POLITÉCNICA

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

E. T. S. INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

**DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE
TSUNAMIS COMO PARTE INTEGRAL DE LA OPERACIÓN
PORTUARIA**

TESIS DOCTORAL

AUTOR: JOSÉ MIGUEL MONTOYA RODRÍGUEZ

INGENIERO CIVIL

AÑO 2015

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL,
HIDRÁULICA Y ENERGÉTICA**

E. T. S. INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

**DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE
TSUNAMIS COMO PARTE INTEGRAL DE LA OPERACIÓN
PORTUARIA**

Autor: José Miguel Montoya Rodríguez

Ingeniero Civil

Director: D. Francisco Javier Martín Carrasco

Doctor Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

AÑO 2015

TESIS DOCTORAL

DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS COMO PARTE INTEGRAL DE LA OPERACIÓN PORTUARIA

Autor: José Miguel Montoya Rodríguez
Ingeniero Civil

Director: D. Francisco Javier Martín Carrasco
Doctor Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

TRIBUNAL CALIFICADOR

Presidente: D. Luis Garrote de Marcos
Catedrático de Universidad. ETSI Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Madrid

Secretario: D. Francisco Vicente Laguna Peñuelas
Profesor Emérito. ETSI Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Madrid

Vocal: D^a. Sandra Paola Bianucci
Jefe de proyecto. AQUATEC

Vocal: D^a. Angela Martinez Codina
Investigador/Proyectista. Canal de Isabel II. Madrid

Vocal: D^a. María del Carmen Llasat Botija
Profesora Titular de Universidad. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad de Barcelona

Acuerda otorgarle la calificación de:

Madrid, 25 de Enero de 2016

Agradecimientos

Especial agradecimiento he de patentizar a mis Directores de Tesis, Dr. Francisco Javier Martín Carrasco y Dr. Modesto Ortiz Figueroa, por su constante apoyo, acertada dirección y amistad, que significaron un estímulo para la consumación de este trabajo.

A las autoridades del Instituto Mexicano del Transporte de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, quienes me proporcionaron las facilidades necesarias para realizar en el Laboratorio de Hidráulica Marítima, la implementación y ejecución de los modelos numéricos, y la realización de las pruebas experimentales en modelo hidráulico.

A todos mis profesores de la Sección de Graduados de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura del Instituto Politécnico Nacional, y a todos mis profesores de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad Politécnica de Madrid, por la transmisión desinteresada de sus conocimientos, les patentizo mis agradecimientos.

A mis compañeros de la División de Ingeniería de Puertos y Costas del Instituto Mexicano del Transporte, mis agradecimientos por el valioso apoyo brindado durante la implementación y ejecución de los trabajos en modelo hidráulico y en los modelos numéricos.

A mis amigos Takeshi Soejima, Hiroshi Okamoto y Toshihiko Nagai, quienes me transmitieron conocimientos en el área de hidráulica portuaria, durante la vigencia del Proyecto del Centro Hidráulico Portuario de México, suscrito entre la Secretaría de Comunicaciones y Transportes y la Japan International Cooperation Agency.

Dedicatorias

Con amor y gratitud

A mi esposa: María de la Luz

A mis hijos: Citlalli y Josué

A mi nieto: Orlando

Con amor y gratos recuerdos

A mis padres: Miguel⁺ y María Auxilio⁺

Con afecto y gratos recuerdos

A mi Sensei (先生) en Hidráulica Portuaria e Ingeniería de Costas, Dr. Shoji Sato⁺

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN, MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	1
1.1	INTRODUCCIÓN..... 1
1.2	MOTIVACIÓN..... 5
1.3	HIPÓTESIS..... 9
1.4	OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN..... 10
1.5	ORGANIZACIÓN DE LA TESIS..... 11
CAPÍTULO 2. ESTADO DEL ARTE DE LA INVESTIGACIÓN SOBRE TSUNAMIS	13
2.1	INTRODUCCIÓN..... 13
2.2	ESTIMACIÓN DEL ORIGEN DEL SISMO CON INFORMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE LA FALLA 14
2.3	PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI MEDIANTE EL MÉTODO DE LOS RAYOS DE OLEAJE..... 15
2.4	LEY DE GREEN Y AMPLIFICACIÓN EN LA COSTA 16
2.5	FUENTES DE INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA SOBRE TSUNAMIS..... 16
2.6	CAUSAS QUE ORIGINAN LOS TSUNAMIS 18
2.6.1	ANTECEDENTES 18
2.6.2	TERREMOTOS SUBMARINOS..... 18
2.6.3	DESLIZAMIENTO DE TIERRA 18
2.6.4	ACTIVIDAD VOLCÁNICA 18
2.7	GENERACIÓN DE TSUNAMIS, ONDAS T E INFRASONIDO 19
2.7.1	TERREMOTO TSUNAMIGÉNICO..... 19
2.7.2	GENERACIÓN DE ONDAS T 20
2.7.3	GENERACIÓN DE INFRASONIDO..... 21
2.8	PERFIL INICIAL DEL TSUNAMI 21
2.8.1	MÉTODO DE PROPAGACIÓN INVERSA 21
2.8.2	USO DE PARÁMETROS DE FALLA..... 21
2.8.3	MODELO HETEROGÉNEO DE FALLA 22
2.9	PROPAGACIÓN EN MAR PROFUNDO..... 22
2.9.1	SUPOSICIÓN DE ONDAS LARGAS..... 22
2.9.2	VELOCIDAD DE FASE BAJO LA APROXIMACIÓN DE ONDAS LARGAS 23
2.9.3	EFFECTO DE DISPERSIÓN PARA TSUNAMIS DE ORIGEN LEJANO..... 23
2.9.4	USO DEL TÉRMINO IMAMURA 24
2.9.5	DISPERSIÓN DEBIDA A LA FUERZA DE CORIOLIS 25
2.9.6	EFFECTOS TOPOGRÁFICOS 25
2.10	TSUNAMIS EN EL MAR SOMERO..... 26
2.10.1	MECANISMO DE AMPLIFICACIÓN 26
2.10.2	FRENTE DEL TSUNAMI..... 27
2.10.3	FRENTE DE OLEAJE TURBULENTO EN LA COSTA (EDGE BORES)..... 27
2.10.4	ECUACIONES DE DISPERSIÓN NO LINEALES 28
2.11	RUNUP DE UN TSUNAMI EN TIERRA 28
2.11.1	ACERCAMIENTO TEÓRICO 28
2.11.2	SIMULACIÓN NUMÉRICA CON LA TEORÍA DE AGUAS SOMERAS 29
2.11.3	SIMULACIÓN HÍBRIDA 2D/3D..... 30
2.11.4	MEDICIONES DE AIDA, K Y κ 31

2.12	MECANISMOS Y ESTIMACIÓN DE DAÑOS.....	32
2.12.1	DAÑOS EN CASAS Y EDIFICIOS.....	32
2.12.2	IMPACTO DEL OLEAJE Y MATERIALES FLOTANTES.....	34
2.12.3	EROSIÓN DEBIDA A LA CORRIENTE INDUCIDA POR UN TSUNAMI.....	39
2.12.4	BARRERAS DE ARBOLES COMO PROTECCIÓN CONTRA LOS TSUNAMIS.....	42
2.13	TÓPICOS DE INVESTIGACIÓN EN EL FUTURO PRÓXIMO	43
CAPÍTULO 3. SISMOTECTÓNICA EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO		45
3.1	INTRODUCCIÓN	45
3.2	MARCO TECTÓNICO	45
3.3	EL BLOQUE DE JALISCO	46
3.4	SISMICIDAD	48
CAPÍTULO 4. ORIGEN, PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN DE TSUNAMIS		53
4.1	INTRODUCCIÓN	53
4.2	MECANISMO DE GENERACIÓN DE UN TSUNAMI.....	55
4.2.1	DEFINICIÓN DE LA AMPLITUD Y ALTURA DE LA OLA DEL TSUNAMI.....	56
4.2.2	DESPLAZAMIENTOS DEL FONDO MARINO Y DE LA SUPERFICIE DEL AGUA	57
4.2.3	PARÁMETROS DE LA FALLA Y DEFORMACIÓN DEL FONDO MARINO.....	58
4.2.4	EXPRESIONES PARA DEFINIR EL TAMAÑO DEL TERREMOTO	59
4.2.5	MÓDULO DE RIGIDEZ DE UN MEDIO CERCA DE LA FALLA	63
4.3	PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS	64
4.3.1	ECUACIONES QUE GOBIERNAN LA PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS.....	64
4.4	INUNDACIÓN	73
4.4.1	ACCIÓN DEL RUNUP TIERRA ADENTRO	77
4.4.2	COMPORTAMIENTO DEL RUNUP	78
4.4.3	MÉTODOS DE CÁLCULO DEL RUNUP	82
CAPÍTULO 5. SISTEMAS DE MEDICIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS TSUNAMIS.....		91
5.1	MEDICIÓN DE TSUNAMIS EN LA COSTA.....	91
5.2	MEDICIÓN DE TSUNAMIS EN ZONAS FUERA DE LA COSTA	98
5.3	MEDICIÓN DE TSUNAMIS EN AGUAS PROFUNDAS.....	99
5.4	OBSERVACIONES CON SATÉLITE.....	100
CAPÍTULO 6. SISTEMAS DE ALERTA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO		102
6.1	INTRODUCCIÓN	102
6.1.1	EVALUACIÓN DE RIESGOS	103
6.1.2	ALERTA	104
6.2	SISTEMAS Y CENTROS DE ALERTA.....	104
6.2.1	EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS EN EL PACÍFICO	105
6.2.2	EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE ALASKA Y LA COSTA OCCIDENTAL	107
6.2.3	LOS CENTROS DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DEL JAPÓN.....	107
6.2.4	LOS CENTROS DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE LA FEDERACIÓN DE RUSIA.....	108
6.2.5	EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE LA POLINESIA FRANCESA (CENTRE POLYNÉSIEN DE PRÉVENTION DES TSUNAMIS-CPPT)	109

6.2.6	EL SISTEMA NACIONAL DE ALARMA DE MAREMOTOS DE CHILE	109
6.2.7	EL SISTEMA NACIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS DE MÉXICO.....	110
6.2.8	OTROS SISTEMAS NACIONALES DE ALERTA DE TSUNAMIS	111
6.3	DATOS NECESARIOS PARA UN SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMIS.....	113
6.4	DATOS SÍSMICOS	113
CAPÍTULO 7. DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS PARA LOS PUERTOS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO		115
7.1	INTRODUCCIÓN	115
7.2	SEGMENTACIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA	115
7.3	CONFECCIÓN DEL UNIVERSO DE FUNCIONES DE GREEN	117
7.4	INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS	120
7.5	RESULTADOS DEL CÁLCULO DE TSUNAMIS SINTÉTICOS Y LA ALTURA MÁXIMA DEL TSUNAMI..	123
CAPÍTULO 8. EFECTOS DE LOS TSUNAMIS HISTÓRICOS EN LA HIDRODINÁMICA DEL PUERTO DE MANZANILLO, COLIMA		129
8.1	INTRODUCCIÓN	129
8.2	METODOLOGÍA	132
8.2.1	CALCULO DE TSUNAMIS SINTÉTICOS ORIGINADOS POR TERREMOTOS HISTÓRICOS	133
8.2.2	RESULTADOS DE LOS TSUNAMIS SINTÉTICOS	134
8.2.3	MODELO HIDRÁULICO.....	138
8.2.4	MODELO NUMÉRICO.....	143
8.2.5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	146
CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES		167
9.1	CONCLUSIONES GENERALES	167
9.2	APORTACIONES ORIGINALES DE LA TESIS.....	179
9.3	FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	179
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		181
ANEXO 1. HISTORIA DE LA OCURRENCIA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO Y EN MÉXICO		196
ANEXO 2. ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y TOPOGRAFÍA DEL OCÉANO		206
A2.1	SUBDUCCIÓN DE PLACAS	208
A2.2	FALLAS GEOLÓGICAS	210
ANEXO 3. PROGRAMA PARA CALCULAR TSUNAMIS SINTÉTICOS		216

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN, MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

<i>Figura 1. 1 Ilustración esquemática que compara las ondas sísmicas y las ondas de tsunamis. Ambos registros, sismogramas y mareogramas contienen información del campo de origen.</i>	<i>2</i>
<i>Figura 1. 2 Últimos 100 años de sismicidad en la costa occidental de México. Se indica el año y el área de ruptura de los sismos interplaca que han generado tsunamis.</i>	<i>6</i>
<i>Figura 1. 3 Esquema de operación de un observatorio de tsunamis. En la figura se presentan las observaciones de alta frecuencia del nivel del mar, captadas en el Puerto El Sauzal, Baja California, producto del tsunami generado por un sismo en la Isla Tonga en el Pacífico Sur el 3 de mayo de 2006.</i>	<i>9</i>

CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE DE LA INVESTIGACIÓN SOBRE TSUNAMIS

<i>Figura 2. 1 Porcentajes de áreas de investigación en la ciencia de los tsunamis.....</i>	<i>17</i>
<i>Figura 2. 2 Diagrama esquemático de los aparatos de generación de tsunamis utilizados por Takahashi</i>	<i>20</i>
<i>Figura 2. 3 Ejemplo de una función de vulnerabilidad</i>	<i>33</i>
<i>Figura 2. 4 Distribución de presiones con y sin solitones</i>	<i>34</i>
<i>Figura 2. 5 Series de tiempo de la presión de oleaje a lo largo de la superficie del fondo.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 2. 6 Distribuciones verticales de la presión del oleaje.....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 2. 7 Distribución vertical de la presión con el impacto de troncos</i>	<i>38</i>
<i>Figura 2. 8 Diagrama de Matsutomi para impactos de troncos</i>	<i>38</i>
<i>Figura 2. 9 Sección del mercado de pescados dañado en 1960</i>	<i>40</i>
<i>Figura 2. 10 Distribución de velocidades medidas y velocidades calculadas, generadas por el tsunami chileno de 1960 en la bahía de Kesen-numa</i>	<i>41</i>
<i>Figura 2. 11 Diagrama de Shuto para los efectos de las barreras costeras de árboles</i>	<i>43</i>

CAPÍTULO 3 SISMOTECTÓNICA EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

<i>Figura 3. 1 Marco tectónico del Bloque de Jalisco. Se señalan con detalle las características tectónicas y volcánicas principales, según Núñez Cornú, F. J. (2011).</i>	<i>47</i>
<i>Figura 3. 2 Mapa sismotectónico de la costa del Bloque de Jalisco, zonas de ruptura de los grandes terremotos y brechas sísmicas (gaps) existentes, según Núñez Cornú, F. J. (2011).</i>	<i>49</i>

CAPÍTULO 4 ORIGEN, PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN DE TSUNAMIS

Figura 4. 1	Formas de las ondas del tsunami de diciembre de 2004 ocurrido por el terremoto en Sumatra-Andaman, registrado en Male (figura superior) y en Phuket (figura inferior).	57
Figura 4. 2	Relación entre la magnitud del terremoto “M” y la magnitud del tsunami “m” (Hatori, 1977)	61
Figura 4. 3	Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en el tiempo	69
Figura 4. 4	Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.....	71
Figura 4. 5	Evolución de un oleaje rompiente turbulento de tsunami, propagándose hacia una estructura sumergida. Fuente: Huang. K. S, et. al, Taiwan, 2007	74
Figura 4. 6	Frente del oleaje rompiente turbulento del tsunami ocurrido en 1983 por el terremoto Nihonkai-Chubu en Japón: Fuente Shuto. N, Tohoku University, Japan, 2005.....	74
Figura 4. 7	Términos científicos relacionados con el Tsunami run up. Fuente: Tsunami International Information Center	75
Figura 4. 8	Términos relacionados con las características de los tsunamis, Fuente: The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan, 2002	76
Figura 4. 9	Acción del runup sobre una costa con topografía plana. Fuente http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf	77
Figura 4. 10	Acción del runup sobre una costa con acantilado. Fuente http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf	78
Figura 4. 11	Acción de un tsunami en una bahía en “V”. Fuente http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf	78
Figura 4. 12	Incidencia del Tsunami en el Acuario Ojika; Fuente: Foto tomada por S. Sato; In Tsunami Prevention Laboratory Research, Japan. Report No. 1	79
Figura 4. 13	Escena del tsunami ocurrido en 1964 en el Puerto Alberni BC en Alaska: Fuente: Foto tomada por D. H. Peregrine.....	79
Figura 4. 14	Formación de un oleaje rompiente turbulento originado por el tsunami ocurrido en Yatsumori, Japón en 1983 en el mar de Japón. Fuente: (Foto por N. Sasaki; Laboratorio de prevención de tsunamis, Reporte No. 1, p. p. 267).....	80
Figura 4. 15	Río Iwaki, Japón. Fuente: Foto por N. Nara; Laboratorio de prevención de tsunamis, Reporte No. 1, p. p. 267)	80
Figura 4. 16	Faro Scotch Cap destruido por el tsunami de 1946 ocurrido en las islas Auletianas.	81
Figura 4. 17	Un oleaje rompiente collapsing resultó de un oleaje rompiente turbulento nodular. Fuente: (Yeh, et al. 1989)	81
Figura 4. 18	Malla de diferencias finitas explícitas	84
Figura 4. 19	Ilustración de las variables involucradas en la fórmula de Shuto para el cálculo del runup por tsunamis	87
Figura 4. 20	Flujo de momento lineal por unidad de masa para el runup unidimensional de un tsunami: La solución analítica para un tsunami no rompiente aparece con línea negra (Carrier et al. 2003) y la solución de un runup de una rompiente turbulenta aparece con línea de color rojo.....	89

