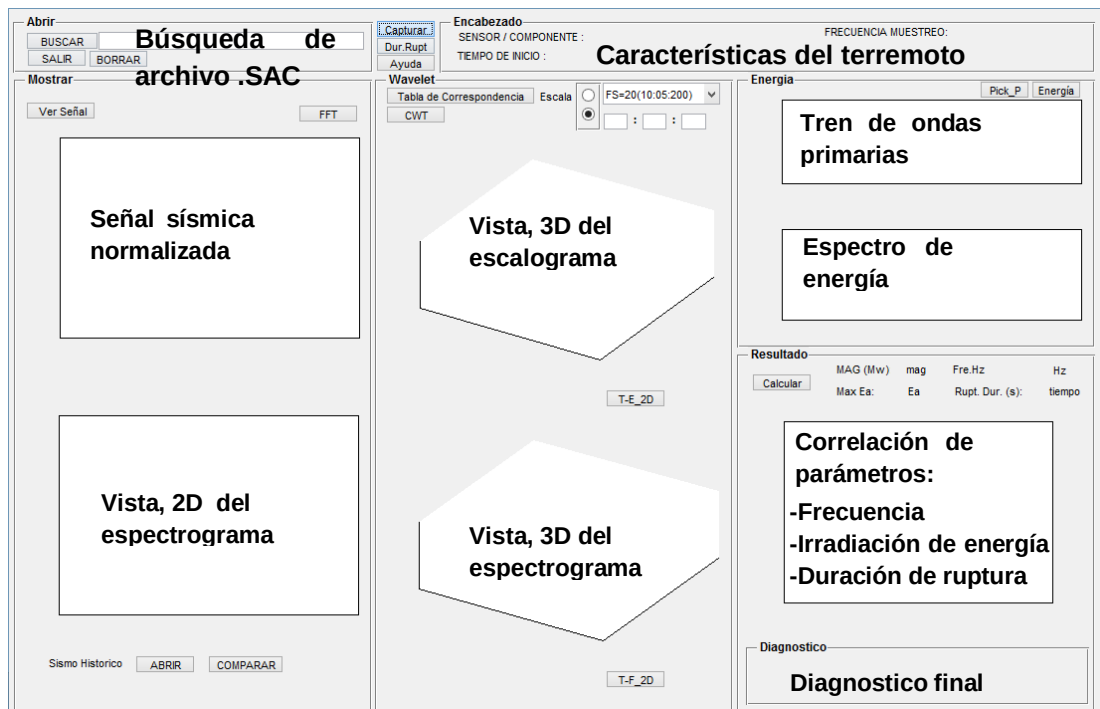


Figura 6.25: Interface del "AlerTsun", una vez ejecutado en el programa MatLab.

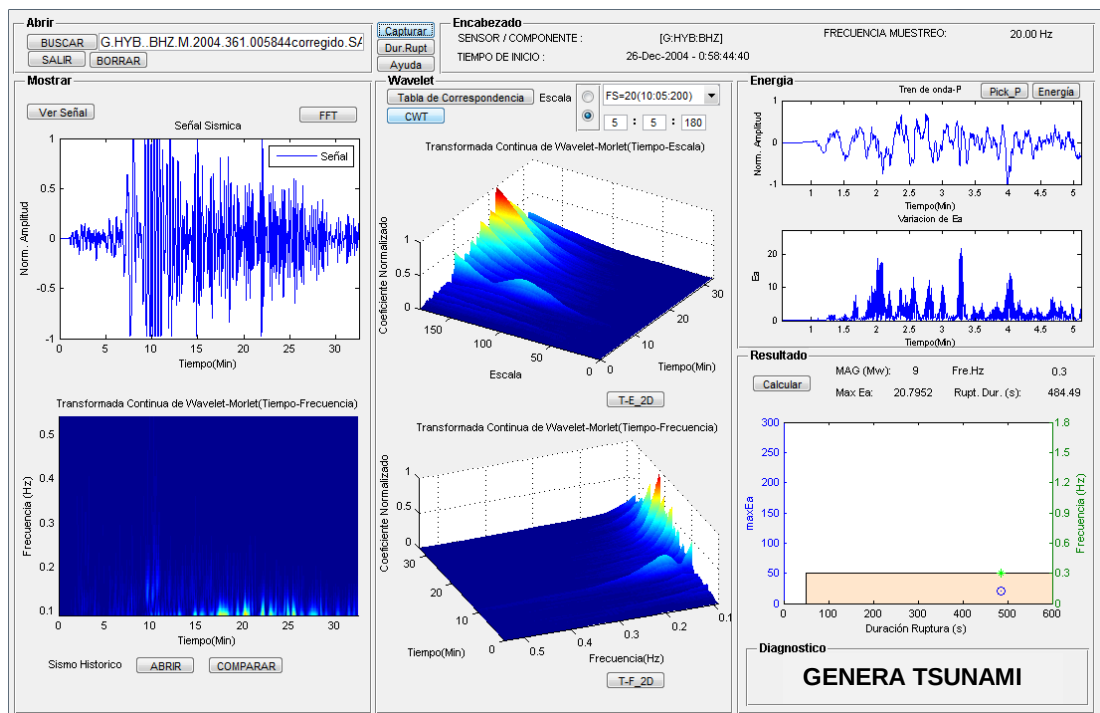


Figura 6.26: Interface del algoritmo "AlerTsun", aplicado al terremoto de Aceh del 26 de diciembre del 2004.

CAPÍTULO VII

ALERTSUN: APLICACIÓN EN PERÚ

La franja costanera a lo largo Perú, se encuentra amenazada por Tsunamis de origen local, regional y en menor proporción por tele-tsunamis, todos generados por terremotos con magnitud > 7.0 Mw. La ubicación cercana del litoral peruano a la línea de convergencia de las placas tectónicas (la placa de Nazca y la de Sudamérica), hace que el tiempo de viaje de las olas del Tsunami local, desde su fuente hasta la costa sea en promedio del orden de 10-15 minutos después de haber ocurrido el sismo. Sin embargo, dependiendo de la distancia del epicentro del sismo, el Tsunami puede demorar en arribar a la costa, como por ejemplo:

- El Tsunami que inundó las costas de Camaná (Arequipa) del 23 de junio del 2001, llegó a los 15 minutos después de ocurrido el sismo, produjo olas de hasta 8 metros de altura que causo cuantiosos daños materiales, 23 muertos y 63 desaparecidos.
- El Tsunami en Chile (Valdivia) del 22 de mayo de 1960 arribó a las costas peruanas entre 3-5 horas después de haber ocurrido el sismo, llegando a inundar varias casas.
- El Tsunami en Japón (Shanriku) del 11 de marzo del 2011, demoró entre ~20 a 21 horas en llegar al litoral peruano con olas de más de un metro de altura, muchas embarcaciones artesanales sufrieron daños.

Para la aplicación de AlerTsun en Perú se propone dos escenarios:

- 1.- Sismos ocurridos en el litoral peruano que puedan generar Tsunamis que afecten a países vecinos: en este caso se hace uso de registros de estaciones sísmica ubicados a distancias $\Delta > 15^\circ$ pertenecientes a la Red Sísmica Mundial.
- 2.- Sismos regionales ocurridos a distancias $\Delta > 15^\circ$ que afecten al Perú: en este caso se hace uso de las estaciones sísmicas de la Red Sísmica del Perú.

7.1 Datos sísmicos

Los sismos considerados para la aplicación de AlerTsun, corresponden a 6 eventos sísmicos cuyos parámetros hipocentrales son mostrados en las Tablas 7.1 y su distribución espacial en la Figura 7.1. Estos eventos ocurrieron entre los años de 1996 al 2014. Para los eventos sísmicos regionales se hace uso de los registros de la estación sísmica de NNA de la Red Sísmica del Perú y para los sismos locales, los registros de las estaciones sísmicas de LCO, PAYG y SVD, de las redes sísmicas de Chile, Islas Galápagos y Venezuela.

Tabla 7.1: Eventos sísmicos utilizados en este estudio.

Fecha	Region	Epicentro		Mw	Prof. (Km)
		Lat (°)	Long (°)		
Sismos Regionales					
27/02/2010	Maule, Chile	21.83	120.54	8.8	23
18/04/2014	Guerrero, México	2.08	97.10	7.3	19
Sismos Locales					
21/02/1996	Chimbote	-9.87	-80.36	7.5	18
12/11/1996	Nazca	-15.30	-76.44	7.7	14
15/08/2007	Pisco	-9.87	-80.36	7.9	40
23/08/2001	Arequipa	-16.15	-74.40	8.2	33

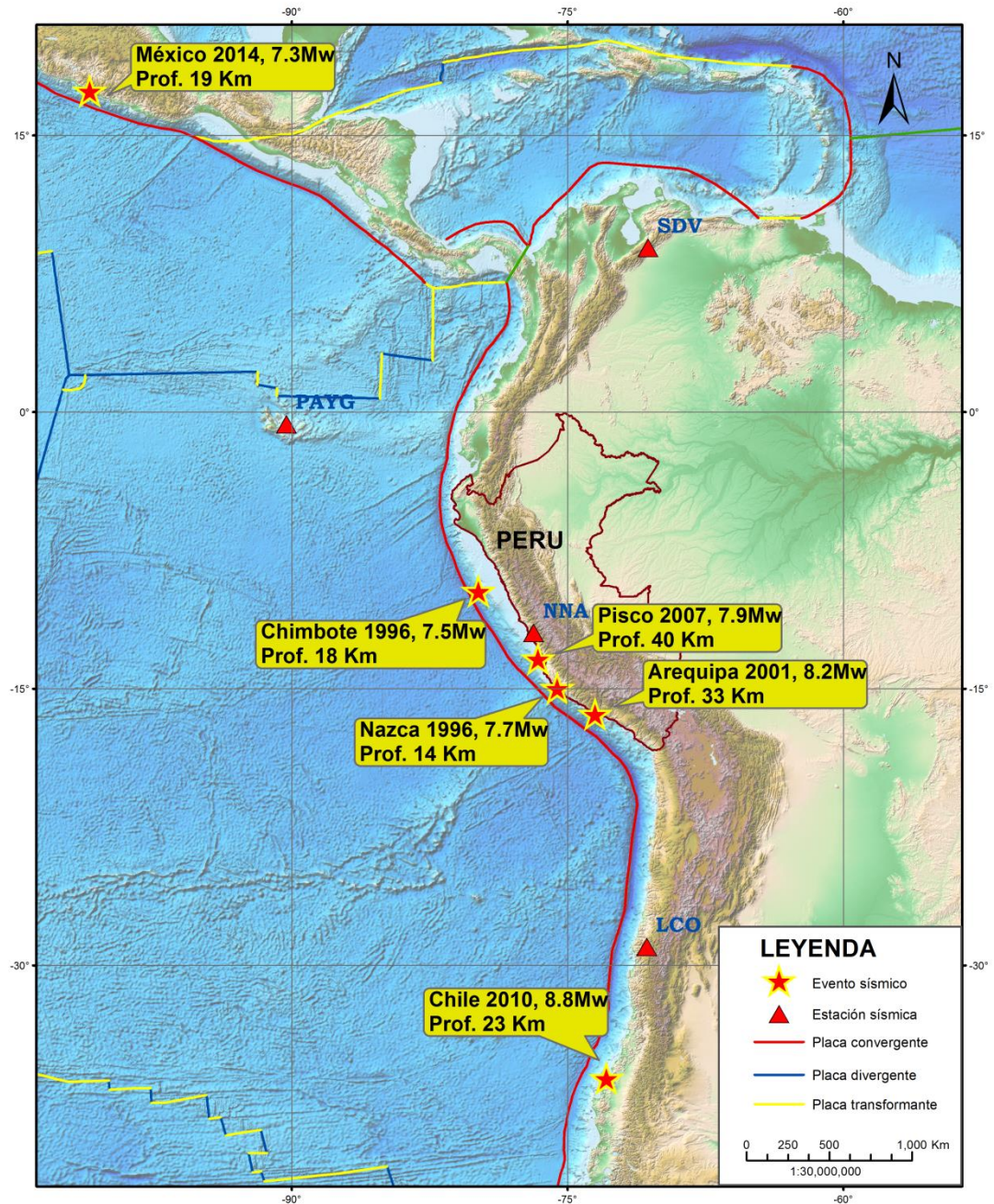


Figura 7.1: Distribución espacial de los terremotos (estrellas) utilizados en la aplicación al Perú.

7.2 Terremotos Regionales registrados con la Red Sísmica Nacional

-Terremoto de Maule (Chile) del 27 de febrero del 2010: Evento sísmico de foco superficial (23 Km de profundidad), magnitud 8.8 Mw y epicentro ubicado a 115 km al norte de la ciudad de Concepción, Figura 7.2.

-Terremoto de Guerrero (México) del 18 de abril del 2014: Evento sísmico de foco superficial (19 Km de profundidad), magnitud 7.3 Mw y epicentro a 40 km al sur de Petatlán, frente a la región de Costa Grande del estado de Guerrero, Figura 7.2.