CAPÍTULO 5 SISTEMAS DE MEDICIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS TSUNAMIS

Figura 5. 1	Mareógrafo tipo mecánico con pozo tranquilizador.....	91
Figura 5. 2	Sensor de presión tipo burbuja.....	92
Figura 5. 3	Sensor tipo acústico.....	92
Figura 5. 4	Comparación de sensores tipo radar y tipo burbuja. Fuente: Source: Woodworth and Smith 2003.	94
Figura 5. 5	Sensor de marea tipo radar. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006).....	94
Figura 5. 6	Sensor de presión montado directamente en el mar. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006.	95
Figura 5. 7	Sensor de presión montado en un muelle en el puerto Stanley. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006.....	96
Figura 5. 8	Sistema de medición de Tsunamis con GPS.....	99
Figura 5. 9	Instrumentos de medición de Tsunamis.....	100
Figura 5. 10	Componentes de un sistema DART.....	101
Figura 5. 11	Localizaciones de la observación instrumental del tsunami ocurrido en diciembre de 2006 en el Océano Indico: Estaciones de sensores de marea (triángulos) y patrones de satélite (línea sólida). Fuente: Fuji. Y, y Satake. K (2007).	101

CAPÍTULO 7 DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS PARA LOS PUERTOS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

Figura 7. 1	Segmentación de áreas de ruptura en 189 mosaicos de 30x30 km localizados en la interplaca entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. La proyección superficial de los segmentos más cercanos a la Trinchera se hizo coincidir con la isobata de 4000 m. ...	118
Figura 7. 2	Los puntos rojos indican la ubicación de las 172 localidades en donde se obtuvieron las funciones de Green o tsunamis sintéticos. La separación promedio entre las localidades consecutivas ubicadas en la costa occidental de México es de 12 km.	119
Figura 7. 3	Representación matricial de la ecuación 7.4. $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j , x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j , y $b_i(t)$ corresponde al tsunami sintético en la localidad i	120
Figura 7. 4	Amplitud de la onda en la costa en función de la amplitud incidente en la isobata de 100 metros. Los círculos indican la amplitud calculada con el modelo de propagación de tsunamis.	122
Figura 7. 5	Tsunami sintético en la localidad 1 (Cabo San Lucas, B. C. S.).	125
Figura 7. 6	Tsunami sintético en la localidad 30 (Manzanillo Col.).....	125
Figura 7. 7	Tsunami sintético en la localidad 75 (Acapulco, Gro.).	126
Figura 7. 8	Tsunami sintético en la localidad 103 (Puerto Escondido, Oax.).....	126

- Figura 7.9 *Altura máxima alcanzada por el tsunami en la costa durante las 10 horas de propagación. La altura que se muestra es la altura corregida por el factor de amplificación de la ecuación (7.4). Los rectángulos indican los segmentos seleccionados en el vector “planos”. En el título de la figura se indica la magnitud del sismo potencial calculada con la ecuación (7.1) 127*
- Figura 7.10 *Altura máxima alcanzada por el tsunami en cada localidad. Es la misma altura del tsunami que aparece en la Figura 7.9; Nótese que en el eje horizontal se indica equiespaciadamente el número de la localidad y no la distancia entre localidades. .. 128*

CAPÍTULO 8 EFECTOS DE LOS TSUNAMIS HISTÓRICOS EN LA HIDRODINÁMICA DEL PUERTO DE MANZANILLO, COLIMA

- Figura 8.1 *Alturas de inundación en las costas de Colima y Jalisco. En la figura superior, las flechas sobre la costa indican la magnitud relativa de las alturas de inundación. En la figura inferior, los círculos indican la altura de inundación respecto al nivel del mar en el momento del tsunami. 130*
- Figura 8.2 *Las Brisas, Bahía de Manzanillo (sur), Col. Señalando con la mano derecha la marca que dejó el tsunami. Fuente: Ortiz, M. et. al. 1995 131*
- Figura 8.3 *Planos de falla que originaron el sismo de 9 de octubre de 1995, con magnitud $M_w = 8.1$ 135*
- Figura 8.4 *Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 9 de octubre de 1995, con magnitud $M_w = 8.1$ 135*
- Figura 8.5 *Planos de falla que originaron el sismo de 3 de junio de 1932, con magnitud $M_w = 8.2$... 136*
- Figura 8.6 *Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 3 de junio de 1932, con magnitud $M_w = 8.2$ 136*
- Figura 8.7 *Planos de falla que originaron el sismo de 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M_w = 8.1$ 137*
- Figura 8.8 *Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M_w = 8.1$ 137*
- Figura 8.9 *a) Disposición del tanque de olas en prototipo, b) Disposición del modelo hidráulico en el tanque de olas, c) Perfil de la onda solitaria a la profundidad de 34 m generada en el modelo hidráulico para el caso del tsunami del 9 de octubre de 1995, d) Se indica el tipo de sensores utilizados para la medición de los niveles del agua, e) Se indica el tipo de sensores utilizados para la medición de las componentes de la velocidad de las corrientes 141*
- Figura 8.10 *Patrón de las corrientes y curvas de elevación del nivel del agua en el interior del puerto de Manzanillo generadas por la acción del tsunami del 9 de octubre de 1995. 142*
- Figura 8.11 *Perfil del run up en la playa Las Brisas, generado por el tsunami del 9 de octubre de 1995 142*
- Figura 8.12 *Malla de cálculo para el modelo numérico MIKE 21 143*
- Figura 8.13 *Puntos de control para el análisis de sensibilidad del modelo numérico 144*
- Figura 8.14 *Resultados del análisis de sensibilidad para la calibración del modelo numérico tomando como referencia el caso del tsunami del 9 de octubre de 1995, a) Velocidades de entrada, b) Velocidades de salida 145*

<i>Figura 8. 15 Zonas y puntos de control para interpretar las velocidades de las corrientes originadas por los tsunamis considerados.</i>	<i>147</i>
<i>Figura 8. 16 a) - d) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo hidráulico. e) - h) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo numérico, generadas por el tsunami del 9 de octubre de 1995.....</i>	<i>148</i>
<i>Figura 8. 17 a) Índices de daño y sus correspondientes tipos de daño. b) Índice de daño observado y las velocidades de las corrientes inducidas por el tsunami</i>	<i>149</i>
<i>Figura 8. 18 Velocidades máximas de entrada y velocidades máximas de salida de las corrientes, generadas por el tsunami del 9 de octubre de 1995</i>	<i>150</i>
<i>Figura 8. 19 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 9 de octubre de 1995</i>	<i>152</i>
<i>Figura 8. 20 Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 9 de octubre de 1995</i>	<i>153</i>
<i>Figura 8. 21 Condición inicial del tsunami de 1995</i>	<i>154</i>
<i>Figura 8. 22 Velocidad límite de las corrientes relacionadas con la profundidad en la zona exterior del puerto.</i>	<i>154</i>
<i>Figura 8. 23 a) - d) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo hidráulico. e) - h) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo numérico, generadas por el tsunami del 3 de junio de 1932.....</i>	<i>156</i>
<i>Figura 8. 24 Velocidades máximas de entrada y de salida de las corrientes generadas por el tsunami del 3 de junio de 1932</i>	<i>157</i>
<i>Figura 8. 25 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 3 de junio de 1932</i>	<i>159</i>
<i>Figura 8. 26 Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 3 de junio de 1932.....</i>	<i>160</i>
<i>Figura 8. 27 a) - d) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo hidráulico. e) - h) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo numérico, generadas por el tsunami del 19 de septiembre de 1985.....</i>	<i>162</i>
<i>Figura 8. 28 Velocidades máximas de entrada y de salida de las corrientes generadas por el tsunami del 19 de septiembre de 1985</i>	<i>163</i>
<i>Figura 8. 29 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 19 de septiembre de 1985</i>	<i>165</i>
<i>Figura 8. 30 Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 19 de septiembre de 1985</i>	<i>166</i>

ANEXO 1. HISTORIA DE LA OCURRENCIA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO Y EN MÉXICO

<i>Figura A1. 1 Zonificación de la ocurrencia de tsunamis locales y distantes en México (según Farreras et. al., 1993).</i>	<i>200</i>
<i>Figura A1. 2 Localización de estaciones mareográficas, fecha, origen y número de tsunamis de origen local y lejano registrados a lo largo de la costa Occidental de México.</i>	<i>201</i>

<i>Figura A1. 3</i>	<i>Tsunami originado por el sismo de Jalisco-manzanillo ($M_w = 8.1$) en la Manzanilla, Jalisco, México, Octubre 9, 1995.....</i>	<i>205</i>
---------------------	--	------------

ANEXO 2. ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y TOPOGRAFÍA DEL OCÉANO

<i>Figura A2. 1</i>	<i>Corte esquemático de la estructura interna de la tierra [ATN, 2007]......</i>	<i>206</i>
<i>Figura A2. 2</i>	<i>Mapa de contornos del espesor de la corteza terrestre (en millas) [SGA, 2007]. ...</i>	<i>207</i>
<i>Figura A2. 3</i>	<i>Placas en la corteza de la tierra [SGA, 2007].</i>	<i>208</i>
<i>Figura A2. 4</i>	<i>Muestra global de zonas de subducción y localizaciones planeadas para la instalación de boyas DART II para la alerta de tsunamis [Eisenman, 2007].</i>	<i>208</i>
<i>Figura A2. 5</i>	<i>Detalle zona de subducción.....</i>	<i>209</i>
<i>Figura A2. 6</i>	<i>Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y A indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El echado (inclinación del plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo.</i>	<i>211</i>
<i>Figura A2. 7</i>	<i>Tipos fundamentales de fallas: a) Falla inversa b) Falla normal c) Falla de desgarre d) Rotacional (no ilustrada).....</i>	<i>212</i>
<i>Figura A2. 8</i>	<i>Esquema ilustrativo del mecanismo de generación de un maremoto o tsunami. ..</i>	<i>215</i>

LISTA DE TABLAS

CAPÍTULO 3 SISMOTECTÓNICA EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

<i>Tabla 3. 1 Relación de sismos históricos importantes en el Bloque de Jalisco</i>	<i>50</i>
---	-----------

CAPÍTULO 4 ORIGEN, PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN DE TSUNAMIS

<i>Tabla 4. 1 Magnitud “m” del tsunami definida por Imamura.....</i>	<i>60</i>
<i>Tabla 4. 2 Valores típicos de la magnitud, longitud de la falla y período del tsunami.</i>	<i>62</i>
<i>Tabla 4. 3 Valores estándar del módulo de rigidez del medio ubicado en la vecindad del foco donde se genera el terremoto</i>	<i>64</i>

CAPÍTULO 6 SISTEMAS DE ALERTA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO

<i>Tabla 6. 1 Tsunamis fatales/desastres de terremotos 1992-2011. Fuente: Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (2011).....</i>	<i>102</i>
--	------------

CAPÍTULO 7 DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS PARA LOS PUERTOS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

<i>Tabla 7. 1 Factores de amplificación para las 6 localidades</i>	<i>122</i>
--	------------

CAPÍTULO 8 EFECTOS DE LOS TSUNAMIS HISTÓRICOS EN LA HIDRODINÁMICA DEL PUERTO DE MANZANILLO, COLIMA

<i>Tabla 8. 1 Sismos históricos ocurridos en la costa occidental de México</i>	<i>134</i>
<i>Tabla 8. 2 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1995.....</i>	<i>146</i>
<i>Tabla 8. 3 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1932.....</i>	<i>155</i>
<i>Tabla 8. 3 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1985.....</i>	<i>161</i>

ANEXO 1. HISTORIA DE LA OCURRENCIA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO Y EN MÉXICO

<i>Tabla A1. 1 Mayor número de fatalidades ocurridas en el mundo por tsunamis en los últimos 200 años. Fuente [NGD, 2007] and [Bryant, 2001]</i>	<i>198</i>
<i>Tabla A1. 2 Resumen cronológico de tsunamis de origen local observados o registrados en la costa occidental de México (Sánchez y Farreras, 993)</i>	<i>202</i>

<i>Tabla A1. 3 Resumen cronológico de tsunamis de origen lejano recientes (después de 1950) registrados en la costa occidental de México (Sánchez y Farreras, 1993)</i>	<i>203</i>
<i>Tabla A1. 4 Tsunamis recientes observados o registrados en México en la costa occidental de México, Fuente: CENAPRED, agosto 2005</i>	<i>204</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolos con el alfabeto Romano:

a	Amplitud del Tsunami
a	Número de casas destruidas
B	Amplitud de un edificio
B	Ancho del canal
b	Distancia entre los rayos del oleaje
b_i	Forma de la onda de tsunami observada en la estación i th
c	Número de casas únicamente inundadas
C_0	Radio de la velocidad de propagación de una onda física a una artificial
C_D	Coeficiente de arrastre
CFL	Estabilidad de la solución numérica (Courant-Friedrich-Lewy Condition)
d_i	Magnitud de la dislocación
D	Profundidad instantánea de la columna de agua
F_D	Fuerza total
F_m	Impacto
f	Coeficiente de fricción
g	Aceleración gravitacional
G_{ij}	Función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j
H	Máxima amplitud de una simple cresta o valle de la onda de tsunami
H_m	Máximo valor de la altura del <i>runup</i> del tsunami del sitio local
$H_{máx}$	Máximo valor de la altura del <i>runup</i> del tsunami en toda el área
h	Profundidad del agua
h_C	Máximo de la profundidad de inundación medido en la pared del edificio con vista al mar
h_1	Profundidad aguas adentro
h_2	Profundidad aguas cercanas a la costa
hu^2	Máximo flujo de momento por unidad de masa
H_2	Valor máximo de las amplitudes dobles de la onda de tsunami
Im	Número de Imamura
i	Estación
J	Subfalla
J_n	Función de Bessel
K	Número de Courant
k	Parámetro relacionado con la rugosidad de la superficie terrestre

L	Longitud de la falla en kilómetros
I	Distancia total del <i>runup</i> (de la línea de playa inicial al máximo <i>runup</i>)
m	Coeficiente de rugosidad de Manning
M	Flujo en la dirección x
M_s	Magnitud de un terremoto, medida desde la amplitud de superficie de las ondas sísmicas
M_t	Magnitud del tsunami
M_w	Magnitud del momento del tsunami
M_0	Momento sísmico
N	Flujo en la dirección y
P_i	Fuerza total de impacto debida a la rompiente por elevación de marea
R	Máximo <i>runup</i> del oleaje
R	Distancia del campo del tsunami
R_{DH}	Porcentaje de daños en casas
t	Tiempo
T_e	Periodo predominante de un tsunami
U	Gasto por unidad de área lateral en la dirección longitudinal (X)
V	Gasto por unidad de área lateral en la dirección longitudinal (Y)
V_{A0}	Velocidad de aproximación en el momento de la colisión
V_s	Velocidad de la onda sísmica
X_j	Dislocación en cada subfalla

Símbolos con el alfabeto Griego:

α	Pendiente de la playa
β	Angulo de la playa
Δ	Distancia del epicentro del terremoto a la estación de mareas a lo largo de una línea sobre el océano
Δ_x	Longitud de malla
Δ_t	Paso de tiempo
η	Desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio
η_1	Altura del tsunami aguas adentro
μ	Módulo de rigidez del medio en la vecindad de la falla
ρ	Densidad del agua
τ_x, τ_y	Componentes horizontales del esfuerzo en las direcciones x e y
τ_x/ρ	Fricción del fondo en la dirección x
τ_y/ρ	Fricción del fondo en la dirección y

ψ	Altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia
ξ	Componente de flujo de masa en dirección meridional
λ	Componente de flujo de masa en dirección longitudinal
Ω	Velocidad angular del planeta

RESUMEN Y ABSTRACT

RESUMEN

En este trabajo se presenta el desarrollo de una metodología para obtener un universo de funciones de Green y el algoritmo correspondiente, para estimar la altura de tsunamis a lo largo de la costa occidental de México en función del momento sísmico y de la extensión del área de ruptura de sismos interplaca localizados entre la costa y la Trinchera Mesoamericana.

Tomando como caso de estudio el sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995 en la costa de Jalisco-Colima, se estudiaron los efectos del tsunami originados en la hidrodinámica del Puerto de Manzanillo, México, con una propuesta metodológica que contempló lo siguiente:

El primer paso de la metodología contempló la aplicación del método inverso de tsunamis para acotar los parámetros de la fuente sísmica mediante la confección de un universo de funciones de Green para la costa occidental de México. Tanto el momento sísmico como la localización y extensión del área de ruptura de sismos se prescribe en segmentos de planos de falla de 30 X 30 km. A cada uno de estos segmentos del plano de falla corresponde un conjunto de funciones de Green ubicadas en la isobata de 100 m, para 172 localidades a lo largo de la costa, separadas en promedio 12 km entre una y otra.

El segundo paso de la metodología contempló el estudio de la hidrodinámica (velocidades de las corrientes y niveles del mar en el interior del puerto y el estudio del runup en la playa) originada por el tsunami, la cual se estudió en un modelo hidráulico de fondo fijo y en un modelo numérico, representando un tsunami sintético en la profundidad de 34 m como condición inicial, el cual se propagó a la costa con una señal de onda solitaria.

Como resultado de la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, se realizó un análisis de riesgo para la definición de las condiciones operativas del puerto en términos de las velocidades en el interior del mismo, y partiendo de las condiciones iniciales del terremoto de 1995, se definieron las condiciones límites de operación de los barcos en el interior y exterior del puerto.

ABSTRACT

In this work is presented the development of a methodology in order to obtain a universe of Green's functions and the corresponding algorithm in order to estimate the tsunami wave height along the west coast of Mexico, in terms of seismic moment and the extent of the area of the rupture, in the interplate earthquakes located between the coast and the Middle America Trench.

Taking as a case of study the earthquake occurred on October 9, 1995 on the coast of Jalisco-Colima, were studied the hydrodynamics effects of the tsunami caused in the Port of Manzanillo, Mexico, with a methodology that contemplated the following

The first step of the methodology contemplated the implementation of the tsunami inverse method to narrow the parameters of the seismic source through the creation of a universe of Green's functions for the west coast of Mexico. Both the seismic moment as the location and extent of earthquake rupture area prescribed in segments fault planes of 30 X 30 km. Each of these segments of the fault plane corresponds a set of Green's functions located in the 100 m isobath, to 172 locations along the coast, separated on average 12 km from each other.

The second step of the methodology contemplated the study of the hydrodynamics (speed and directions of currents and sea levels within the port and the study of the runup on the beach Las Brisas) caused by the tsunami, which was studied in a hydraulic model of fix bed and in a numerical model, representing a synthetic tsunami in the depth of 34 m as an initial condition which spread to the coast with a solitary wave signal.

As a result of the hydrodynamics of the port of Manzanillo, a risk analysis to define the operating conditions of the port in terms of the velocities in the inner and outside of the port was made, taken in account the initial conditions of the earthquake and tsunami occurred in Manzanillo port in 1995, were defined the limits conditions of operation of the ships inside and outside the port.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN, MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son ondas gravitatorias generadas por una dislocación súbita del fondo marino que afecta de forma similar a la superficie del océano. Esta dislocación es lo que se conoce como condición inicial del tsunami. El origen de la dislocación puede ser sismotectónico o por deslizamiento de grandes masas de sedimento en el talud continental. Cuando ocurre un terremoto, se puede localizar muy rápidamente y en forma aproximada su epicentro. Sin embargo, la determinación de los parámetros de la falla tectónica que lo origina requiere de técnicas avanzadas de modelación numérica con el requerimiento de información detallada de campo. Sin suficiente información geológica medida, los parámetros precisos de la falla tectónica no pueden ser determinados. Debido a la falta de datos sísmicos históricos y debido a las pobres observaciones geológicas del océano, la localización precisa del epicentro y el mecanismo de la falla sísmica se siguen debatiendo (Lee et al, 2008; Yen et al, 2008). Por este motivo, para la costa occidental del Océano Pacífico de México se ha desarrollado un método que nos permita ayudar a identificar los parámetros de falla sin utilizar el método sísmico clásico. Una posible opción es el método de inversión de tsunamis que más adelante se detalla.

En la figura 1.1 se compara esquemáticamente la generación, propagación y observación de las ondas sísmicas y de las ondas de tsunamis. Ambas ondas sísmicas y de tsunamis observadas, no contienen únicamente información de los patrones de propagación y de la respuesta del instrumento de medición. En el caso de las ondas sísmicas es difícil distinguir los efectos de la propagación porque la estructura de la velocidad sísmica dentro de la tierra no se conoce completamente. Por otro lado, para las ondas de tsunamis, los efectos de la propagación se pueden calcular numéricamente utilizando información batimétrica, así como la respuesta de mareógrafos y sensores de presión cuando ocurren los tsunamis.

Si podemos separar estos efectos de las ondas observadas de los tsunamis, la única incógnita que queda es el campo que origina el tsunami.

La capacidad de medir, predecir y calcular las velocidades de flujo de agua que origina un tsunami es de importancia en la evaluación y en la mitigación de riesgos. Daños sustanciales se puede originar por los flujos de alta velocidad que origina un tsunami, en particular en los puertos y bahías, incluso cuando la altura de la ola es pequeña.

Figura 1. 1 Ilustración esquemática que compara las ondas sísmicas y las ondas de tsunamis. Ambos registros, sismogramas y mareogramas contienen información del campo de origen.

Por otra parte, cabe mencionar que el avance en el estudio de los depósitos del transporte de sedimentos originados por el tsunami, depende de la correcta interpretación y modelación numérica o hidráulica de las velocidades y aceleraciones del flujo de agua que origina el tsunami.

Para obtener resultados razonables de las simulaciones numéricas de propagación de un tsunami, es necesario tomar en cuenta tres importantes factores: la exactitud de las condiciones iniciales, la selección adecuada de las ecuaciones que gobiernan el fenómeno, y la definición de una apropiada malla de cálculo. Imamura y Goto (1988) centraron sus investigaciones en las ecuaciones que gobiernan el fenómeno, así como en el análisis de los errores que inevitablemente inducen las simulaciones numéricas. Algunos criterios para seleccionar las ecuaciones y tamaños de malla fueron propuestos por Shuto et al. (1990). Sin embargo, hay otro problema: la definición de la onda inicial del tsunami que se utiliza como condición inicial en los cálculos numéricos del tsunami. Aunque la condición inicial se puede calcular a partir de los parámetros de la falla (ver Figura A2.6) usando el modelo de Mansinha and Smylie (1971), la información de las ondas sísmicas no es suficiente para determinar todos los parámetros en un corto período de tiempo. Seis parámetros de la falla y la localización de la misma se utilizan para calcular la deformación del fondo del mar, la cual definirá la forma inicial de la onda del tsunami. Tres parámetros pueden estimarse a partir del método de Dziewonski et al. (1981). La magnitud o energía del terremoto se puede dar como una relación a través de otros tres parámetros: la longitud, ancho y dislocación de la falla. Para estimar estos parámetros es necesaria más información, esta información se refiere al área de la réplica del terremoto, y corresponde al área de la fuente del tsunami.

La localización y el tamaño de la fuente del tsunami comúnmente se asumen con los datos obtenidos por la información de las réplicas del terremoto. Sin embargo, si la obtención de dicha información requiere de varios días para obtener suficientes datos de las réplicas del terremoto para estimar el área de la fuente del tsunami, resulta necesario contar con un método de análisis en tiempo real que no utilice los datos de las réplicas del terremoto. El método necesario es el que se indica en este trabajo, y se utiliza para determinar los parámetros de la falla mediante el uso de datos de las ondas de tsunamis medidos con equipos (mareógrafos y/o sensores de presión). Aida (1972) propuso el método de inversión de tsunamis para estimar la dislocación sobre una falla utilizando ondas del tsunami medidas en estaciones mareográficas y su correspondiente función de Green, Satake (1987) mejoró el método para evaluar la heterogeneidad de la dislocación en una falla usando formas de ondas de tsunami en más estaciones. Los métodos de inversión de

tsunamis revelan que los terremotos tienen una distribución compleja de la dislocación. Sin embargo, todos los métodos asumen la localización fuente del tsunami, la cual generalmente es desconocida en los análisis en tiempo real.

En los últimos diez años el progreso en los métodos de procesamiento e interpretación de los registros de nivel del mar ha permitido ampliar la gama de aplicaciones importantes de esta información. La modelación avanzada de los registros de tsunamis generados por sismos que ocurrieron entre la costa occidental de México y la trinchera Mesoamericana ha permitido emplear el método inverso para la determinación de áreas de ruptura de dislocaciones cosísmicas y la determinación de desplazamientos verticales de la costa Ortiz et al. (2000a, b).

Estos resultados son importantes porque demuestran la relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica. Por ejemplo, la modelación tanto de la dislocación cosísmica como de los tsunamis asociados con los sismos de 1962 en Acapulco, permitió relocalizar y determinar la extensión y magnitud ($M_w = 7$) de estos eventos, mismos que son muy importantes para la estimación de riesgo sísmico en México. Los datos de los mareógrafos ubicados a decenas de kilómetros del área de la ruptura sísmica no han registrado directamente el desplazamiento cortical, sin embargo, los tsunamis registrados han sido extremadamente útiles para la estimación de la localización y extensión del área de ruptura, como en el caso del terremoto de 1957 ($M_w = 7.8$) en la costa Chica de Guerrero (Ortiz et al., 2000a) y del terremoto de 1881 ($M_w = 7.1$) en el golfo de Bengala (Ortiz y Bilham, 2003).

La relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica ha permitido a su vez el empleo satisfactorio de funciones de Green con fines de investigación para caracterizar la fuente sísmica en función de observaciones costeras de tsunami y de una segmentación adecuada del plano de falla (Satake, 1987; Ortiz y Bilham, 2003; Singh et al., 2006). Los resultados satisfactorios de los métodos de inversión de tsunamis dan la confianza para estimar la altura esperada de tsunamis empleando a la inversa los métodos inversos, es decir, empleando de manera directa la superposición de funciones de Green generadas por una segmentación adecuada del plano de falla.

1.2 MOTIVACIÓN

En este trabajo se pretende obtener un conjunto de tsunamis sintéticos para analizar sus efectos en el puerto de Manzanillo mediante la simulación numérica de propagación de tsunamis originados por sismos sintéticos similares a los que han ocurrido en la costa occidental de México en los últimos 100 años, en la Figura 1.2 se presenta la historia sísmica de la costa occidental de México durante los últimos 100 años.

La propagación de los tsunamis sintéticos se simulará numéricamente empleando las ecuaciones del modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979):

$$\begin{aligned}\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{V^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} &= 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} &= 0\end{aligned}\tag{1.1}$$

En estas ecuaciones, t es el tiempo, η representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio, g es la aceleración gravitacional, h es la profundidad media de la columna de agua y $D = (\eta + h)$ es la profundidad instantánea de la columna de agua. U y V son los gastos por unidad de área lateral en las direcciones longitudinal (x) y latitudinal (y) respectivamente, siendo m el coeficiente de rugosidad de Manning.

Se empleará el método de Goto et al., (1997), que resuelve las ecuaciones (1.1) mediante un esquema diferencias finitas centrales en mallas anidadas en donde se permite una condición de frontera móvil para simular la inundación o trepado del tsunami en tierra.

La validez del conjunto de ecuaciones (1.1) para simular la propagación de ondas barotrópicas se estableció desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932). Desde entonces las ecuaciones (1.1) han sido discutidas e ilustradas por un gran número de autores. Actualmente, el método utilizado para estimar la altura de ola esperada de tsunamis transoceánicos, consiste en la aplicación de la solución numérica de las ecuaciones de aguas someras. De los términos lineales en aguas profundas y de los términos no lineales cuando el tsunami incide cerca de la costa (e. g. Goto et al., 1997; Titov and González, 1997). Los métodos numéricos pueden ser diferentes pero los resultados son prácticamente iguales. Recientemente se han comparado con éxito los resultados de la solución numérica de las ecuaciones (1.1) con observaciones de tsunamis transoceánicos en mar abierto (Ortiz et al., 2000a). La propagación de tsunamis en batimetrías costeras muy irregulares se ha simulado con el conjunto de ecuaciones (1.1) y con la aproximación lineal de éstas según el caso (Ortiz et al., 2000b; Ortiz et al., 2000c; Ortiz & Bilham, 2003; Farreras et al., 2007; Singh et al., 2006; Fernández & Ortiz, 2007; Arreaga-Vargas et al., 2005). La condición de inundación (frontera móvil) en el método de Goto et al., (1997) se ha empleado con éxito para reproducir la inundación por tsunamis (Shuto et al., 1986; Takahashi et al., 1995).

Una parte integral del método de Goto et al., (1997), para simular la condición inicial del tsunami o la deformación inicial de la superficie del mar después del sismo, es el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). En este modelo de dislocación se calcula la deformación vertical del lecho marino en función del mecanismo focal del sismo, y a su vez, el modelo de propagación de tsunamis supone que la deformación vertical de la superficie del mar es igual a la deformación cosísmica del lecho marino.

La batimetría regional se tomará del banco de datos ETOPO-2 de Smith and Sandwell (1997) y la batimetría de la costa se obtendrá de las cartas de navegación de la Secretaría de Marina de México.

(1) Observaciones de Tsunami en Tiempo Real

La investigación para el diseño del sistema de observación de tsunamis en tiempo real se efectuó durante los años 2002-2004 en el marco del proyecto "Respuesta de la costa del Pacífico Oriental al impacto de tsunamis", Proyecto Interno del Departamento de Oceanografía Física de "EL CICESE". Por su parte, el Instituto Mexicano del Transporte, ha venido instalando estos observatorios de tsunamis en la costa occidental de México como parte de la Red Nacional de Estaciones Oceanográficas y Meteorológicas para la

seguridad portuaria, ver el detalle en la página WEB del Instituto Mexicano del Transporte (<http://www.imt.mx/SITIO%20WEB/Coordinaciones/Ing%20Portuaria/index.html>).

El equipo con el que operan los observatorios de tsunamis en tiempo real consta de un sensor de presión que puede ser instalado en aguas costeras. El instrumento opera a frecuencia de 16 Hz con resolución de 0.002% de la profundidad, lo que permite detectar variaciones de 2 milímetros en el nivel del mar cuando el instrumento se instala a una profundidad de 100 metros. El sensor de presión no opera con baterías internas y no tiene memoria. La corriente eléctrica se le suple mediante un cable de 4 hilos que a su vez permite la comunicación digital con el instrumento vía un puerto serie RS232 conectado a una computadora (PC). La longitud del cable puede ser de hasta 1000 metros. La computadora (portátil o de escritorio) envía los datos vía Internet a uno o a varios servidores encargados de mantener disponible la información del nivel del mar en una página de Internet en tiempo real. Este sistema de observación del nivel del mar ha estado operando a partir de septiembre del 2004 en el Puerto de El Sauzal, Baja California (ver <http://observatorio.cicese.mx>). En la Figura 1.3 se muestra un esquema de operación del Observatorio Tsunamis en Tiempo Real.

Las observaciones de nivel del mar de alta frecuencia en tiempo real mediante una red de observatorios costeros de tsunamis, son indispensables para confirmar o descartar la generación de un tsunami regional dentro de los primeros minutos después de haber ocurrido el sismo. En caso de que se confirme la generación del tsunami, será posible estimar en pocos minutos tanto el tiempo de arribo del tsunami como la altura con la que éste se propagará en la región. Esta información es de vital importancia ya sea para promover una evacuación que minimice la pérdida de vidas o para evitar evacuaciones innecesarias que consecuentemente ocasionan pérdidas económicas. Se consideran tsunamis regionales para México los que se generan en las costas del continente Americano, por lo que es importante contar con la colaboración de todos los países vecinos para instalar y operar observatorios de tsunamis.

Los datos de estos instrumentos deberán estar disponibles para todos los países en tiempo real, así como el resultado del análisis de estos datos. La eficacia de un sistema de alerta depende de la rapidez con la que se estime la magnitud y localización del sismo, y depende también de la rapidez con la que los datos de nivel del mar de alta frecuencia puedan ser transmitidos y analizados. Los minutos y segundos son significativos en todo sistema de alerta. La iniciativa de México será un ejemplo para la colaboración regional, y el "Sistema de Alerta" podría exportarse a los diferentes países que lo requieran.

La motivación de la presente Tesis Doctoral es el desarrollo de un procedimiento que permita obtener un universo de funciones de Green y el algoritmo correspondiente, para estimar la altura de tsunamis a lo largo de la costa occidental de México en función del momento sísmico y de la extensión del área de ruptura de sismos interplaca localizados entre la costa y la Trinchera Mesoamericana.

Figura 1. 3 Esquema de operación de un observatorio de tsunamis. En la figura se presentan las observaciones de alta frecuencia del nivel del mar, captadas en el Puerto El Sauzal, Baja California, producto del tsunami generado por un sismo en la Isla Tonga en el Pacífico Sur el 3 de mayo de 2006.

1.3 HIPÓTESIS

Como hipótesis en esta Tesis se plantean las siguientes:

Mediante la aplicación del método inverso de tsunamis en la costa occidental de México, es posible obtener tsunamis sintéticos que determinen el tiempo de arribo y la altura de un tsunami, en otros sitios retirados del sitio donde ocurra un sismo tsunamigénico en la misma costa occidental de México.

Apoyándose en la información de tsunamis sintéticos que proporcione un sistema de alerta de tsunamis, como el indicado en el inciso anterior, es posible analizar las velocidades de

las corrientes en el interior de un puerto, como una variable importante en la definición de las políticas de operación de las terminales portuarias cuando ocurre un tsunami.

1.4 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los objetivos que se alcanzarán con la Tesis de Doctorado son los siguientes:

(1) Objetivo general

Presentar una propuesta metodológica para estimar en pocos minutos a lo largo de la trinchera mesoamericana de la costa occidental de México, tanto el tiempo de arribo como la altura de ola esperada del tsunami.

(2) Objetivo específico

Tomando como caso de estudio el Puerto de Manzanillo de México, se aplicarán métodos rápidos (métodos inversos de tsunamis) para acotar los parámetros de la fuente sísmica para los sismos tsunamigénicos y para estimar en pocos minutos la altura esperada y el tiempo de arribo de tsunamis regionales en la costa occidental de México, así como para estimar los efectos de las corrientes que se originen en el acceso e interior del puerto de Manzanillo por la ocurrencia de tsunamis.

Tomando como caso de estudio el sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995 en la costa de Jalisco-Colima, se estudiarán los efectos del tsunami originados en la hidrodinámica del Puerto de Manzanillo, México, con una propuesta metodológica que contemple los siguientes objetivos:

- El primer paso de la metodología contempla la aplicación del método inverso de tsunamis para acotar los parámetros de la fuente sísmica mediante la confección de un universo de funciones de Green para la costa occidental de México. Tanto el momento sísmico como la localización y extensión del área de ruptura de sismos se prescribe en segmentos de planos de falla de 30 X 30 km. A cada uno de estos segmentos del plano de falla corresponde un conjunto de funciones de Green ubicadas en la isobata de 100 m, para 172 localidades a lo largo de la costa, separadas en promedio 12 km entre otra.