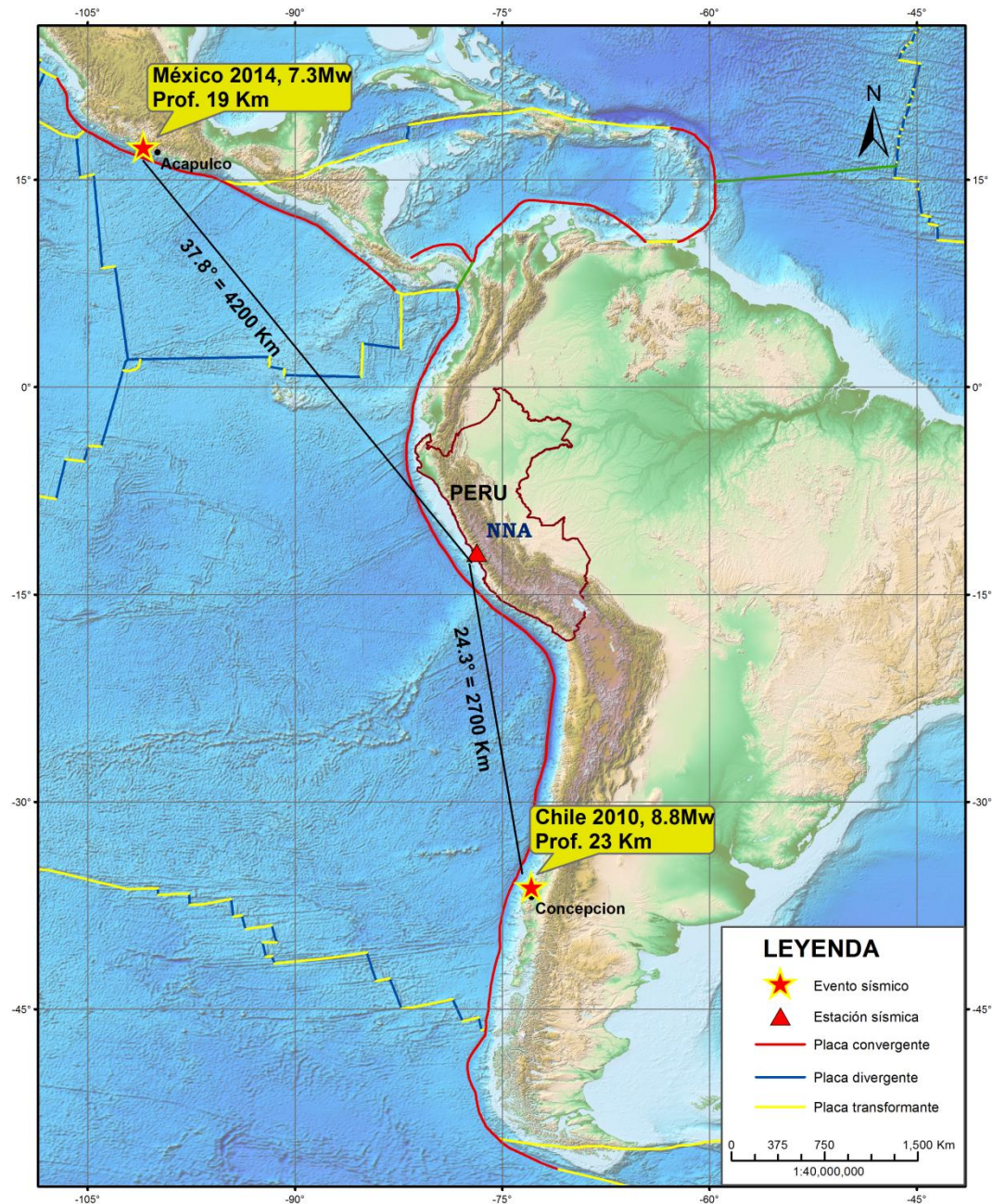


Figura 7.2: Eventos sísmicos regionales registrados en la estación de NNA perteneciente a la Red Sísmica Nacional.

-Análisis espectral con la TCW: Para realizar el análisis espectral de la TCW para ambos terremotos, se utilizó los registros de la estación de NNA (Lima, Perú), ver

Figura 7.2, y los resultados obtenidos son mostrados en la Tabla 7.2 y en las Figuras 7.3 y 7.4. De acuerdo a sus parámetros hipocentrales ambos eventos deben ser considerados como posibles generadores de Tsunami.

Tabla 7.2: Parámetros sísmicos de Frecuencia, maxEa y la duración de ruptura de los terremotos de Chile 2010 y México 2014.

Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación de registro NNA a 24.3° distancia epicentral	Chile 2010	0.3	22.8
Estación de registro NNA a 37.8° distancia epicentral	México 2014	0.5	68.7

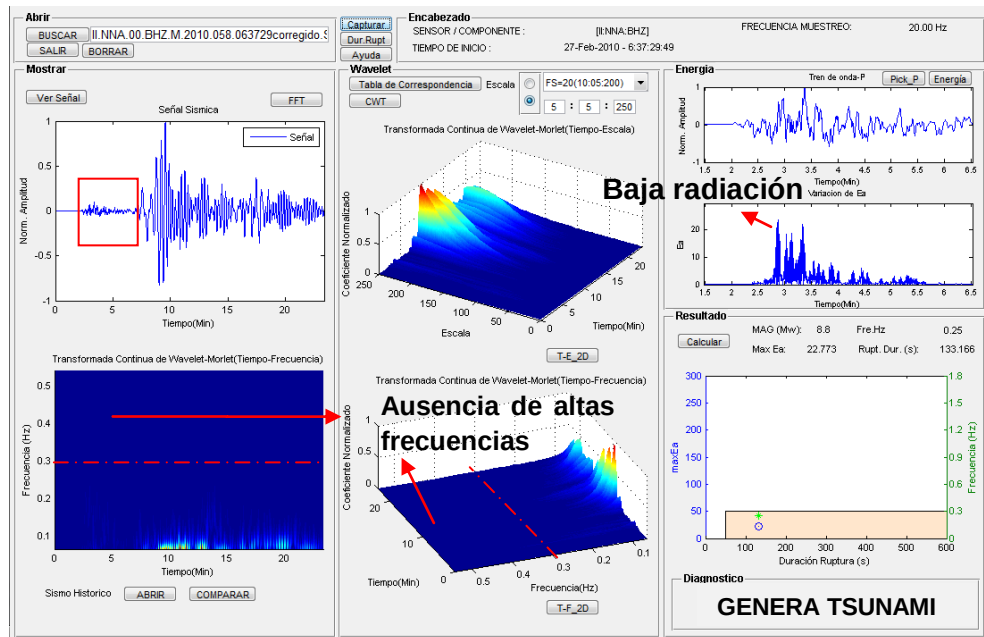


Figura 7.3: Análisis de la TCW para el Sismo de Chile 2010 (8.8Mw).