- El segundo paso de la metodología contempla el estudio de la hidrodinámica (velocidades de las corrientes y niveles del mar en el interior del puerto y el estudio del runup en la playa) originada por el tsunami, la cual se estudió en un modelo hidráulico de fondo fijo y en un modelo numérico, representando un tsunami sintético en la profundidad de 34 m como condición inicial, el cual se propagó a la costa con una señal de onda solitaria.

Como resultado de la Tesis Doctoral, se planterán nuevas líneas de investigación para el futuro.

1.5 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

La Tesis se ha estructurado en nueve capítulos y tres anexos.

Contenido de los Capítulos:

- El Capítulo primero incluye la introducción, la motivación, los objetivos generales y particulares de la investigación.
- En el Capítulo segundo se incluye el estado del arte de la investigación sobre tsunamis, destacando la estimación del origen del sismo con información de los parámetros de la falla, métodos para la propagación de tsunamis y el cálculo del runup de tsunamis en la costa.
- En el Capítulo tercero se incluye la sismotectónica en la costa occidental de México, haciendo énfasis al bloque Jalisco-Colima.
- En el Capítulo cuarto se incluye los mecanismos de generación, de la propagación y de inundación en la costa de un tsunami.
- En el Capítulo quinto se incluyen los sistemas de medición de las características de los tsunamis en la costa, en zonas fuera de la costa, en aguas profundas, y se presentan los métodos de observación de tsunamis con satélites.
- En el Capítulo sexto se incluyen las características de los centros de alertas de tsunamis en el mundo, incluyendo el de México.

- En el Capítulo séptimo se incluye el diseño de un sistema regional de alerta de tsunamis para los puertos de la costa occidental de México, basado en la información de los últimos 100 años de sismicidad, y se describe la aplicación del método inverso de tsunamis para la confección de funciones de Green.
- En el Capítulo octavo se incluyen el estudio y el análisis de los efectos de los tsunamis históricos en la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, Colima, haciendo énfasis al sismo ocurrido el 3 de junio de 1932, al sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995 y al sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985, que originaron tsunamis en la costa occidental de México.
- En el Capítulo noveno se exponen las conclusiones del trabajo realizado, las aportaciones originales y las posibles líneas de investigación futura.

Contenido de los anexos:

- En el Anexo 1, se incluye la historia de la ocurrencia de tsunamis en el mundo y en México.
- En el Anexo 2, se incluye la estructura de la tierra y topografía del océano.
- En el Anexo 3, se presenta el programa de cómputo para calcular tsunamis sintéticos en la costa occidental de México.

CAPÍTULO 2. ESTADO DEL ARTE DE LA INVESTIGACIÓN SOBRE TSUNAMIS

2.1 INTRODUCCIÓN

La investigación de los tsunamis comenzó en Japón en 1933 cuando golpeó el gran tsunami Sanriku en Showa, (Shuto Nobuo, 2009).

Hasta 1960, el progreso fue lento, pero el acercamiento teórico fue llevado a cabo por algunos pioneros como la ciencia de los tsunamis. Después del tsunami Chileno de 1960, apareció la ingeniería de los tsunamis para tratar los riesgos actuales. En este tiempo, fueron dos los países donde se llevó a cabo la investigación de los tsunamis, Japón y Estados Unidos de Norteamérica (EUA).

En 1970, los investigadores de EUA, a excepción de las personas que pronostican, se cambiaron a otro campo de estudio como lo es la ingeniería oceánica. En 1968, un tsunami local golpeó la costa del Pacífico en Japón y fue casi perfecta la prevención hecha por estructuras costeras construidas después del tsunami Chileno. Entonces, no fue fácil continuar con la investigación en Japón. Bajo estas condiciones y apoyados con una computadora de alta velocidad y con el método Mansinha-Smylie para determinar el perfil inicial de un tsunami, ambos aparecieron en 1970, la ciencia de los tsunamis comenzó con un progreso a grandes pasos con pocos investigadores.

En 1983 cuando un gran tsunami golpeó la costa de Japón y provocó enormes daños, la gente en EUA fue alertada y el número de investigadores en Japón, empezó a incrementar, en el campo de la ciencia y la ingeniería.

En septiembre de 1992, el primer equipo internacional de inspección (ITST) se formó para estudiar el tsunami de Nicaragua. Después en diciembre del mismo año, otro tsunami golpeó las Islas Flores en Indonesia y el ITST ya estaba organizado. En julio de 1993, un gran tsunami ocurrió en el mar de Japón. Esta frecuente ocurrencia de desastres de tsunami provocó que se incrementara el número de investigadores en el mundo. Sabiendo el hecho de que el tsunami de 1993 sobrepasó las estructuras hechas por el hombre, se confirma que la acción del mismo es de vital importancia para una emergencia. Esto aceleró la participación de científicos sociales, con énfasis en la educación pública.

Cada vez que un tsunami ocurre, la investigación de éstos, muestra un progreso y los residentes renuevan su alertamiento. No obstante, en un lapso de tiempo, cambios en las

generaciones y experiencias fuertes se irán perdiendo. Entonces, un nuevo tsunami reclamará nuevas víctimas. No solo los habitantes de la costa si no también los investigadores de tsunamis pueden resistir esta tendencia, la pérdida de memoria y la técnica de prevención.

En razón de lo anterior, en este capítulo se presenta el estado del arte de la ciencia de los tsunamis.

2.2 ESTIMACIÓN DEL ORIGEN DEL SISMO CON INFORMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE LA FALLA

Los datos de tsunamis se pueden utilizar para estudiar los procesos del campo de los terremotos por un camino muy similar que el utilizado en las ondas sísmicas. Abe (1973) analizó el tiempo de arribo de tsunamis y los datos del primer movimiento del terremoto ocurrido en 1968 en Tokachi-oki, Japón.

Por un dibujo inverso de diagramas de refracción para cada estación, Abe estimó después del terremoto, el área de origen del tsunami con mucha aproximación. Desde el primer movimiento de las ondas del tsunami, la superficie inicial del agua se estimó como un levantamiento en la frontera Sureste y con una subsidencia en la frontera Noroeste. Este patrón es muy similar a la deformación vertical del fondo debido a la falla, la cual fue independientemente estimada por análisis sismológicos. Con este procedimiento se han realizado muchas simulaciones numéricas de tsunamis alrededor del Japón (e.g., Aida, 1978).

Los mejores modelos de fallas fueron obtenidos por comparaciones de prueba y error de las formas de la onda del tsunami observada y calculada o por alturas de la onda de tsunami de la costa. Las formas de la onda del tsunami registradas con sensores de marea fueron invertidos para estimar la distribución del deslizamiento sobre la falla (Satake, 1989). En este método, el plano de falla se divide primeramente en varias subfallas, y la deformación del fondo del océano se calcula para cada subfalla con una unidad de cantidades del deslizamiento. Usando esto como una condición inicial, la forma de onda del tsunami se calcula numéricamente sobre la batimetría. Las formas de las ondas del tsunami observadas se expresan como una superposición de las formas de las ondas calculadas para cada una de las subfallas como sigue:

$$G_{i,j}(t) \cdot x_j = b_i(t) \quad (2.1)$$

Donde $G_{i,j}(t)$ es la forma de la onda calculada como una función del tiempo t , o función de Green, en la estación i th de la subfalla j th; x_j es la cantidad del deslizamiento de la subfalla j th; y $b_i(t)$ es la forma de la onda de tsunami observada en la estación i th. El deslizamiento x_j sobre cada subfalla se puede estimar por inversión de mínimos cuadrados de las ecuaciones antes señaladas.

La inversión de la forma de la onda del tsunami ha sido aplicada por muchos investigadores para terremotos de gran intensidad, entre los que se pueden mencionar los siguientes:

En las islas Aleutianas, Alaska (Johnson, 1999), en el Norte de Japón (Satake, 1989; Tanioka et al., 1995), Nankai, Japón (Satake, 1993; Tanioka y Satake, 2001a, 2001b), y el terremoto de Sumatra-Andaman (Fujii y Satake, 2007).

2.3 PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI MEDIANTE EL MÉTODO DE LOS RAYOS DE OLEAJE.

Si la longitud de la onda del tsunami es mucho menor que la escala de heterogeneidad de su velocidad de propagación, o el cambio de profundidad, es posible aplicar la teoría geométrica del rayo de la óptica. Los frentes de la onda de propagación del tsunami se pueden dibujar sobre la base del principio de Huygens. Dicho diagrama es llamado “diagrama de refracción”.

Los diagramas de refracción se pueden preparar para la mayoría de los tsunamis, y se pueden utilizar como alerta de tsunamis; tan pronto el epicentro haya sido conocido, los tiempos de arribo del tsunami pueden ser fácilmente estimados.

Los diagramas de refracción también se pueden dibujar de la costa hacia aguas profundas. A estos diagramas se les llama “diagramas de refracción inversa” y son utilizados para estimar el área del campo de origen del tsunami. En este caso, los frentes de onda o los rayos se trazan hacia atrás para el correspondiente tiempo de viaje (Miyabe, 1934). Los frentes de onda trazados desde cada estación observada llegan a la zona de origen del tsunami.

2.4 LEY DE GREEN Y AMPLIFICACIÓN EN LA COSTA

De la ley de conservación de la energía a lo largo del rayo de oleaje, se puede demostrar que:

$$b_0 h_0^{1/2} a_0^2 = b_1 h_1^{1/2} a_1^2 \quad (2.2)$$

Donde h es la profundidad del agua, b es la distancia entre los rayos, a es la amplitud del tsunami, y los subíndices 0 e 1 indican dos diferentes localidades. Si la amplitud del tsunami en la localidad 0 (e. g., aguas profundas) es conocida, la amplitud del tsunami después de la propagación se puede estimar con la siguiente ecuación:

$$a_1 = \left(\frac{b_0}{b_1} \right)^{1/2} \left(\frac{h_0}{h_1} \right)^{1/4} a_0 \quad (2.3)$$

La ecuación anterior se conoce como ley de Green. La relación $\frac{b_1}{b_0}$ representa la dispersión de los rayos, la cual se puede obtener gráficamente de los diagramas de refracción. Nótese que la ecuación anterior no toma en cuenta la reflexión del oleaje ni las ondas con crestas perpendiculares a la costa (edge waves en idioma inglés).

2.5 FUENTES DE INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA SOBRE TSUNAMIS

En 2005, el Dr. Robert Wiegel compiló "Fuentes de Información sobre los Tsunamis". La compilación se ha puesto a disposición a través de un sitio Web y se ha publicado como una cuestión de la ciencia de los tsunamis. La compilación de referencias se les ha adicionado palabras clave y se les han asignado las descripciones de los temas específicos, con objeto de examinar el tópico y la profundidad de las publicaciones de la ciencia de los tsunamis.

La revisión indicó que en la investigación de los tsunamis participan las siguientes ocho principales disciplinas científicas: Geología, Sismología, ciencias de los tsunamis, Ingeniería, Gestión de Desastres, Meteorología y Comunicaciones. Estas disciplinas se han subdividido en muchos temas de actualidad y los resultados fueron tabulados en el reporte del Wiegel (Keating. B. H., 2006).

Los temas con mayor número de publicaciones se encuentran ubicados en los siguientes tópicos: terremotos tsunamigénicos, modelos numéricos, trabajos de campo, Ingeniería de modelos hidráulicos en puertos, bahías y en playas abiertas, energía de los tsunamis, seminarios de tsunamis, centros de alerta de tsunamis, instrumentación, catálogos de tsunamis ocurridos, mitigación de los desastres de los tsunamis, evaluación de riesgos por tsunamis, consecuencias de los tsunamis en los seres humanos, y la ayuda prestada a las comunidades dañadas por tsunamis.

Varias áreas de investigación se han identificado como probables direcciones para futuras investigaciones, entre ellas destacan las siguientes: estudios de paleotsunamis, evaluación de riesgos, instrumentos de medición, modelos numéricos de los terremotos y de los fenómenos asociados a los tsunamis, en particular el tsunami ocurrido en el 2004 en el Océano Indico.

En la Figura 2.1 se indica un diagrama de distribución de publicaciones de tsunamis por disciplina científica. Los números de la figura indican los porcentajes del total.

Figura 2. 1 Porcentajes de áreas de investigación en la ciencia de los tsunamis.

2.6 CAUSAS QUE ORIGINAN LOS TSUNAMIS

2.6.1 ANTECEDENTES

Thucydides, un historiador griego, fue la primera persona que registró un tsunami y pensó que el tsunami fue generado por un terremoto. En verano de 426 A. C. durante la guerra Peloponesia, el mar retrocedió después de un terremoto, y posteriormente una gran ola golpeó la ciudad de Orobiae en la costa Noroeste de la Isla Eubea. Una parte de la ciudad fue arrasada y se convirtió en mar. En la Isla de Atlanta al otro lado del estrecho también fue golpeada por el tsunami. Una parte de las fortificaciones Ateneas fueron destruidas. Thucydides consideró que la fuerza total del terremoto, sacó el agua del mar de la costa y después repentinamente el mar regresa de nuevo más violentamente.

2.6.2 TERREMOTOS SUBMARINOS

Muchas de las causas de los tsunamis son los terremotos submarinos. No es el movimiento de la tierra sino el desplazamiento vertical del fondo del mar el que genera los tsunamis. Esta es la regla para los terremotos tsunamigénicos.

2.6.3 DESLIZAMIENTO DE TIERRA

Los deslizamientos de tierra también pueden generar tsunamis. La Bahía de Lituya en Alaska experimenta repetidamente grandes tsunamis locales, en 1958, 1936, 1899, 1853 – 1854 y probablemente en 1900. Esta bahía tiene cerca de 11 kilómetros de largo por 1 kilómetro de ancho y 169 m de profundidad. El 10 de julio de 1958, un terremoto causó que 30 millones de metros cúbicos de rocas que pesaban 90 millones de toneladas, se desplazaran del Noreste de la costa a una altura promedio de 600 m, con dimensiones de 700 m a 900 m y una altura promedio de 90 m. El deslizamiento de roca forzó que el agua se elevara hasta llegar a la altura de 520 m en el lado opuesto de la costa. Posteriormente, el agua corrió hacia abajo dentro de la bahía para formar un gran tsunami de una altura de 30 m en la bahía (Landen, 1996).

2.6.4 ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Otro mecanismo para la generación de tsunamis son las acciones volcánicas. En mayo de 1883, iniciaron las erupciones volcánicas del Krakatoa en el estrecho de Sunda, entre las

islas de Java y Sumatra. El 27 de agosto del mismo año, se generó un tsunami gigante, y debido a las cenizas tan finas que cayeron productos de las erupciones volcánicas, no fue posible observar el tsunami costa afuera. Cuando los residentes de la costa notaron la capa blanca del tsunami, éste estaba justo enfrente de ellos, y no tuvieron tiempo para realizar una evacuación, lo cual originó la pérdida de 36, 000 vidas humanas. Su máxima elevación fue de 30 m (Simkin y Fiske).

2.7 GENERACIÓN DE TSUNAMIS, ONDAS T E INFRASONIDO

El gran tsunami de Menji Sanriku, Japón ocurrido el 15 de junio de 1896, abrió la puerta a la ciencia de los tsunamis, con un terremoto que fue atípico. Muchos residentes de la costa no sintieron ningún movimiento de agitación del suelo y no intentaron evacuar la zona. Un tsunami gigante con un run up máximo de 38 m impactó la costa originando la pérdida de 22, 000 vidas humanas.

A partir de una débil agitación del suelo, los estudiosos consideran que la causa fue debida a deslizamientos submarinos o una acción de volcanes submarinos. Imamura (1899) revisó que la longitud de la onda sobre los registros de un mareógrafo reflejaba el tamaño del área del campo del tsunami y encontró que el área del campo del tsunami debería ser más amplia del orden de varias decenas de kilómetros, tan amplia como el tamaño del deslizamiento o de la erupción del volcán, y concluyó que un terremoto submarino fue la causa del tsunami.

Para entender el mecanismo de un tsunami originado por un terremoto, se tuvo que esperar hasta 1977 cuando Tanioka, Ruff y Satake (1997) propusieron una hipótesis de una topografía con sobreelevación del macizo tectónico.

2.7.1 TERREMOTO TSUNAMIGÉNICO

(1) Generación estática

El 3 de marzo de 1933, el tsunami de Gran Sanriku Showa, impacto después de una fuerte agitación del suelo. La moderna ciencia y tecnología de los tsunamis inició con éste tsunami. Takahashi (1934) inició experimentos hidráulicos mediante la generación de tsunamis con aparatos como el que se muestra en la figura 2.2. La velocidad y el stroke del pistón era posible ajustarlos. Takahashi encontró que un gran stroke con una alta velocidad del movimiento del pistón generaba olas altas.

Figura 2. 2 Diagrama esquemático de los aparatos de generación de tsunamis utilizados por Takahashi

Kajiura (1970) realizó una discusión teórica de la eficiencia de la generación basada en una aproximación de ondas largas. La energía transferida del fondo del mar al agua fue examinada en relación a la duración del movimiento del fondo. Si la duración es menor que varios minutos, la deformación puede ser considerada como abrupta tan lejos como el tsunami sea considerado.

Esta idea conduce a la teoría estática de la generación de un tsunami; que es el desplazamiento vertical final de la superficie del fondo considerado como el perfil inicial del tsunami.

(2) Generación dinámica

Omachi et. Al (1999) realizó un análisis dinámico de la generación de un tsunami y encontró que la altura del tsunami puede ser más grande que el desplazamiento estático. Si el período de las ondas Rayleigh se acercan al período de la onda del tsunami determinado por la profundidad del agua, el tsunami se amplifica. Para un tsunami generado en aguas someras, este mecanismo puede convertirse en no despreciable.

2.7.2 GENERACIÓN DE ONDAS T

Kajiura (1970) predijo que si el movimiento es completado en pocos segundos, la energía transferida a las ondas compresibles en el agua (ondas T) puede ser más grande que la energía del tsunami. Iwasaki (1992) discutió la relación entre el movimiento de la superficie del fondo y las características de las ondas T. La generación de las ondas compresibles

fue demostrado por los registros del tsunami en el Océano Indico en 2004 (Okal et al., 2007).

2.7.3 GENERACIÓN DE INFRASONIDO

Cuando un tsunami aparece en la superficie del mar, este desplazamiento vertical comprime el aire y genera ondas compresibles de aire (Iwasaki, 1992; Izumiya y Nagaoka, 1994). Este infrasonido, no es perceptible al oído humano, se propaga con una velocidad de 340 m/s más rápido que la velocidad de propagación de los tsunamis. En 2004 cuando ocurrió el tsunami en el Océano Indico, y golpeó a Sri Lanka y Tailandia, los elefantes detectaron estas bajas frecuencias de sonido y evacuaron la costa. Este sonido también fue grabado en un micrófono CTBT (Garcés, M et al., 2005).

2.8 PERFIL INICIAL DEL TSUNAMI

2.8.1 MÉTODO DE PROPAGACIÓN INVERSA

Antes de 1971, el método de propagación inversa, fue utilizado para estimar el perfil inicial de un tsunami. Iniciando en una estación mareográfica, se dibujan los frentes de la onda (frentes inversos de la onda), asumiendo que la velocidad de propagación de las ondas es lineal. El frente inverso de la onda que corresponde al tiempo entre el origen del terremoto y el tiempo de llegada del tsunami, da la posición de algún lugar en el cual el tsunami puede iniciar y llegar a la estación mareográfica.

Una envolvente de los frentes inversos de las ondas disponibles de los sensores de marea de las estaciones mareográficas disponibles es la frontera en tierra del área de origen de un tsunami. Desde el perfil de la primera ola, la longitud de la onda se calculó para determinar el ancho del campo del origen del tsunami; i.e., la frontera del lado del mar del campo donde se origina el tsunami. La distribución horizontal del incremento y disminución de la superficie del agua también se estima usando registros de marea (mareógrafos).

2.8.2 USO DE PARÁMETROS DE FALLA

Mansinha y Smylie (1971) introdujeron un método para calcular el desplazamiento del fondo marino basándose en los parámetros de la falla. Del análisis de un registro de una onda sísmica, el momento de la falla se describe por las características geométricas de la misma (ubicación, profundidad, inclinación, fuerza y deslizamiento del plano de la falla),

características físicas (longitud, amplitud y dislocación del plano de la falla) y características dinámicas (velocidad y dirección de la ruptura e incremento del tiempo del movimiento de la falla). Con los parámetros de la falla (excepto las características dinámicas), el desplazamiento estático del fondo del mar puede ser calculado, asumiendo que el movimiento de la falla ocurre en un cuerpo homogéneo y elástico semi-infinito. Esto supone un movimiento homogéneo en el plano de la falla que conduce a un perfil simple de tsunami: una cresta y un valle en el área de generación. Un estudio más completo fue llevado a cabo por Okada (1985) con la corrección de errores de impresión en el documento de Mansinha y Smylie. Si el movimiento de la falla no es grande, la estimación es buena al aplicar el método antes señalado.

2.8.3 MODELO HETEROGÉNEO DE FALLA

Ha habido varios esfuerzos para obtener perfiles iniciales más realistas usando registros sísmicos (por ejemplo, Fukuyama y Irikura, 1986) o registros sísmicos (Satake, 1989). El método inverso de tsunamis fue introducido por Satake (1989) y consiste en lo siguiente: el plano de la falla primeramente se divide en varias sub-fallas y la deformación en el fondo del océano se calcula para cada sub-falla con una dislocación unitaria. Usando esto como condición inicial las ondas del tsunami (tsunami sintético) se calcula numéricamente utilizando información batimétrica. Las ondas observadas del tsunami (tsunami sintético) se expresan como una superposición de las ondas del tsunami calculadas y se expresan con la ecuación 2.1

2.9 PROPAGACIÓN EN MAR PROFUNDO

2.9.1 SUPOSICIÓN DE ONDAS LARGAS

Cuando se origina un tsunami, este tiene varios cientos de kilómetros de longitud de onda que es mucho mayor que la profundidad del agua. Por ejemplo, la profundidad promedio del Océano Pacífico es alrededor de los 4.2 km. Esta onda se caracteriza como onda larga para la cual la presión hidrostática del agua es una buena aproximación del primer orden. La altura inicial del tsunami es de algunos metros, y es pequeña comparada con la profundidad del agua y la longitud de la onda. Esta onda es una onda de pequeña amplitud y se analiza con la teoría lineal del oleaje.

En aguas someras del orden de los 200 m, la altura del tsunami es de magnitud finita, no infinitesimalmente pequeña comparada con la profundidad del agua. Para este caso, se

utiliza la ecuación del primer orden de las ondas largas no lineales de la teoría de aguas someras del oleaje. Si el desarrollo de la superficie de agua tiene una superficie ondulada poco significativa, el efecto de la curvatura de la superficie del agua que es llamada como el efecto de dispersión debe ser tomado en consideración.

2.9.2 VELOCIDAD DE FASE BAJO LA APROXIMACIÓN DE ONDAS LARGAS

En el desarrollo correspondiente a este proceso, la velocidad de fase se expresa de la siguiente manera:

$$c = \sqrt{gh} \left[1 + \frac{3}{4} \frac{\eta}{h} + \frac{1}{6} \frac{h^2}{\eta} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \right] \quad (2.4)$$

El primer término es para ondas largas lineales, y se calculan únicamente con la aceleración de la gravedad g y profundidad del agua h . El segundo término expresa la contribución de la amplitud finita η de la onda de tsunami. El tercer término es el efecto local de la curvatura de la superficie del agua. Una cresta de ola para la cual la curvatura toma un valor negativo se propaga lentamente. Cuando el segundo y tercer términos se cancelan, una onda larga de amplitud finita puede propagarse manteniendo su perfil. Un ejemplo típico es una onda solitaria.

2.9.3 EFECTO DE DISPERSIÓN PARA TSUNAMIS DE ORIGEN LEJANO

Para un tsunami en profundidades mayores de 200 m, el efecto de la amplitud finita es algunas veces despreciable pero el efecto de la dispersión no es despreciable. El efecto de dispersión significa que las componentes de alta frecuencia se propagan con una velocidad de fase baja. Esta diferencia, aunque es muy pequeña, resulta en una deformación no despreciable en el perfil de la onda, si la distancia de viaje es larga como en el caso de un tsunami de origen lejano. El parámetro p_a propuesto por Kajiura (1970) es utilizado para verificar si el efecto de la dispersión debe ser incluido o no. El parámetro p_a se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$p_a = \left(\frac{6h}{R} \right)^{1/3} \left(\frac{a}{h} \right) \quad (2.5)$$

Donde h es la profundidad del agua, a es la dimensión horizontal del campo de del tsunami y R es la distancia del campo del tsunami. Si p_a es más pequeño que 4, el efecto de dispersión debe ser despreciable y la ecuación lineal de Boussinesq que incluye el primer orden del efecto de la fase de dispersión el cual debe ser utilizado. El efecto de Coriolis también es requerido. El sistema de coordenadas de latitud-longitud para esta situación es la que se utiliza.

2.9.4 USO DEL TÉRMINO IMAMURA

La ecuación en diferencias finitas de la ecuación lineal de Boussinesq se vuelve complicada porque el término de dispersión necesita más tiempo de CPU para la simulación numérica. Imamura et al., (1990) introdujeron un método para reducir el tiempo de cálculo manteniendo la misma exactitud. En la ecuación lineal de Boussinesq que se indica a continuación, el tercer término corresponde al término de la dispersión:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{C_0^2 h^2}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \quad (2.6)$$

Cuando la ecuación lineal de ondas largas es expresada por una ecuación diferencial como la siguiente, el primer término del error de truncamiento toma la forma del término de la dispersión física.

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{C_0^2 \Delta x^2}{12} (1 - K^2) \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \quad (2.7)$$

Donde K es el número de Courant, que relaciona la velocidad de propagación física C_0 a una velocidad de propagación artificial ($\Delta x/\Delta t$). Seleccionando mallas espaciales y pasos de tiempos para hacer los coeficientes del tercer término iguales en ambas ecuaciones, la ecuación diferencial de ondas largas lineal da el mismo resultado corrigiendo físicamente la ecuación de Boussinesq.

2.9.5 DISPERSIÓN DEBIDA A LA FUERZA DE CORIOLIS

La fuerza de Coriolis tiene un efecto de dispersión (Imamura et. Al., 1990). La velocidad de fase de las ondas largas lineales es modificada como sigue:

$$C = (gh)^{1/2} \left[1 - \left(\frac{f}{\sigma} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.8)$$

Donde σ es el número de ola y f es el coeficiente de Coriolis. Para un gran tsunami como el de Chile de 1960, el Océano Pacífico se comportó como un estanque pequeño. El promedio de profundidad de agua en el Océano Pacífico de 4.2 km, le dió una velocidad de propagación tan rápida como de 730 km/h. El tsunami viajó 17,000 km desde el origen en la costa de Chile hasta Japón en 23 horas. Este se dirigió hacia Japón con una cresta y su frente, pero llegó a Japón como un gran refluo. La primera cresta llegó irreconociblemente muy pequeña y las siguientes empezaron a crecer cerca de las islas de Hawái. Este cambio fue resultado de la dispersión por el efecto de Coriolis.

2.9.6 EFECTOS TOPOGRÁFICOS

(1) Dispersión entre montes marinos

Viajando a través de los océanos, un tsunami de origen lejano es afectado en gran parte por la topografía del fondo. Cuando un tsunami pasa sobre un monte marino, la dispersión de las ondas es inducida de acuerdo a la escala del monte marino, y se propaga en círculos concéntricos desde el monte. Tsuji (1977) presentó un análisis sobre la dispersión de olas sobre un monte marino. En el caso del tsunami Chileno de 1960, 40% del tsunami incidente se perdió debido a la disipación durante el trayecto del viaje desde la costa Chilena hasta Japón. Mofjed et. Al. (2001) analizó la capacidad de dispersión de la topografía del Océano Pacífico, y encontró una banda estrecha donde había una fuerte dispersión que corría a lo largo del océano, desde el Noroeste (cadena montañosa Emperador) hasta el Sureste (Zona de fractura de la Isla Este). Basado en sus estudios, recomiendan que los modelos numéricos de los tsunamis trans-Pacífico deban de resolver los efectos de la topografía de pequeña escala para simular con más exactitud los patrones de olas y sus amplitudes.

(2) Transmisión por la cordillera submarina

Una cordillera submarina actúa como una buena guía para el oleaje. Entre menor sea la profundidad del agua, más lenta es la propagación del oleaje. El oleaje cambia la dirección de la propagación hacia la cresta de la cordillera más somera. Esta refracción causa la concentración y transportación efectiva de la energía de un tsunami a lo largo de la cordillera oceánica. La energía del tsunami de Irian Jaya en 1996, fue transportada a Japón, aunque Japón no está localizado en la dirección principal de la radiación inicial de energía del tsunami. La simulación numérica pone en claro que la cordillera Sur de Honshu actúa como una guía efectiva (Koshimura et. al. 1999).

(3) Ondas en el borde (edge waves) de la plataforma continental

Los tsunamis se comportan como ondas en el borde (edge waves) en la plataforma continental. Cuando un tsunami de origen lejano incide casi paralelamente a la línea de costa, múltiples olas que son reflejadas se activan y quedan atrapadas en la pendiente. La interferencia entre estas olas reflejadas y las olas incidentes que llegan puede ser la causa de la amplificación de un tsunami en la plataforma continental (Koshimura, 2012). En el caso de un tsunami de origen cercano, el oleaje en el borde hacia diferentes patrones de propagación determina el tsunami. Dispersado desde el origen de una extensión de dos dimensiones, el frente de un tsunami entra en la pendiente con un ángulo incidente diferente localmente. La primera ola en el sitio es la componente que se propaga relativamente en un área profunda, y después los otros componentes de alta energía llegan después de una propagación lenta en la pendiente a lo largo de la costa.

2.10 TSUNAMIS EN EL MAR SOMERO

2.10.1 MECANISMO DE AMPLIFICACIÓN

En un mar somero donde el tsunami se convierte en una altura de ola no despreciable comparado con la profundidad del agua, el efecto de la amplitud finita es tomado en consideración. La altura de un tsunami H varía de acuerdo a la ley Green, asume una constante tasa de transmisión de la energía, la profundidad del agua h y un cambio B en el ancho de canal.

$$(gh)^{1/2} H^2 B = \text{constante}, H \sim h^{-1/4} B^{-1/2} \quad (2.9)$$

Otro fenómeno importante de amplificación que ocurre en relación a la topografía es la resonancia en las bahías y puertos. Si la bahía cumple con la siguiente relación cuando incide un tsunami, la oscilación en la entrada de la bahía es muy alta.

$$4l = (gh)^{1/2}T \quad (2.10)$$

Donde l es la longitud de la bahía y T es el periodo del tsunami.

2.10.2 FRENTE DEL TSUNAMI

Las ecuaciones de aguas someras aplicables a estas ondas largas incluyen en primer orden no lineal, términos de convección. La presión de agua se asume que sigue siendo hidrostática. El efecto no lineal en la velocidad de fase, hace que la parte trasera más alta vaya hacia adelante más rápido, entonces el perfil del tsunami se vuelve paso a paso, y el frente del tsunami se agudiza. Representa un frente de oleaje turbulento (bore).

Cuando este frente (bore) continúa rompiendo, el bore rompiente se resuelve con la teoría de aguas someras.

Cuando el efecto de la curvatura de la superficie del agua localmente previene el rompimiento, un tren de olas de período corto aparece y se desarrolla en el frente. Este efecto fue claramente grabado en videos por la televisora Japonesa NHK, (1983). Un tsunami en un río algunas veces toma este tipo de elevación de un frente de oleaje turbulento (bore). Este tipo de frente, es llamado bore ondulado o bore cnoidal, de acuerdo con $Cn(x, k)$ de la función elíptica Jacobina que es la solución periódica de la ecuación no lineal dispersiva de ondas largas. Como el módulo k de la función cn tiende al valor de 0, una onda cnoidal se convierte en onda solitaria. La presión del agua es modificada por la aceleración centrífuga de la distribución de la presión hidrostática. Para el perfil inicial de un tsunami que tiene componentes altas de frecuencia, los términos de dispersión deben ser tomados en cuenta, aun si el área de origen es cercana a la tierra.

2.10.3 FRENTE DE OLAJE TURBULENTO EN LA COSTA (EDGE BORES)

Un frente de oleaje turbulento rompiente propagándose a lo largo de la costa es un edge bore. Este fenómeno también fue grabado en video y publicado por NHK (1983). No hay una teoría aplicable a los frentes de oleaje turbulento en la costa. Uda et. al., (1988) llevaron a cabo varios experimentos hidráulicos de gran escala y encontraron varios

fenómenos interesantes. Un frente de oleaje turbulento en la costa se propaga algunas veces siguiendo la ley de refracción y algunas veces sin tomar en cuenta la topografía. Una pequeña diferencia en las condiciones del lado de la frontera, introduce una gran diferencia en los perfiles del oleaje, lo cual sugiere una gran diferencia en la fuerza del oleaje.

2.10.4 ECUACIONES DE DISPERSIÓN NO LINEALES

Existen muchos tipos de ecuaciones de dispersión no lineales, Diferentes expresiones son resultado de diferentes variables básicas para una perturbación. Peregrine (1967) utilizó la velocidad promedio de una sección como variable fundamental. Madsen y Sorensen (1992) seleccionaron la variable de la profundidad integrada, i. e. el flujo de descarga. Las ecuaciones propuestas por Iwase et. al. (1998) se componen de los mismos términos que la fórmula de Peregrine pero expresados en términos del flujo de descarga. Otras perturbaciones son posibles, usando la velocidad en el fondo (Mei y LeMehaute, 1966) o la velocidad en la superficie (Dingemans, 1973). Iwase et. al. (2002) llevaron a cabo varios cálculos numéricos usando 8 ecuaciones diferentes y compararon los resultados con la predicción teórica y con experimentos hidráulicos.

El mejor arreglo fue obtenido por las ecuaciones de Iwase et. al., y Madsen y Sorensen. La primera, en otras palabras, con la ecuación de Peregrine en términos de flujo de descarga es más conveniente, debido a que es más simple que la anterior.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{h^2}{3} \frac{\partial^3 Q}{\partial t \partial x^2} \quad (2.11)$$

El uso de la fórmula de Peregrine modificada por Iwase et al., es recomendada para simulaciones numéricas de un tsunami de origen cercano desde su origen en aguas profundas hasta la región de aguas someras.