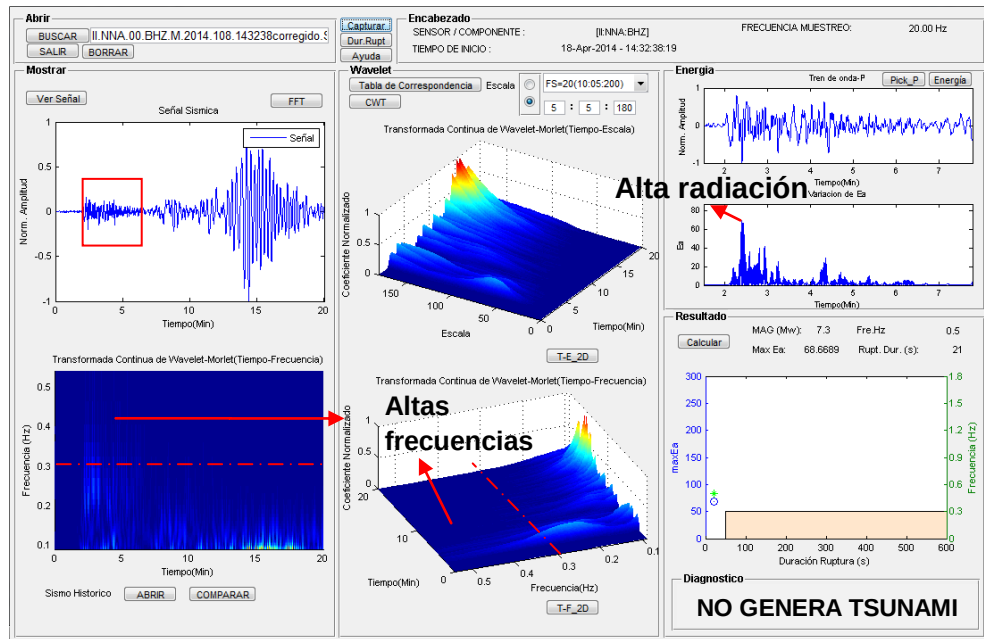


Figura 7.4: Análisis de la TCW para el Sismo de México 2014 (7.3Mw).

Los parámetros sísmicos obtenidos (contenido frecuencial, maxEa y duración de ruptura) de ambos terremotos, muestran diferencias marcadas, tal como se muestra en la Tabla 7.3.

Tabla 7.3: Parámetros cualitativos para los terremotos de Chile 2010 y México 2014.

Figuras 6.5 y 6.6	Chile 2010	México 2014
Contenido Frecuencial	Baja frecuencia	Alta frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo	Alta radiación de energía liberado en tiempo corto
Duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura	Corto tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	Si	No

La evaluación de los resultados obtenidos en el estudio y mostrados en las Tablas 7.2 y 7.3, permiten considerar que, el terremoto de México presenta altas frecuencias, alta radiación de energía y corta duración de ruptura; por lo tanto, no reúne las condiciones para generar Tsunami. En este caso “no” se emitiría alerta de Tsunami. Contrariamente, el sismo de Chile, reúne las condiciones físicas para generar Tsunami y debe darse la alerta.

Después de ocurrido ambos sismos, solo el de Chile del 2010 produjo un Tsunami con olas de hasta 3 metros de altura, que generó cuantiosos daños en las ciudades de Talcahuano, Constitución, Concepción, Dichato y Pichelemu. En el Perú, el Tsunami arribo a las costas de la región sur en un tiempo de 4 horas con olas de 1 metro de altura. Las autoridades y la población tuvieron un tiempo de 4 horas para establecer medidas de prevención de riesgo.

7.3 Terremotos Locales registrados con la Red Sísmica Mundial

Son considerados, aquellos eventos sísmicos distribuidas frente a la zona costanera del Perú con magnitud mayor de 7.0 Mw y registrados con estaciones ubicados a distancia mayores a los 15° con respecto al epicentro. En este escenario, se considera que los terremotos ocurridos en Perú, pueden generar Tsunamis que afecten a países vecinos, siendo importante establecer las alertas de Tsunami.

-Terremoto de Chimbote (Perú) del 21 de febrero de 1996.- Evento sísmico de foco superficial (18 km de profundidad), magnitud 7.5 Mw y epicentro localizado a 210 Km al suroeste de la ciudad de Chimbote, Figura 7.5.

-Terremoto de Nazca (Peru) del 12 de noviembre del 1996: Evento sísmico de foco superficial (14 km de profundidad), magnitud 7.7 Mw y epicentro ubicado a 135 km al suroeste de la ciudad de Nazca, Figura 7.5.

-Terremoto de Arequipa (Perú) del 23 de junio del 2001: Evento sísmico de foco superficial (33 km de profundidad), magnitud 8.2 Mw y epicentro ubicado a 82 km al noroeste de la localidad de Ocoña, provincia de Camaná (Arequipa), Figura 7.5.

-Terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto del 2007: Evento sísmico de foco superficial (40 km de profundidad), magnitud 7.9 Mw y epicentro a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco, Figura 7.5.