2.11 RUNUP DE UN TSUNAMI EN TIERRA

2.11.1 ACERCAMIENTO TEÓRICO

Aunque nuestra principal preocupación es un tsunami en la zona cercana a la costa y en la tierra donde la actividad humana es intensa, es difícil de simularlos así como sus efectos. Antes de que la simulación numérica con una computadora fuera introducida, este simple pero problema básico fue estudiado con el método de la transformada de Carrier-

Greenspan (1958) con un modelo unidimensional de runup para ondas de amplitud finita. El mismo problema fue resuelto con la teoría de las ondas largas lineales expresadas en la descripción Lagrangiana por (Shuto, 1967). Estos tipos de consideración teóricas, no pueden ser aplicados para resolver problemas prácticos, únicamente proporcionan datos necesarios para la revisión del esquema numérico.

2.11.2 SIMULACIÓN NUMÉRICA CON LA TEORÍA DE AGUAS SOMERAS

Las ecuaciones de aguas someras son aplicadas satisfactoriamente en una simulación numérica de runup por tsunami incluso si el tsunami tiene un frente de ola turbulento (breaking bore front). Por supuesto, es necesario un diseño cuidadoso de un esquema numérico, para garantizar una simulación numérica estable en la computadora, debiendo seleccionar valores de la longitud de la malla Δx y del paso de tiempo Δt que satisfagan la siguiente condición:

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq (2gh)^{1/2} \quad (2.12)$$

No es fácil resolver el frente de un tsunami que sube y baja en la tierra con la teoría de aguas someras expresada en la descripción Euleriana. Necesitamos suponer una frontera móvil. En el esquema numérico del salto de rana, los puntos de la malla son colocados alternativamente para velocidad y niveles de agua. Se asume que el nivel de agua ha sido capturado en una celda. Después se compara el nivel de agua con la altura del fondo de la siguiente celda hacia tierra. Iwasaki y Mano (1979) supone que la línea que conecta el nivel de agua y la altura del fondo nos da la pendiente de la superficie como una aproximación de primer orden. Hibberd y Peregrine (1979) propusieron un método más exacto que requiere de simulación repetida. Aida (1977) y Houston Butler (1979) usaron una fórmula para determinar la descarga dentro de una celda vacía hacia la costa. Para una aplicación práctica la suposición de Iwasaki y Mano es ampliamente usada, debido a su simplicidad.

Cuando una ecuación diferencial es resuelta, tenemos que controlar los errores numéricos que dependen del esquema utilizado para su procesamiento en computadora. Bajo la condición de que las ecuaciones de aguas someras son discretizadas con el esquema del salto de rana, la longitud de onda de un tsunami local debe ser cubierta con más de 20 puntos de malla. De otra manera, la altura de un tsunami que es capturada en la computadora experimenta un decremento, (Shuto et. al., 1986). Imamura y Goto (1988)

discutieron más a profundidad los posibles errores numéricos en relación con la longitud de onda local.

Si la condición de frontera de Iwasaki-Mano es utilizada, la siguiente condición se debe de cumplir en el frente.

$$\frac{\Delta x}{\alpha g T^2} < 4 \times 10^{-4} \quad (2.13)$$

Donde α es la inclinación de la pendiente y T es el período de la onda (Goto y Shuto, 1983).

Fujima y Shigenmura (2000) propusieron un camino para controlar el error numérico en relación con la topografía local del fondo.

2.11.3 SIMULACIÓN HÍBRIDA 2D/3D

Bajo condiciones especiales de alguna topografía, las ecuaciones de ondas largas no funcionan bien. En 1993, el tsunami de Hokkaido Nansei-Oki provocado por un terremoto, dejó una alta elevación en el pequeño valle de Monai en la Isla Okushiri. El valle se abrió con una boca de 50 m de ancho en la orilla del mar y el indicio del tsunami en la entrada del valle fue de 23 m de altura. A unos 50 m, aparte de la entrada, la altura máxima de 31.7 m se midió en el fondo del valle, sugiriendo que la aceleración vertical no puede ser despreciada. Esto aceleró la introducción de la simulación híbrida 2D/3D; ecuaciones de dos dimensiones para ondas largas en áreas grandes y la ecuación original de tres dimensiones para una área donde la aceleración vertical debe ser tomada en cuenta en su totalidad. Si lo aplicamos al caso de la Isla Okushiri, la simulación en dos dimensiones fuera del valle es seguida de la simulación en tres dimensiones en el valle en las cercanías de la entrada del mismo (Yoneyama, et. al. 2002).

El método de Fujima et. al. (2002) y el código STOC desarrollado por Tomita et. al. (2014) son simulaciones típicas de 2D/3D. No solo en la simulación de elevación sino también en el procesamiento en computadora para simular la deformación y destrucción de estructuras, la idea de 2D/3D es ahora utilizada entusiastamente para desarrollar nuevos métodos numéricos tales como SPH -Smoothed Particle Hydrodynamics- (Hidrodinámica de partículas suavizada). DEM – Discrete Element Method – (Método de elemento discreto) y algunos más.

2.11.4 MEDICIONES DE AIDA, K Y κ

Existen cinco factores que generan error en la simulación de un tsunami. El primer factor es el perfil inicial. Como se discutió en el Capítulo 2.8, no hay manera de medirlo. El segundo error es la batimetría que determina la refracción y la concentración de tsunamis. Una batimetría a detalle en un mar somero de 200 m es esencialmente importante. El tercer factor es la selección de las ecuaciones diferenciales básicas. Si las ecuaciones originales son utilizadas sin alguna aproximación, el tiempo de procesamiento en la computadora es demasiado largo para aplicaciones prácticas. Una aproximación, en la que algunos términos son despreciados o simplificados, no expresan el fenómeno real. En las ecuaciones diferenciales, tenemos que esperar errores de interrupción inevitables. La exactitud de datos medidos que son utilizados para verificar los resultados numéricos no siempre son confiables. Los indicios de las alturas de un tsunami algunas veces reflejan el esparcimiento que no puede ser simulado. Los registros de marea solo dan pequeñas amplitudes del tsunami real (Satake et. al., 1988).

Las mediciones de Aida, de K y κ son utilizadas para determinar si la simulación numérica brinda valores satisfactorios de las alturas del runup (Aida, 1978), quien propuso las siguientes ecuaciones para el cálculo de K y κ .

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i \quad (2.14)$$

$$\log \kappa = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2} \quad (2.15)$$

La medida K es una media geométrica de K_i , el radio de la altura de elevación R_i de la H_i procesada. La desviación estándar correspondiente es κ . Con base a una gran experiencia de simulaciones en Japón, si K está dentro de los valores de 1.2 y 0.8, y κ es menor de 1.4.

2.12 MECANISMOS Y ESTIMACIÓN DE DAÑOS

2.12.1 DAÑOS EN CASAS Y EDIFICIOS

(1) Daños a una población inundada.

Hatori (1984) definió que el porcentaje de daños en casas R_{HD} en una población como sigue:

$$R_{HD} = \frac{(a + 0.5b)}{(a + b + c)} \quad (2.16)$$

Donde a es el número de casas que es arrastrada y completamente destruida, b es el número de casas parcialmente dañadas, y c es el número de casas solamente inundadas sin daño estructural. El grado de daños es determinado mediante una inspección en el sitio. El número de datos que se obtiene es del orden de al menos varias decenas. Se trata de encontrar la relación entre R_{HD} y la altura del tsunami. Si los resultados numéricos están disponibles, R_{HD} puede ser explicado en términos de fuerzas de arrastre que es proporcional a la velocidad de la corriente (por ejemplo Shuto, 1993).

Koshimura et. al., (2009) desarrollaron el porcentaje de daños de Hatori, con funciones de vulnerabilidad para integrar el gran número de casas. En una comparación pre y post – tsunami, de imágenes del satélite IKONOS, cuando el tsunami del Océano Indico en 2004 golpeó la ciudad de Banda Aceh, se contaron 16, 474 casas destruidas, los techos de las cuales desaparecieron y 32,436 casas que sobrevivieron aun conservaban sus techos. Combinando la probabilidad de daños y la profundidad de inundación (o velocidad de corriente o fuerza hidrodinámica), se obtuvieron las funciones de vulnerabilidad como se muestra en la figura 2.3.

Figura 2. 3 Ejemplo de una función de vulnerabilidad

(2) Daños por cada construcción

El grado de daños depende de la estructura de la construcción y de la fuerza del tsunami. En el pasado, los datos eran dados en términos de la profundidad de inundación (Shuto, 1993). Hablando en términos muy generales, una casa de madera en Japón puede quedar de pie solo si la profundidad de inundación es menor a 1 m y es completamente arrastrada por el agua si la profundidad de inundación es mayor a 2 m. Todos los edificios de concreto reforzado en el ejemplo anterior pueden quedar de pie si la fuerza del tsunami y la profundidad de inundación son de 5 m, excepto el caso del faro del Cabo Escoces que fue completamente arrastrado por el tsunami Aleutiano de 1946 con una profundidad de inundación de 20 m.

Iizuka y Matsutomi (2000) expresaron cuantitativamente las condiciones de daños en términos de profundidad de inundación, velocidad de corriente y/o fuerza hidrodinámica. Una casa de madera puede ser destruida si la profundidad de inundación es cercana a 2 m, o si la velocidad de corriente es de 4.9 m/s, o si la fuerza hidrodinámica es mayor a 27 kN/m.

Koshimura et al. (2000) obtuvo que las estructuras son significativamente vulnerables cuando una inundación local excede de 2 a 3 m, la velocidad de corriente excede 2.5 m/s o la carga hidrodinámica en una estructura excede 5kN/m.

2.12.2 IMPACTO DEL OLEAJE Y MATERIALES FLOTANTES

(1) Presión del oleaje sobre una pared vertical en tierra

Asakura et al. (2000) llevó a cabo experimentos hidráulicos de la fuerza de un tsunami sobre edificios debido al frente del runup sin rompiente. Se examinaron dos tipos de frente, con o sin formación de solitones (ondas solitarias). Un frente de runup sin solitones da una distribución de la presión hidrostática de la ola. $p_H(z)$ como sigue, donde h_c es la máxima profundidad de inundación medida en la pared del lado del mar del edificio.

$$\frac{p_h(z)}{\rho g} = (3h_c - z) \quad (2.17)$$

Para un frente de runup con solitones, la parte más baja de la distribución de presión es modificada como se muestra en la figura 2.4, y el total de la presión se incrementa en un 20%. Incluyendo las dos condiciones, la distribución de las presiones se expresa como sigue:

$$\frac{p_h(z)}{\rho g} = \max(5.4h_c - z, 3h_c - z) \quad (2.18)$$

Figura 2. 4 Distribución de presiones con y sin solitones

Arikawa et al. (2006) llevó a cabo experimentos hidráulicos de gran escala y demostró que la ecuación anterior era aplicable para un número de Froude más pequeño que la unidad.

Para un número de Froude mayor que la unidad, un tsunami puede romper justo frente a la pared y generar una gran fuerza de impacto. La distribución de presión ni es hidrostática sin embargo tiene un valor pico en la altura de inundación.

La fuerza total F_D es definida por Iizuka y Matsutomi (2000) como sigue:

$$F_D = 0.61 \rho g C_D h_c^2 B \quad (2.19)$$

Donde C_D ($=1.1 \sim 2.0$) es el coeficiente de arrastre y B es la amplitud del edificio. Un amplio rango de variaciones en el valor C_D significa que la forma de un tsunami golpeando la pared del edificio, es un factor importante para generar una fuerza de impacto o una presión hidrostática.

(2) Fuerza causada por un frente de ola rompiente turbulento (breaking bore)

El primer experimento de un frente de ola rompiente turbulento a gran escala fue llevado a cabo por Fukui et al. (1962a)

La velocidad de propagación de este frente de ola rompiente turbulento c , fue derivado teóricamente como sigue:

$$c = \left[\frac{g(H+h)(H+2h)}{2(H+h-\eta H)} \right]^{1/2} \quad (2.20)$$

Donde H es la altura del frente de ola rompiente turbulento, h es la profundidad del agua, $(H+h)$ la profundidad total del agua y η es el coeficiente de resistencia.

La fuerza total de impacto, P_i , debido al frente de ola rompiente turbulento se expresa en términos de la velocidad de propagación como sigue:

$$P_i = \frac{K \rho g c^4}{g^2 H} \quad (2.21)$$

Donde K es un coeficiente adimensional que toma el valor de 0.51 para una pared vertical, y tiende a 0.33 conforme la pendiente de la pared se hace suave (Fukui et al., 1962b).

El runup y fuerza por el rompimiento del frente de oleaje turbulento (breaking bore) fueron experimentalmente estudiadas por Mitzutani e Imamura (2000). Ellos encontraron tres picos en la presión del oleaje sobre las estructuras. El primero es la presión dinámica del oleaje (D.W.P) causada por el impacto del bore incidente. El segundo, la presión sostenida del oleaje (S. W. P), aparece durante la elevación más alta del nivel de agua por la incidencia continua del frente de ola turbulento. El tercero, la presión del oleaje durante el impacto (I.S.W.P), es el resultado de la colisión impulsiva entre el frente de ola turbulento incidente y reflejado.

Takahashi, Fujima y Asakura (2001) realizaron exitosamente la simulación numérica con un método numérico de un canal de olas CADMAS-SURF (SUper Roller Flume for Computer Aided Design of Maritime Structure) (CDIT, 2001; Fujima, 2002). En la figura 2.5 se compara las series de tiempo de la presión a lo largo de la superficie del fondo, y en la figura 2.6 se comparan las distribuciones verticales de la presión del oleaje.

Figura 2. 5 Series de tiempo de la presión de oleaje a lo largo de la superficie del fondo.

Figura 2. 6 Distribuciones verticales de la presión del oleaje

(3) Impacto de materiales flotantes

Experimentos hidráulicos (por ejemplo Matsutomi, 1993) demostró el incremento de la fuerza debida a materiales flotantes.

La figura 2.7 es un ejemplo de la distribución vertical de la presión cuando un tronco golpea con un frente de ola turbulento. Además la presión del agua inducida por el frente de ola turbulento, se origina por el impacto local pero con mucha fuerza. Matsutomi (1999) realizó un diagrama (ver figura 2.8) en términos de un impacto sin dimensiones y una velocidad de colisión sin dimensiones, para evaluar la fuerza impulsiva debida a troncos flotantes cuando actua un frente de oleaje rompiente turbulento y los frentes surging. En la figura, F_m , es el impacto, γ , D y L es la unidad de peso, diámetro y longitud del tronco y V_{A0} es la velocidad de aproximación en el momento de la colisión.

Figura 2. 7 Distribución vertical de la presión con el impacto de troncos

Después del tsunami del 2004 en el Océano Indico, estudios similares pero con diferentes materiales fueron realizados, por ejemplo, en barcos y embarcaciones (Ikeya et al., 2006; Fujii et al., 2007), en vehículos (Anno et al., 2007) y en contenedores (Kumagai, et al., 2007).

Figura 2. 8 Diagrama de Matsutomi para impactos de troncos

El transporte de troncos fue resuelto primeramente por Goto (1983). Los troncos almacenados en un patio en tierra, comienzan a flotar si la profundidad de inundación excede su diámetro y aquellos que están en el patio cuando la fuerza del tsunami excede la fuerza de los cables que las sujetan. Entonces los troncos son transportados por la corriente inducida por el tsunami, dispersándose por efecto de difusión.

2.12.3 EROSIÓN DEBIDA A LA CORRIENTE INDUCIDA POR UN TSUNAMI

(1) Daños al terraplén de las carreteras costeras

Estructuras masivas tales como los terraplenes en las carreteras costeras hechas de tierra, no son destruidas por la fuerza de un frente de tsunami sin embargo son erosionadas y dañadas por corrientes de agua inducidas por éstos. El primer tipo ocurre cuando la altura del tsunami es más baja que la cresta del terraplén. Detenido por el largo terraplén costero, el agua se concentra en las aperturas tales como el paso bajo un puente incrementando la velocidad. Entonces todo en las cercanías de las aperturas es dañado. El segundo caso es cuando el tsunami sobrepasa las estructuras y golpea la pendiente y convergencia trasera que generalmente no está protegida con una cobertura sólida. El tsunami desbordante es un flujo no permanente que es subcrítico en la cresta, súpercrítico en la pendiente trasera y regresa a ser subcrítico después de un salto hidráulico. El proceso de erosión bajo este flujo complicado es resuelto por Fuji et al. (2009) quienes utilizaron el programa CADSURF para procesar flujos combinándolo con la ley de erosión para establecerlo a través de experimentos hidráulicos.

(2) Erosión del pie del muelle por flujo de agua

Cuando un tsunami se retira después de su llegada, el agua que cae desde lo alto del muelle golpea directamente con el fondo del mar que está expuesto casi totalmente. El pie del muelle se erosiona lo que conduce a la destrucción de las paredes del muelle (Shuto, 2009).

Goto et al. (2002) utilizó un método semi-implícito (MPS) con movimiento de las partículas para resolver la formación repentina de caída de agua desde el muelle y la erosión de arena del fondo hasta la punta. Explicó cualitativamente los resultados obtenidos de desgaste en experimentos hidráulicos de gran escala de Noguchi et al., (1997). Sin embargo, no existe prueba alguna para explicar los ejemplos de daños en el pasado.

(3) Corriente inducida por un tsunami en canales estrechos (Shuto, 2009)

El segundo caso es la corriente inducida por tsunamis en canales estrechos dentro de puertos y bahías. Fuertes corrientes erosionan el fondo marino justo en la base de las estructuras hasta destruirlas. Un buen ejemplo lo encontramos en el caso de la estructura

tipo gravedad del muelle del mercado de pecados Konakano del puerto de Hachinohe en la prefectura de Iwate en Japón.

El mercado de pescados se terminó en agosto de 1959, un año antes del tsunami Chileno de 1960, cerca de la entrada del puerto industrial de Hachinohe el cual fue construido aprovechando la boca del Río Niida. Cerca del canal de entrada de 200 m de ancho por 2 km de largo, se construyó el mercado de pescados. El puerto en su totalidad se vió influenciado por el tsunami Chileno de 1960. A la entrada del puerto, la velocidad máxima del refluo se estimó en 13 m/s y la velocidad máxima de inundación de 8 m/s.

Con esta corriente, el mercado de pescados se vió afectado y dañado. La figura 2.9 muestra una sección del mercado, antes y después del fenómeno. La máxima amplitud del tsunami Chileno de 1960 fue de 6 m. La punta de la pared del muelle con una profundidad de 3 m fue erosionada has la profundidad de 9 m. En resumen, el suelo y la presión residual del agua destruyó la base del cajón del dique y lo empujó hacia adelante.

Cinco de los 8 cajones del dique, cada uno de 10 m de largo fueron volteados o hundidos como se muestra en la figura 2.9. Una persona que fue testigo desde el otro lado del puerto a 200 m de distancia, dijo que la pared del muelle colapso durante una marea baja de refluo de las 6:31 a. m. a las 7:03 a. m.

Figura 2. 9 Sección del mercado de pescados dañado en 1960

(4) Medición de la corriente

A diferencia de la altura de un tsunami, no existen muchos datos de corrientes inducidas por tsunamis. Takahashi et al. (1991) utilizó fotografías aéreas tomadas en la Bahía Kesen-numa cuando ocurrió el tsunami de Chile de 1960. A partir del movimiento de materiales flotantes, determinaron la distribución de la velocidad de corriente y lo compararon con resultados de simulaciones numéricas como se muestra en la figura 2.10. En la figura se indican con círculos los resultados de las simulaciones numéricas con la batimetría del fondo marino antes del tsunami y con triángulos negros se indica la condición después del tsunami. En la figura se observan grandes diferencias.

Figura 2. 10 Distribución de velocidades medidas y velocidades calculadas, generadas por el tsunami chileno de 1960 en la bahía de Kesen-numa

Las velocidades de las corrientes calculadas fueron inferiores en un 50% de las velocidades medidas, aunque se simuló perfectamente la hidrodinámica en la bahía.

Nagai et al. (2004) concluyeron la generación de un frente de ola turbulento a lo largo de una forma de arco en la costa de Hokkaido en el caso del terremoto que originó el tsunami de Tokachi del 2003, utilizando registros obtenidos con corrientímetros supersónicos

instalados en NOWPHAS (Nationwide Ocean Wave Information network for Ports and HARbourS). El uso de videos empezó en 2004 con el tsunami del Océano Indico. Fritz et al. (2006) analizó y fue testigo de un video grabado con PIV -Planar particle image velocimetry – (Velocímetro de imágenes de partículas planas) y obtuvo series de tiempo de velocidad de flujo en dos ubicaciones con rangos dentro de 2 y 5 m/s.

2.12.4 BARRERAS DE ÁRBOLES COMO PROTECCIÓN CONTRA LOS TSUNAMIS

Existen opiniones discordantes a cerca de la efectividad de la protección con barreras de árboles a lo largo de la línea de costa para reducir la energía de un tsunami.

Opiniones afirmativas coinciden en la efectividad de esta opción para reducir la energía de un tsunami y para proteger una zona de costa. Las opiniones afirmativas establecen que son efectivas por lo siguiente:

- Detiene troncos flotantes y otros materiales
- Reduce la velocidad del flujo de agua y la profundidad de inundación
- Provee de medidas necesarias para salvar vidas cuando las personas son arrastradas por los tsunamis y
- Acumula arena que es movida por el viento y forma dunas que actúan como barrera natural contra los tsunamis.

Una opinión negativa representativa, es que el bosque es inefectivo cuando hay un gran tsunami y peor aún, los árboles por si solos se convierten en fuerzas destructivas contra las casas si son cortados por el tsunami. Shuto (1987) juntó 45 ejemplos de 5 enormes tsunamis en Japón y realizó la figura 2.11 en el caso de los árboles de pino.

En la ordenada se observa la suma del diámetro de los árboles nd , donde n es el número medio de árboles a lo largo de la dirección del flujo de agua en un rectángulo con un frente de unidad de longitud de la línea de costa y profundidad igual al ancho del bosque y d el diámetro a la altura del pecho.

Figura 2. 11 Diagrama de Shuto para los efectos de las barreras costeras de árboles

En la región A, se encuentran árboles no dañados. El número de árboles no es suficiente para reducir la energía del tsunami sin embargo es suficiente para detener botes y troncos a la deriva. En la región B, árboles que pueden ser dañados. En la sub-región C-1, en el caso de un bosque denso, la reducción de la energía de un tsunami así como la detención de materiales flotantes esperada. En la sub-región D-1, el bosque es muy esbelto y se espera un efecto similar a la sub-región C-1, aun sin densidad.

Harada e Imamura (2003) abrieron el camino para una evaluación cuantitativa del control del bosque sobre el tsunami, usando ecuaciones de aguas someras en las cuales el efecto de los árboles era expresado por la fórmula de Morrison con fuerzas de arrastre e inercia.

En el 2004, algunas experiencias han atraído a investigadores a este tema, por ejemplo. Tanaka et al., (2006) y Tanimoto et al., (2007).

2.13 TÓPICOS DE INVESTIGACIÓN EN EL FUTURO PRÓXIMO

Nuestro actual conocimiento de la ciencia de los tsunamis indica que los daños y las contramedidas son todavía limitadas. Dentro de la gran cantidad de temas de investigación, es importante poner énfasis en los siguientes tres asuntos.

El primero, es el relacionado con las corrientes inducidas por un tsunami. La información de la velocidad de la corriente medida para un tsunami real es muy pobre en número y calidad. Este es un gran obstáculo para el desarrollo de futuras simulaciones numéricas y

diseño de estructuras como contramedida. Para incrementar el número de instrumentos en campo, se requieren experimentos hidráulicos a gran escala. Con estos datos, este efecto tal como se discutió en el inciso (3) del capítulo 2.12.3 se puede mejorar.

Las técnicas de simulación numérica se pueden perfeccionar y convertirse también en una poderosa herramienta en la caracterización de un tsunami, en la cual tsunamis no registrados documentalmente puedan ser agregados a una base de datos.

El segundo, es el futuro desarrollo de la técnica numérica CADMAS-SURF. Se requieren experimentos hidráulicos a gran escala para sustituir la verificación de datos en una simulación numérica. Una extensión de CADMAS-SURF a un espacio tridimensional se convierte en una poderosa medida para resolver problemas prácticos.

El tercero, es el uso de animación Computer Graphics (CG), que consiste en fotografías y videos creados usando computadoras, para su uso en la educación pública. El único camino para salvar vidas es una evacuación a tiempo. Los seres humanos son optimistas. Aun cuando hay una emergencia, tenemos que considerar que si estamos bien, no necesitamos realizar ninguna acción. Debido a este “sesgo de normalidad”, mucha gente ha perdido su vida. A manera de romper con esta preconcepción. La animación CG funciona perfectamente. Katada et al., (2004) desarrollaron un tipo de mapa de amenazas y la utilizó en la educación pública. Se puede visitar su página en <http://dsel.ce.gunma-u.ac.jp/>, en la cual se pueden descargar algunos de sus resultados. Otro uso de la técnica CG es la realidad virtual, en la cual los visitantes pueden “experimentar” un riesgo de tsunami.

CAPÍTULO 3. SISMOTECTÓNICA EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

3.1 INTRODUCCIÓN

La única manera de prevenir la ocurrencia desastres causados por peligros naturales es por medio de su caracterización y estudio que permitan tomar medidas preventivas, o en su caso de mitigación de posibles escenarios de desastre. El estado de Jalisco es una de las regiones con más alta sismicidad en México y por ende donde el peligro sísmico es muy alto, este peligro no solo está asociado al proceso de subducción de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica, sino también a otras estructuras continentales no identificadas que han generado grandes terremotos históricos, algunos de ellos capaces de generar tsunamis. El primer paso para evaluar el peligro sísmico, es estudiar la sismicidad histórica y correlacionarla con la actual y los estudios recientes relacionados llevados a cabo en la región.

El origen de la alta sismicidad en la región de Jalisco se debe a su compleja tectónica resultado de la interacción de tres placas. Para un conocimiento general de la situación tectónica del Occidente de la República Mexicana se realiza una descripción de Norte a Sur del marco tectónico del país con relación a los límites de las placas oceánicas y el continente Norteamericano. Las características relevantes se exponen a continuación, Núñez Cornú, F. J. (2011).

3.2 MARCO TECTÓNICO

En el Mar de Cortés (Golfo de California) actúa un sistema de fallas transformantes dando lugar a las dorsales que separa la península de Baja California, en la placa del Pacífico, del continente Norteamericano en la Placa de Norteamérica. Este sistema de fallas es la prolongación de la falla de Cerro Prieto (que continua al sistema de fallas de San Andrés en dirección Sur).

En la trinchera Mesoamericana subducen las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo el continente. En la zona de Benioff de esta trinchera y debido a este fenómeno de subducción, ocurren los mayores sismos destructivos en México.

Al Sur de la boca del Mar de Cortés y separado por la zona de fracturas de Tamayo se encuentra la placa de Rivera. Esta se genera en uno de los segmentos de la dorsal del Pacífico Oriental (EPR) y subduce, en su porción sureste, en la trinchera Mesoamericana,

bajo la estructura conocida como el Bloque de Jalisco y que incluye territorios de los estados de Jalisco, Colima, Nayarit y parte de Michoacán. En su borde suroeste la placa de Rivera está separada de la placa del Pacífico por la zona de fractura de Rivera (RFZ). En la parte oriental de esta zona de fractura se encuentra el límite de placas entre Rivera y Cocos. Este límite entre ambas placas oceánicas está aún sin definir, no se conoce con seguridad ni la región de contacto, ni el movimiento relativo entre ambas placas.

Relacionado con la subducción de las placas, de Rivera y de Cocos, se formó en el Mioceno superior el eje Neovolcánico Mexicano que se extiende desde el Golfo de California, o Mar de Cortés, hasta el Golfo de México, con una orientación aproximada Este-Oeste.

3.3 EL BLOQUE DE JALISCO

El Bloque de Jalisco (Figura 3.1), es la estructura bajo la que subduce la placa de Rivera, está delimitado por la Trinchera Mesoamericana hacia occidente, la zona del graben de Colima en la parte Meridional y la zona del graben de Tepic-Zacoalco en la parte oriental, mientras que el borde septentrional no ha sido delimitado con precisión.

Los centros volcánicos Cuaternarios en el oeste del eje Neovolcánico están confinados en tres estructuras extensionales, que se intersectan a 50 km al suroeste de la ciudad de Guadalajara en un “punto triple”. Este punto triple ha evolucionado desde el Plioceno y, siguiendo la tendencia general del eje Neovolcánico, presenta una migración hacia el Sur. Estas estructuras extensionales delimitan el Bloque de Jalisco y son:

- El graben de Colima al Este,
- El graben de Chapala, que forma un brazo con orientación Este
- El graben de Tepic-Zacoalco, que representa el límite Noreste del bloque de Jalisco, siendo los ángulos de separación entre los tres graben de 100°, 115 y 145°, medidos en sentido contrario a las agujas del reloj y desde el graben de Colima (ver Figura 3.1).

Figura 3. 1 Marco tectónico del Bloque de Jalisco. Se señalan con detalle las características tectónicas y volcánicas principales, según Núñez Cornú, F. J. (2011).

En el área de los tres graben son dominantes las andesitas, calcoalcalinas y rocas relacionadas, típicas de los arcos volcánicos de subducción. En el graben de Colima y graben de Tepic-Zacoalco magmas alcalinos han erupcionado contemporáneamente con magmas calcoalcalinos desde el Plioceno. Los magmas alcalinos son raros en zonas de subducción, pero frecuentes en zonas de fracturación (rifting) continental.

Las principales estructuras tectónicas continentales que se observan en el Bloque de Jalisco son:

- Graben de Colima
- Graben de Tepic-Zacoalco
- Graben de Chapala
- Río Verde – San Cristóbal de la Cañada

3.4 SISMICIDAD

La región de Jalisco es una de las zonas sísmicas más activas en México, las principales unidades tectónicas en esta región son el Bloque de Jalisco y la Placa de Rivera, que subduce bajo el Bloque. El mayor terremoto ($M_w=8.2$) ocurrido en México en el siglo XX (1932) tuvo lugar en la costa de Jalisco, este fue seguido por otro de magnitud 7.8 quince días después. En 1995 un terremoto de magnitud 8.1 ocurrió en la costa de Jalisco, pero su área de ruptura fue solo la mitad sur del área propuesta para los terremotos de 1932, esto sugiere que la costa norte de Jalisco, incluyendo Bahía de Banderas, es una zona de alto potencial sísmico (también conocida como brecha sísmica), ver Figura 3.2. Sin embargo, no solo terremotos asociados al proceso de subducción ocurren en la región también existen grandes terremotos interplaca como los eventos de diciembre 27 de 1568 y de febrero 11 de 1872.

En la región también existen tres volcanes activos, el Sanganguey, el Ceboruco y el más activo en México el Volcán de Fuego (también conocido como Colima o Zapotlán). Pero a pesar de esto y del riesgo asociado a estos procesos tectónicos, en la costa de Jalisco solo existía hasta el 2001, una estación sismológica permanente en Chamela perteneciente al Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la Red Sísmica Telemétrica de Colima (RESCO) localizada sobre el Volcán y la parte sur de la Zona del graben de Colima.

En junio de 1932, los días 3 y 18 de junio, ocurrieron temblores de magnitud 8.2 y 7.8, respectivamente que rompieron toda la zona de contacto entre la Placa de Rivera y el Bloque de Jalisco, ambos generaron tsunamis importantes, aun no estudiados. Posteriormente, el día 22 de junio, se produce un tsunami que genera olas que alcanzan 20 m de altura y causan gran destrucción y más de 30 muertos en la zona de Cuyutlán. Este tsunami ha sido asociado al deslizamiento de sedimentos del río Armería, acumulados en la plataforma continental, hacia uno de los cañones de la Fosa Mesoamericana; los reportes históricos mezclan los daños de los tres tsunamis al ocurrir en un período de tiempo tan corto. El terremoto de 1995 genera un tsunami en la Jalisco afectando principalmente el área de La Manzanilla alcanzado una altura máxima de 5 m y una distancia horizontal de inundación de un 1 km.

Figura 3.2 Mapa sismotectónico de la costa del Bloque de Jalisco, zonas de ruptura de los grandes terremotos y brechas sísmicas (gaps) existentes, según Núñez Cornú, F. J. (2011).

La historia macrosísmica de la región se remonta hasta 1544. En los últimos 160 años, han ocurrido 10 sismos importantes con $M_s > 7.4$: 11/feb./1875 $M_s = 7.5$ (Singh et al, 1981) 20/ene/1900 $M_s = 7.9$, 16/mayo/1900 $M_s = 7.4$ (op. cit.), 3 y 18/jun/1932 $M_s = 8.2$ y 7.8 , respectivamente (op. cit.) 10/ene/1973 $M_s > 7.5$ (Eissler y McNally, 1984), 19 y 20/sep./1985 con $M_s = 8.1$ y 7.8 , respectivamente; 9/10/95 con $M_s = 5.1$ (ver Tabla 3.1 y figura 3.2).

Los tiempos de recurrencia estimados por Singh et al (1985) para terremotos como los de 1932 en la costa de Jalisco es de 77 años y considerando que el temblor de 1995 rompe apenas con la mitad sur del área que se rompió en 1932, la posibilidad de que ocurra un evento similar al de 1995 en un período relativamente corto de tiempo es muy alta (Figura 3.2). El 22 de enero del 2003 ocurre un terremoto somero de $M_w = 7.4$ en la costa de Armería no asociado al proceso de subducción (Núñez-Cornú et al, 2004). Por otra parte la complejidad de esta región tectónica se refleja en la existencia de estructuras desconocidas o no estudiadas capaces de generar terremotos de magnitud media (entre

7.0 y 7.6) como el ocurrido cerca de las Islas Marías, donde causó gran destrucción, el 3 de diciembre de 1948 ($M = 7.0$), estos dos últimos terremotos pueden estar relacionados con una subducción oblicua.