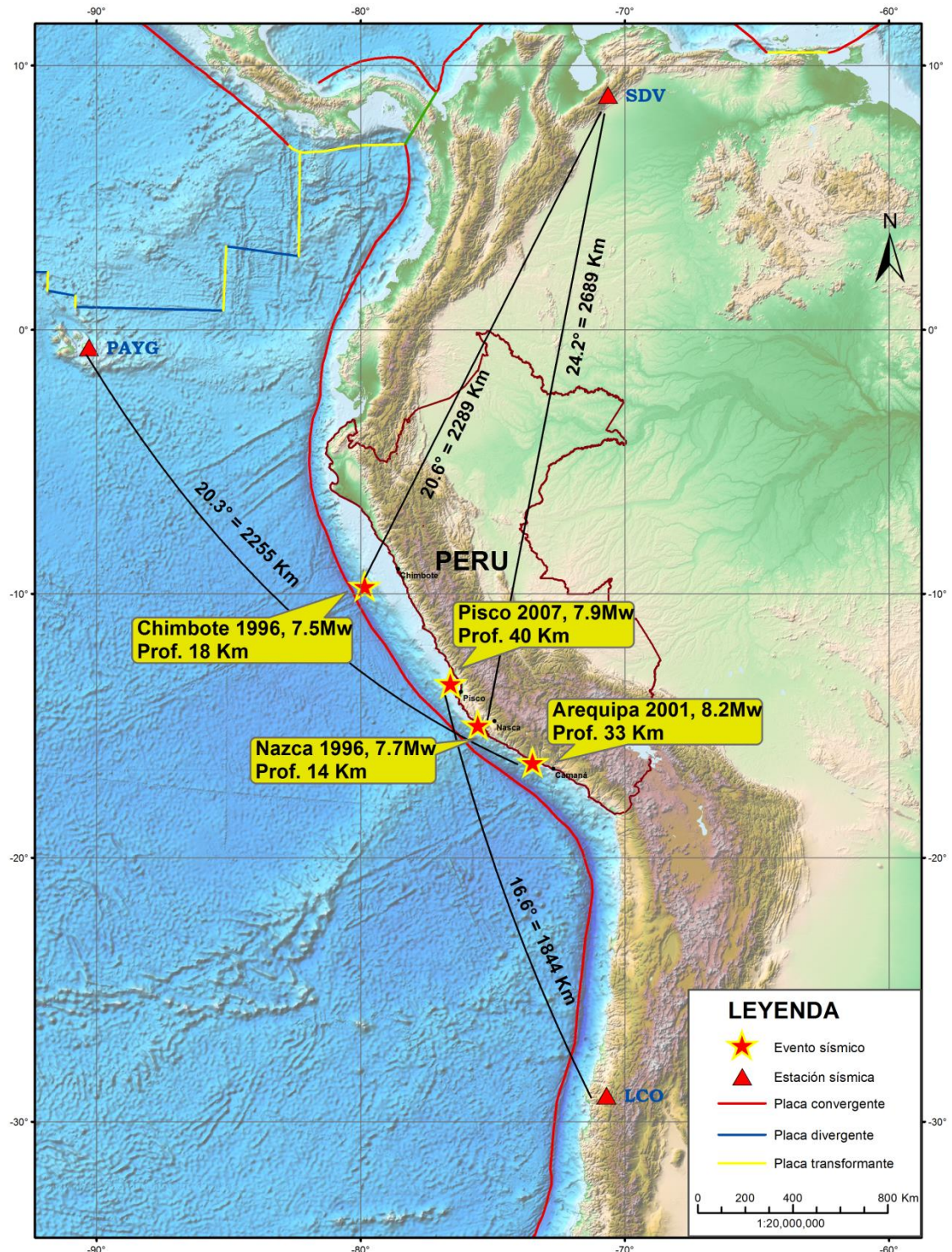


Figura 7.5: Epicentros de terremotos usados en el presente estudio y registrados en estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Mundial.

-Análisis espectral con la TCW: El análisis espectral de la TCW fue realizado para sismos ocurridos en el borde occidental del Perú y registros de las estaciones ubicados a distancias $\Delta \geq 15^\circ$: PAYG (Puerto Ayora, Isla Galápagos), LCO

(Observatorio Astronómico las Campanas, Chile) y SDV (Santo Domingo, Venezuela). En la Tabla 7.4, se presenta los valores de los parámetros sísmicos obtenidos en este estudio, los mismos que son mostrados en las Figuras 7.6 a 7.9.

Tabla 7.4: Valores de Frecuencia, maxEa y duración de ruptura para los terremotos de Chile 2010 y México 2014.

	Terremotos	Frecuencia (Hz)	MaxEa	Duración Rupt. (s)
Estación de registro SDV a 20.6° distancia epicentral	Chimbote 1996	0.3	37.3	99.5
Estación de registro SDV a 24.2° distancia epicentral	Nazca 1996	0.5	72.8	95.2
Estación de registro PAYG a 20.3° distancia epicentral	Arequipa 2001	0.3	31.3	188.5
Estación de registro LCO a 16.6° distancia epicentral	Pisco 2007	0.3	40.8	146.1

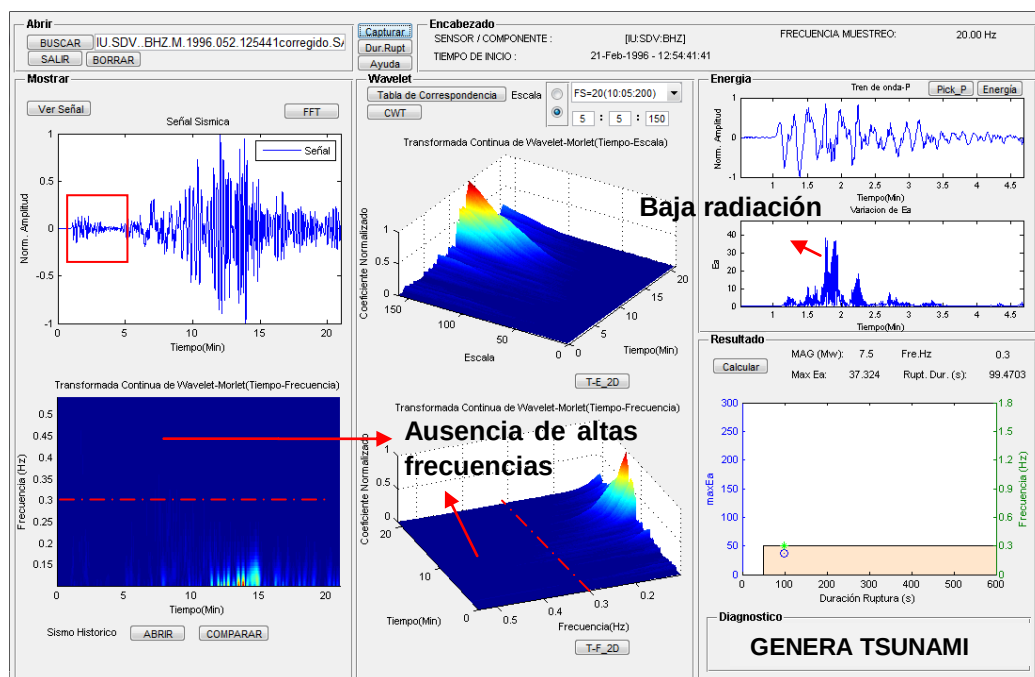


Figura 7.6: Análisis de la TCW para el Sismo de Chimbote 1996 (7.5Mw).

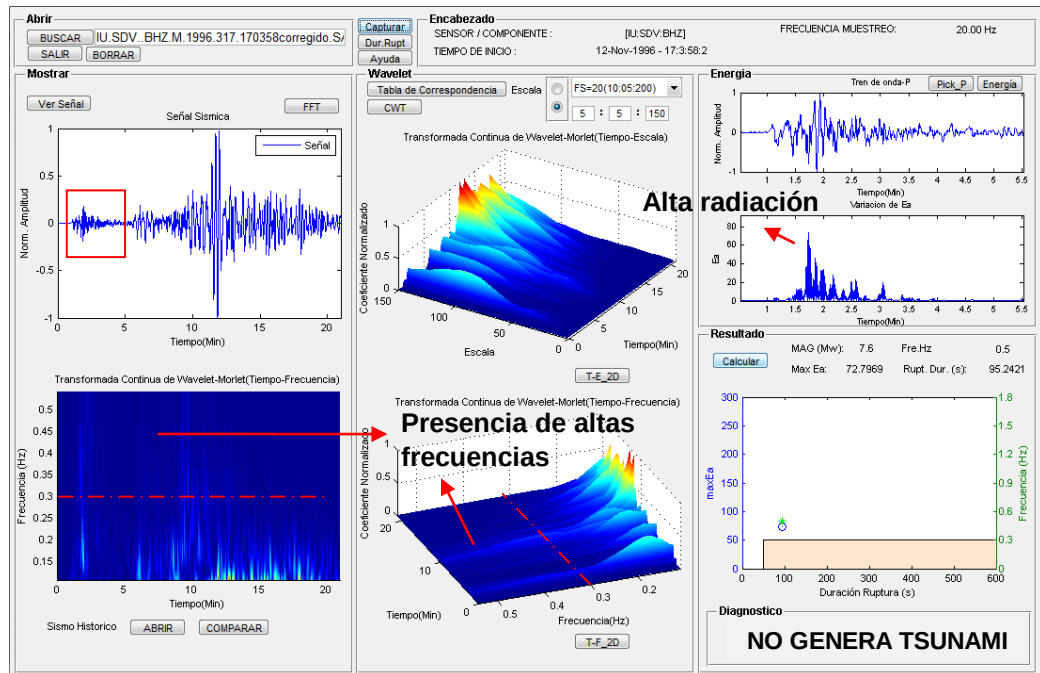


Figura 7.7: Análisis de la TCW para el Sismo de Nazca 1996 (7.7Mw).

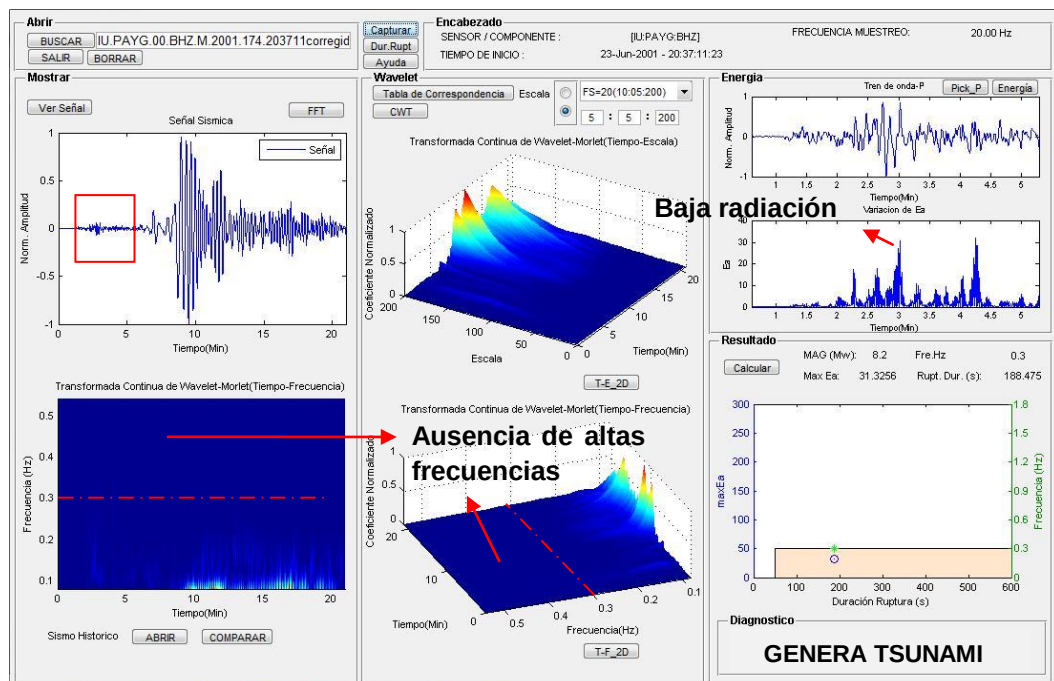


Figura 7.8: Análisis de la TCW para el Sismo de Arequipa 2001 (8.2Mw).

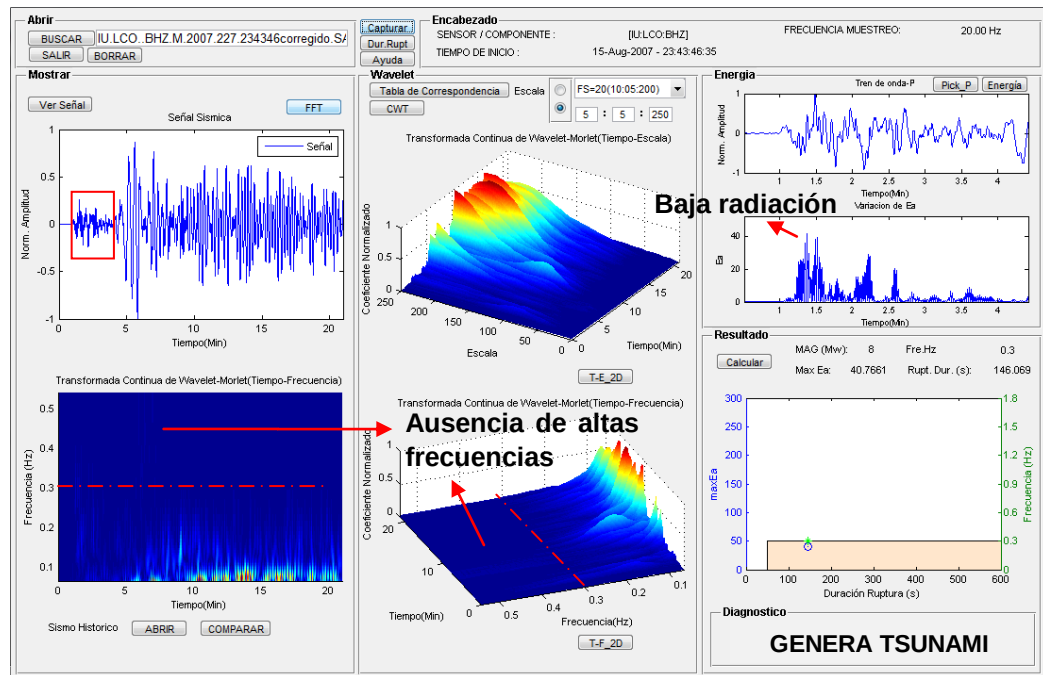


Figura 7.9: Análisis de la TCW para el Sismo de Pisco 2007 (7.9Mw).

De acuerdo a sus parámetros hipocentrales, todos los sismos ocurridos en el borde occidental del Perú son considerados como generadores de Tsunami, pero el sismo de Nazca de 1996 presenta diferencias marcadas, tal como se muestra en la Tabla 7.3.

Tabla 7.5: Descripción cualitativa de los parámetros encontrados para los terremotos de Arequipa 2001, Pisco 2007, Nazca 1996 y Chimbote 1996.

Figuras 6.8 al 6.11	Arequipa 2001, Pisco 2007 y Chimbote 1996	Nazca 1996
Contenido Frecuencial	Baja frecuencia	Alta frecuencia
Máxima energía irradiada (maxEa)	Baja radiación de energía liberado en tiempo largo	Alta radiación de energía liberado en tiempo corto
Duración de ruptura	Largo tiempo de duración de ruptura	Corto tiempo de duración de ruptura
Generador de Tsunami	Si	No

Los resultados mostrados en la Tabla 7.5 permiten llegar a las siguientes conclusiones:

- El sismo de Nazca de 1996 no generaría Tsunami, ya que su señal sísmica presenta frecuencias altas, alta radiación de energía y corta duración de ruptura.
- El sismo de Arequipa del 2001, presenta la ausencia de frecuencias altas, la presencia de baja radiación de energía y mayor duración de ruptura, por lo tanto, reúne todas las condiciones para generar Tsunami.
- El sismo de Pisco del 2007 generaría Tsunami, ya que su señal sísmica presentan la ausencia de frecuencias altas, la presencia de baja radiación de energía y larga duración de ruptura.
- El sismo de Chimbote de 1996 debe generar Tsunami, ya que su señal sísmica presenta la ausencia de altas frecuencias, la presencia de baja radiación de energía y larga duración de ruptura. (Ver Tabla 7.5)

Después de ocurrido los eventos sísmicos, ellos presentaron las siguientes características:

- 1.- El sismo de Arequipa del 2001 generó un Tsunami que afectó a las poblaciones costeras de Ocoña, Camamá, Quilca y Matarani con olas hasta de 8.0 metros de altura.
- 2.- Después de ocurrido el sismo de Pisco del 2007, se genera un Tsunami que produjo daños en las costas de Chíncha, Pisco y principalmente en Paracas con olas de hasta 10 metros de altura, llegando en menor proporción a las playas de Lima.
- 3.- El sismo de Chimbote de 1996, generó un Tsunami con olas de hasta ~5 metros de altura, dando como resultado fatal, la muerte de 12 personas, 54 heridos, 37 viviendas dañadas (15 totalmente destruidas) y 25 barcos perjudicados (2 destruidos).

Todos estos Tsunamis solo produjeron daños locales y no afectaron a países vecinos.

7.4 Discusión

Los Tsunamis locales y regionales representan un alto grado de amenaza en toda las zonas costaneras donde exista la presencia de convergencia de placas tectónicas, tal como ocurre entorno a la placa del pacifico, por lo tanto, es propenso a que algunos eventos sísmicos generen Tsunamis que puedan afectar la franja costanera del Perú; por lo tanto, es necesario y de importancia generar procedimientos que permitan emitir alertas para tomar medidas de gestión de riesgo.

La metodología propuesta en este estudio, cumple con este objetivo y permite identificar eventos generadores de Tsunami en base al análisis de la TCW en los registros sísmicos y así definir si el sismo genera o no Tsunami.

Ha quedado demostrado que solo los sismos con epicentro en el mar, magnitud $M_w \geq 7.0$, con contenido de bajas frecuencias, baja radiación de energía y larga duración en el proceso de ruptura, son potencialmente generadores de Tsunami; por lo tanto, a su ocurrencia se debe emitir la alerta respectiva.

El procedimiento propuesto en el presente estudio permite emitir alertas de Tsunami en un tiempo menor a 15 minutos, tiempo suficiente para que en todos los países o ciudades que se encuentren a distancias regionales puedan prever el posible daño a producirse.

CONCLUSIONES

Los protocolos de Alerta de Tsunami establece que los terremotos de foco superficial que presentan magnitudes $M_w \geq 7.0$ y epicentro en el mar, son potentes generadores de Tsunami, pero esta regla no se cumple, siendo necesario buscar otros procedimientos que permitan asegurar la ocurrencia de un terremoto que genere Tsunami. En este estudio se ha mostrado que la evaluación de parámetros como el contenido frecuencial, la energía sísmica irradiada en la fuente y la duración de ruptura permite identificar de manera acertada a los eventos generadores de Tsunami, lo cual facilitara con certeza emitir las Alertas de Tsunami a nivel regional en el borde occidental de América del sur.

De los resultados obtenidos, se desprenden las siguientes conclusiones:

- El proceso de convergencia de las placas, presente en todo el borde de la Placa del Pacífico, son la fuente generadora de sismos y de Tsunamis. El Perú forma parte de esta región y por lo tanto, la convergencia entre la placa de Nazca y Sudamérica da origen a sismos capaces de generar Tsunamis.
- No todos los terremotos con epicentro en el mar, con profundidad focal menor a 60 Km y magnitud $M_w \geq 7.0$, generan Tsunami y muchas veces se han emitido Alertas de Tsunami, sin que este peligro se haga presente.
- La TCW ha resultado ser una técnica acertada para discernir eventos GT, ya que solo requiere el registro del terremoto en una estación de banda ancha ubicada a distancias $\Delta \geq 15^\circ$ del epicentro del terremoto.
- La ocurrencia de Tsunamis a nivel mundial en los últimos 10 años, ha permitido considerar a los terremotos cuyos registros presentan bajo contenido frecuencial,

bajos valores de energía irradiada y gran duración de ruptura como potencialmente generadores de Tsunami. La TCW es la herramienta idónea para identificar estos parámetros en el registro del terremoto.

- La metodología propuesta en este estudio, que consiste en el análisis automático de señales sísmicas para identificar eventos sísmicos GT, ha sido integrada en el algoritmo AlerTsun.
- En retrospectiva, se ha aplicado la metodología propuesta a 16 sismos a distancias regionales ($\Delta \geq 15^\circ$) logrando discernir a los terremotos GT de aquellos que no cumplen con las condiciones establecidas. La certeza de la metodología fue al 100%.
- El algoritmo AlerTsun es un aporte importante para la Alerta temprana de Tsunamis regionales en el Perú y será integrado al Centro Nacional de Monitoreo Sísmico a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

RECOMENDACIONES

Según los resultados obtenidos a partir del análisis con la TCW, es posible identificar sismos generadores de Tsunami en tiempo real. Por esta razón es recomendable:

- Desarrollar otras metodológicas que a partir del análisis de señales sísmicas identifiquen sismos GT, y junto a esta metodología, brinden resultados mucho más confiables.
- Toda la costa a lo largo del Perú esta propensa a ser afectado por Tsunamis locales, regionales y lejanos; por ello, es necesario que las autoridades locales o regionales desarrollen gestiones de riesgo.

BIBLIOGRAFÍA

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.

Bernal, I. (2002). Aproximación de un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de Ingeniería U.N.S.A. 170 pg.

Bernal, I. (2000). “Características de la sismicidad en la región sur de Perú.” Revista de Trabajos de Investigación, C.DG-Biblioteca, Instituto Geofísico del Perú, p. 69-80.

Convers, J. y Newman, A. (2013). Rapid earthquake rupture duration estimates from teleseismic energy rates, with application to real-time warning. Geophysical Research Letters, Vol. 40, 1–5, doi: 10. 1002/2013GL057664.

Carpio, J. y Tavera, H. (2002). Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el Catalogo de Gusiakov. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V. 94, pp. 45-59.

Cortes, J y Medina, F. (2007). Del análisis de Fourier a las Wavelets. Universidad Tecnológica de Pereira, 34, ISSN 0122-1701.

Chew, S. H. y Kuenza, K. (2009). Detecting tsunamigenesis from undersea earthquake signals. J. Asian Earth Sciences, 36, 84–92, 2009.

Chamoli, A., Swaroopa R. V., Srivastava, K., Srinagesh, D. y Dimri, V.P. (2010). Wavelet analysis of the seismograms for tsunami warning. Nonlin. Processes Geophys, 17, 569-574.

Dalmayrac, B., Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints the state on stress. Earth and Plan. Sc. Let, 55, p.473-481.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophys. J. Int., 101, pp. 425-478.

De Castro, R. (2002). Análisis de la teoría de ondículas orientada a las aplicaciones en la ingeniería eléctrica: Fundamentos. Tesis de Ingeniería. E.T.S.I. Industriales. 80 pg.

DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú). Tsunamis. Revista de Tsunamis., v. 2010.

Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large historical earthquakes in Peru. Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 551-576.

Hara, T. (2007). Measurement of the duration of high – frequency energy radiation and its application to determination of the magnitude of large shallow earthquakes. Earth Planets Space, 59, 227–231.

Hasan A. K. y Mondal A. M. (2007). Final report of the Project: Tsunami vulnerability Assessment of the Growth Centers of the South-Eastern Bangladesh. Implemented by the National Oceanographic and Maritime institute (NOAMI).

Heras, H. y Tavera, H. (2002). Localización de áreas probables a ser afectadas por grandes sismos en el borde oeste de Perú: Estimación a partir de periodos de retorno local basado en distribución de valores de “b”. Centro Nacional de Datos Geofísicos, boletín de la S.G.P. p. 7-16.

James, D. (1978). Subduction of the Nazca plate beneath central Perú. Geology 6, 174-178.

Kuenza, K. (2010). Study of tsunamigenesis of earthquake. A thesis submitted for the degree of doctorate of philosophy. National University of Singapore. 368 pg.

Kumar, S. y Sushil, R. (2012). Timely Prediction of Tsunami Using under Sea Earthquake Signal. Proceedings of the International Conference on SocProS, AISC 131, pp. 1011-1018.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R.J., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauría, E., Fortes, L.P.S. (2003). The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change. Journal of South American Earth Sciences 16: 125-131.

Lay, T. y Kanamori, H. (2012). Depth-varying properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B04311, doi: 10.1029/2011JB009133.

Lockwood, O. G. y Kanamori, H. (2006). Wavelet analysis of the seismograms of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and its application to tsunami early warning, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(9), Q09013(1–10), doi: 10.1029/2006GC001272.

Lomax, A. y Michelini, A. (2009). Tsunami early warning using earthquake rupture duration. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L09306, doi: 10.1029/2009GL037223.

Marocco, R. (1980). Geologie des Andes Peruviennes, un segment E-W de la chaîne des Andes peruviennes : La déflexión d'Abancay. Etude géologique de la Cordillera orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel Sed du Pérou. Doc. O.R.S.T.O.M. 94 pg.

Mitsui, Y. y Yagy, Y. (2013). An interpretation of tsunami earthquake based on a simple dynamic model: Failure of shallow megathrust earthquake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1523–1527, doi:10.1002/grl.50266.

Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E. y Giard, D. (1982). Wave propagation and sampling theory-part 1: complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, 47(2), 203–221.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S. y Harrison, C. (1999). Deceleration Nazca South America and Nazca pacific Plate Motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, P3405-3408.

Newman, A. V. y Okal, E. A. (1998). “Tele-seismic estimates of radiated seismic energy: The E/Mo discriminant for tsunami earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, 103, 26, p. 885- 26, 898.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) Información sobre Tsunamis <<http://www.noaa.gov/>>.

Ordoñez, J. (2005). Calculo de la energía liberada por sismos a distancias telesísmicas mediante el método de la integral del espectro de potencia de las ondas de volumen. Tesis de Ingeniería, Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo. 72 pg.

Polo, T. (1904). Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima. Vol. VII-XVI, 323pags.

Potet, J. y Kanamori, H. (2000). Shallow subduction zone earthquakes and their Tsunamigenic potencial. Geophys. J. Int. 142, 684-702.

Pararas-Carayannis, G. (2011). Earthquake and Tsunami of 22 of mayo 1960 in Chile. <http://www.drgeorgepc.com/Tsunami1960.html>.

Satake, K. y Tanioka, Y. (1999). Source of tsunami and tsunamigenic earthquakes subduction zones. Pure and Appl. Geophys. 154, 467-483.

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. Instituto Geológico Minero del Perú, Lima, 131 pg.

Sebrier M., Mercier J., Mergad F. y Labaucher G. (1985). Quaternary fault and reverse faulting and the state or stress in the central Andes of Peru. Tectonics, 4, 739-780.

Shapiro, N. M., Singh, S. K. y Pacheco, J. (1998). A fast and simple diagnostic for identifying tsunamigenic earthquakes. Geophys. Res. Lett., 25(20), 3911–3914.

Stein, Seth y Okal, E.A. (2005). Speed and size of the Sumatra earthquake. Nature 434, p. 581-582, Doi: 10.1038/434581a.

Tavera, H. y Buforn, E. (2001). Fuente mecanismo de los terremotos en Perú. Diario de Sismología, 5, 519-540.

Tavera, H y Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica; Bufón, E y Udías A, (eds.), Física de la Tierra. Universidad Complutense de Madrid, 10, 187-219.

Tavera, H. y Agüero, C. (2011). Catalogo sísmico del Perú 1960-2011. Boletín del Centro Nacional de Datos Geofísicos-IGP, Lima.

Venkataraman, A. y Kanamori, H. (2004). Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 109: doi: 10.1029/2003JB002549.

Villegas, J. C. (2009). Processing and Analysis of the LISN permanent GPS network. Master's theses Université de Nice - Sophia Antipolis-France.

Ward, S.N. (2005). Tsunamis, *Encyclopedia of Physical Science and Technology* Academic Press.

Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soci. Am.*, 84(4), 974–1002.

Yauri, S. (2008). Detección, localización y análisis de sismos tsunamigénicos: Sistema de Alerta de Tsunamis Tremors. Tesis de Ingeniería, Universidad Nacional de San Agustín. 207 pg.