Sismos Históricos en el Bloque de Jalisco		
No.	Fecha	Descripción
1	1567	En Amacueca se derrumbó y hundió el convento e iglesia. En Zapotlán el Grande (Actual Ciudad Guzmán, Jal.) cayó la primera iglesia.
2	27/12/1568	($M=7.5?$) Derrumbe de casas e iglesias en la rivera del lago Chapala. Hubo intensa actividad sísmica en la zona comprendida entre Zapotlán y Ameca.
3	27/12/1577	Asociado con erupción del Volcán de Colima. Muchos daños y muerte en Zapotlán. EN Guadalajara se desplomó la torre del templo de San Francisco.
4	15/04/1611	En Zapotlán y Zapotiltic fueron destruidos los conventos franciscanos. Asociado a la actividad del Volcán de Colima que entró en un fuerte periodo eruptivo del 29 de Sep. De 1611.
5	26/08/1611	Destruye iglesia de Zapotlán y pocos días después (30 Ago.) hubo otro que derrumbo el hospital de la Purísima Concepción y otras fincas.
6	15/08/1711	($M=7.5?$) Gran destrucción en Amacueca, Sayula y Zapotlán. Se sintió en Guadalajara.
7	22/10/1743	Destrucción de muchas casas en Zapotlán.
8	25/03/1806	($M=7.5$) Sismo al que le siguieron intensas replicas durante unos dos meses. Fuerte destrucción en Zapopan (más de 200 casas) incluyendo daños a la parroquia y muchos muertos (más de 280). También hubo daños en Tuxpan, Tamazula, Sayula, Autlan, Amacueca y Guadalajara (grietas en Catedral, Palacio de Gobierno y otras construcciones). Hay informes erróneos de la caída de las torres de la Catedral de Guadalajara.
9	31/05/1818	($M=7.7$) A pesar de que su magnitud fue de 7.7 y su epicentro se localizó a unos 175 km hacia el suroeste de Guadalajara, causo muchos daños u derrumbe las torres originales de la Catedral, y agrieto dos de sus bóvedas. No fue sino hasta el periodo de 1851 a 1854 que se volvieron a construir las torres, y hasta la fecha han perdurado. Hubo fuertes destrozos, en varias poblaciones de Jalisco (Tala, Ameca, Cocula, Sta. Ana, Acatlán, Zacoalco, Sayula, Zapotlán, etc.) Pero sobre todo en la ciudad de Colima.
10	22/11/1837	($M=7.7$) "Temblor de Sta. Cecilia". Agrieto la fachada de la catedral de Guadalajara y otras edificaciones. Se sintió también en Zapotlán y en el sur de Jalisco.

Tabla 3. 1 Relación de sismos históricos importantes en el Bloque de Jalisco

11	02/10/1847	(M=7) Causo muchos derrumbes y muertes en Ocotlán, daños leves en Guadalajara y Zapotlán y se sintió hasta la Cd. de México.
12	11/02/1875	(M=7.5) Muy fuerte en San Cristóbal y Barranca, en donde derribó la mayoría de las casas y causo alrededor de 50 muertos (la población era de 800). En Guadalajara no causo muerte pero si fracturas en muchas casas y en los siguientes templos: Catedral, El Sagrario, la Merced, Santa Mónica, San Diego, Capilla de Jesús, de la Compañía (actual biblioteca iberoamericana), Aranzazú, Mexicaltzingo, San Juan de Dios y San José de Analco. También hubo daños en el Palacio Municipal, el Liceo de niñas y el Instituto de Ciencias (actual preparatoria No. 1). Es el sismo en Guadalajara posiblemente con mayor intensidad (VIII), y el epicentro se ubicó a unos 55 km hacia el noroeste. En San Cristóbal hubo fallas de taludes y posiblemente licuación. El Ceboruco presentó fumarolas y arrojó algo de cenizas que cayeron en la zona de Ahuacatlán, Tepic, Nay. Siguieron replicas hasta septiembre del mismo año.
13	09/03/1875	(M=7.4) Sismo que ocurrió en la costa de Jalisco, por el rumbo de Autlán, cerca del epicentro del terremoto de 1932. En Guadalajara agravó los daños a edificaciones causadas por el sismo del 11 de febrero y sus réplicas; los templos más dañados fueron: la Merced, San Diego, Aranzazú, Mexicaltzingo, Analco y Loreto.
14	22/03/1878	Causo daños en San Cristóbal y se sintió fuerte en Guadalajara. Hubo replicas leves hasta abril.
15	19/01/1900	(M=7.6) Destructor en Colima. Hubo además daños en muchas poblaciones de Jalisco (Ocotlán, Sayula, Zapotlán, San Gabriel, Autlán, Unión de Tula y Mascota). En Guadalajara sufrieron daños la cúpula de EL Sagrario, los templos de Sta. Ma. de Gracia, San Felipe, Santa Mónica, San Diego, Capilla de Jesús, San Sebastián de Analco y Mezquitán.
16	16/05/1900	(M=7.1) Intensa réplica del sismo del 19 de enero. Se sintió en varias poblaciones del sur de Jalisco hasta la Barca y Guadalajara, pero solo causó daños leves en Colima y Zapopán.
17	07/06/1911	(M=7.8) "Temblor de Madero" ya que ocurrió cuando el entró triunfante a la Ciudad de México. Causo daños fuertes en Zapotlán (Parroquia, Santuario, Tercera Orden, Sagrado Corazón y más de mil casas) y muertes (35). También fue destructor en la región cercana a Zapotlán (San Sebastián, San Andrés, Ixtlán, Zapotiltic, Tuxpan, Tamazula, Tecalitlán, San Gabriel, etc.)
18	30/04/1921	Daños en Autlán, Unión de Tula y Tuxcacuesco. Fuerte en Zacoalco y otras poblaciones de Jalisco.

Tabla 3. 1 Relación de sismos históricos importantes en el Bloque de Jalisco (continuación)

19	03/06/1932	(Ms=8.2) El sismo de mayor magnitud en México en el siglo XX. Su epicentro se ubicó en la Costa de Jalisco, a unos 160 km de Guadalajara. Causó fuertes daños en Cihuatlán, Autlán y Mascota. Hubo réplicas fuertes (magnitudes de 4 a 8) hasta al menos diciembre del mismo año. El padre Severo Díaz hizo un interesante análisis (Días Galindo, 1932). El 13 de junio entro en erupción el Volcán Colima.
20	18/06/1932	(Ms=7.8) Intensa réplica del terremoto del 3 de junio. Destructor en el estado de Colima, sobre todo Tecomán y Colima. Un tsunami invadió Cuyutlán.
21	09/04/1933	(M=6.5) daños en Tenacatita y otros lugares de la costa de Jalisco (Autlán, Purificación). Fuerte en Colima.
22	30/11/1934	(M=7.2) Muy fuerte en la Costa de Jalisco. Sentido en Puerto Vallarta, Mascota y Autlán.
23	03/12/1948	(M=7.0) Epicentro en las Islas Marías, destruyó la colonia penal.
24	30/01/1973	(Ms=7.4) Conocido como el terremoto de Colima, aunque en realidad ocurrió en el occidente de Michoacán, región poco poblada en esa época.
25	09/10/1995	(Ms=7.6, Mw=8.1) Fuerte terremoto frente a las costas de Colima y Jalisco. Causó fuertes daños en las costas de Colima y Jalisco, especialmente en Manzanillo, Cihuatlán, Jaluco, Barra de Navidad, Tenacatita y Puerto Vallarta. Se sintió fuerte en Guadalajara (a 240 km del epicentro), pero causó daños menores.
26	22/01/2003	(Mw=7.4) Terremoto somero frente a la costa de Armería en Colima, fuertes daños en Cd. Colima y en localidades de Jalisco al Oeste del Volcán, su patrón de daños es muy diferente al del 1995.

Tabla 3. 1 Relación de sismos históricos importantes en el Bloque de Jalisco (continuación)

CAPÍTULO 4. ORIGEN, PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN DE TSUNAMIS

4.1 INTRODUCCIÓN

El enfoque actual establecido en los centros de alerta de tsunamis, es el desarrollo de un sistema que de una forma rápida y precisa realice la predicción de los efectos de los tsunamis y una interpretación óptima de los datos disponibles de los terremotos y de los datos del nivel del mar, y cuantifique el impacto potencial en comunidades costeras. Este sistema es fundamental para la toma de decisiones en los centros de alerta de tsunamis, el cual debe evaluar con rapidez el peligro para las comunidades costeras. Hay mucho en juego al operar un sistema de alerta de tsunamis: una pérdida de alerta podría resultar devastadora en víctimas mortales, mientras que evacuaciones innecesarias son peligrosas, caras y ocasionarían una disminución en la confianza de la alerta del sistema. La predicción de los tsunamis en la National Oceanographic Administration Agency (en adelante la NOAA) y en la Japanese Meteorological Agency (en adelante la JMA) se basa en métodos que integran la medición en tiempo real de los niveles del mar y en tecnologías de modelado numérico.

La evolución de los terremotos generan tsunamis, los cuales tienen tres diferentes etapas: la generación, la propagación y el runup cuyas características se describen a continuación:

(1) Generación

La etapa de generación de un tsunami incluye la formación inicial de la perturbación de la superficie del océano debido a los terremotos que provocan la deformación del fondo marino. Esta primera perturbación de la superficie del agua evoluciona para convertirse en una onda de gravedad de largo período originada por la fuente del terremoto. La modelación numérica de la etapa inicial de la generación del tsunami está estrechamente vinculada a los estudios de los mecanismos del origen de los terremotos.

El proceso de generación de tsunamis se basa en un modelo de plano de falla del terremoto fuente (Gusiakov, 1978; Okada, 1985), el cual supone una capa de líquido incompresible sobre una capa subyacente elástica para caracterizar el espacio entre el océano y la corteza de la tierra. La aplicación de este modelo elástico de plano de falla (Titov, 1997) utiliza una fórmula para el cálculo de la deformación del fondo marino, condiciones iniciales requeridas para cálculos posteriores para la propagación de los tsunamis y para el cálculo de las inundaciones en la playa.

(2) Propagación

Un tsunami se puede propagar a grandes distancias, cientos o miles de kilómetros de la fuente del terremoto antes de que golpee la costa. La propagación de los tsunamis se puede modelar numéricamente con mucha precisión sobre las mencionadas grandes distancias. La curvatura de la tierra debe tomarse en cuenta en las simulaciones numéricas. Otros factores tales como las fuerzas de Coriolis y la dispersión, también pueden ser importantes.

La longitud de onda de tsunamis generados en zonas de subducción de placas tectónicas se ha estimado de decenas a cientos de kilómetros (Ortiz, *et al.*, 2000a). El hecho de que la longitud de onda del tsunami sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. Estas ecuaciones han sido planteadas y estudiadas desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932), dando lugar, entre otros, a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras empleados en tsunamis: El modelo de Boussinesq (Liu, *et al.*, 1995), en el que se considera importante la dispersión de onda por banda de frecuencia, y el modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979) en el que no se considera la dispersión por frecuencia. Aun cuando la dispersión por frecuencia prescrita por el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000a), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión prescrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990).

(3) Inundación

El runup de un tsunami sobre la costa, es probablemente el tópico menos desarrollado de cualquier modelo de simulación de tsunamis, debido a la falta de datos de alta calidad de las mediciones de campo para la prueba de los modelos numéricos, y a la falta de información batimétrica y topográfica de alta resolución.

El primer gran obstáculo para la mejora de las simulaciones numéricas del proceso de inundación, es la falta de información de alta calidad, de estudios experimentales y de mediciones de campo del runup. Recientemente, este problema se ha mitigado un poco por una gran cantidad de experimentos de runup realizados en varios laboratorios en el

mundo, así como por varios estudios de post-tsunami realizados (Yeh et al.1993; Synolakis et al., 1995; Imamura et al., 1995; Yeh et al., 1995; Borrero et al., 1997).

El segundo grave obstáculo para la precisa modelación numérica de la inundación por tsunamis, es la batimetría y la topografía de alta resolución de áreas críticas cerca de la costa. En la mayoría de los casos, es esencial que la cuadrícula de la batimetría y topografía sea de 10 a 50 m de resolución horizontal. Tales datos de alta resolución no son fáciles de obtener.

En sitios dónde se dispone de datos batimétricos y topográficos adecuados, la modelación numérica de inundaciones por tsunamis se realiza con suficiente precisión para desarrollar herramientas útiles de mitigación y para la elaboración de mapas de inundación (mapas de riesgo) contra tsunamis.

4.2 MECANISMO DE GENERACIÓN DE UN TSUNAMI

Los tsunamis son ondas gravitatorias generadas por una dislocación súbita del fondo marino que afecta de forma similar a la superficie del océano. Esta dislocación es lo que se conoce como condición inicial del tsunami. El origen de la dislocación puede ser sismotectónico, por deslizamiento de grandes masas de sedimento en el talud continental, y por erupciones volcánicas.

En este trabajo solo se discutirán los tsunamis de origen sismotectónico (originados por grandes terremotos) en las zonas de subducción.

Tsunami es una palabra de origen Japonesa que significa “oleaje de puerto”, y algunas veces llamada oleaje sísmico, o erróneamente onda de marea. Los tsunamis son usualmente pequeños y escasamente observados en el océano profundo, pero se convierten en grandes y causan daño cuando se acercan a la costa y a los puertos. El reciente tsunami ocurrido en el 2004 en el océano Índico demostró que un tsunami puede viajar distancias transoceánicas y causa daños en sitios lejanos del lugar donde se originó.

Los tsunamis se clasifican, según la distancia (o tiempo de viaje) desde su lugar de origen, en:

- **Locales**, si el lugar de arribo a la costa está muy cercano (menos de 1 hora de tiempo de viaje desde su origen).

- **Regionales**, si el lugar de arribo en la costa está a no más de 1000 Km. de la zona de generación, (pocas horas de tiempo de viaje).
- **Lejanos (Remotos, Trans-Pacíficos, Tele-tsunamis)**, si el lugar de arribo está en costas extremo-opuestas, o está a más de 1000 Km. de distancia de la zona de generación (medio día o más de tiempo de viaje).

Los tsunamis tienen muchos aspectos que son estudiados por investigadores en varios campos. Su generación se relaciona con procesos geológicos. La propagación y observación en aguas profundas son objeto de estudio de la oceanografía, requiriéndose para entender sus características de conocimientos de hidrodinámica básica. Su comportamiento en la costa, tal como el ascenso (runup en idioma Inglés) sobre las playas o la resonancia en bahías y recintos portuarios, son mayormente estudiados en la Ingeniería de Costas.

Por lo que corresponde a la hidrodinámica de cuerpos de agua en puertos, a nivel mundial existen muy pocas mediciones de las velocidades de las corrientes que han ocurrido por la afectación de tsunamis, y en este sentido, resulta necesario fortalecer la realización de mediciones de las velocidades de las corrientes para conocer el impacto de un tsunami en las instalaciones portuarias, así como en los cuerpos de agua interiores de los puertos y en la zona exterior de los mismos, con estas acciones se estará en posibilidad de mejorar la calidad de las simulaciones numéricas de la hidrodinámica de cuerpos de agua en puertos bajo la acción de tsunamis locales, regionales y lejanos.

4.2.1 DEFINICIÓN DE LA AMPLITUD Y ALTURA DE LA OLA DEL TSUNAMI

La amplitud del tsunami se mide del cero al pico positivo o negativo (cualquiera de los dos). La altura de ola del tsunami también llamada rango de doble amplitud, se mide del valle al pico.

La “altura del tsunami” se mide del valle al pico de registro de sensores de mareas, mientras que la “amplitud del tsunami” se mide desde el nivel de marea estimado en el tiempo (ver Figura 4.1).

Debido a que las ondas sísmicas “movimiento inicial” pueden ser positivas o negativas, transporta información del campo del tsunami. Por ejemplo, los movimientos iniciales del tsunami del 2004 en el Océano Indico fueron negativos en el Este del campo (e. g.

Tailandia), mientras que en el Oeste (e. g. Male, Maldives) fueron positivos los movimientos iniciales como se indica en la Figura 4.1

Figura 4. 1 Formas de las ondas del tsunami de diciembre de 2004 ocurrido por el terremoto en Sumatra-Andaman, registrado en Male (figura superior) y en Phuket (figura inferior).

4.2.2 DESPLAZAMIENTOS DEL FONDO MARINO Y DE LA SUPERFICIE DEL AGUA

Soluciones analíticas para ondas lineales de gravedad generadas por varios tipos de campos han sido obtenidas por varios investigadores. Kajiura (1963) generalizó las soluciones introduciendo a los tsunamis las funciones de Green. El mostró que las condiciones iniciales dadas en el fondo marino y en la superficie del agua difieren por el factor $1/\cosh kd$, donde k es el número de onda del desplazamiento. Para grandes longitudes de onda $\lambda \gg 2\pi d$, este factor tiende al valor de 1 debido a que $\cosh kd = \cosh\left(\frac{2\pi}{\lambda}d\right) \approx 1$.

Por lo anterior, si la longitud de onda de la deformación del fondo marino es mayor que la profundidad del agua, se puede asumir que el desplazamiento de la superficie del agua es el mismo que el desplazamiento del fondo marino.

Kajiura (1970) examinó el intercambio entre la tierra sólida y el agua del océano de tsunamis generados por deformaciones del fondo marino con un aumento finito en el tiempo. El mostró que la eficiencia de la generación de los tsunamis, definida como la relación de la energía dinámica a la energía estática del tsunami tiende al valor de 1, si la duración es corta comparada al tiempo requerido por un tsunami que viaja a través del área de generación. Para un terremoto con magnitud $M_w = 8$ en la profundidad de

5000 m, el tamaño del campo de generación es de alrededor de 100 Km. y el tiempo de viaje del tsunami sobre dicha distancia es alrededor de los 8 min., si la duración es menor, por ejemplo 1 min. o menor, la eficiencia es más de 0.9, esto significa que la deformación del fondo puede considerarse como instantánea. Si la duración es menor que $2\sqrt{d/g}$, una parte del flujo de la energía va dentro de la onda acústica. Para el caso señalado anteriormente, el límite es de 45 seg.

4.2.3 PARÁMETROS DE LA FALLA Y DEFORMACIÓN DEL FONDO MARINO

La deformación del fondo marino debido a una falla se puede calcular mediante la aplicación de la teoría elástica de dislocación. El desplazamiento en un medio homogéneo infinito debido a una dislocación a través de una falla está dado por el teorema de Volterra (Steketee, 1958) y las fórmulas explícitas dadas para el espacio medio (e. g., Mansinha y Smylie, 1971; Okada, 1985). Usualmente, solamente la componente vertical del fondo marino se considera para la generación del tsunami. Cuando el campo del tsunami se encuentra en un océano empinado, la pendiente y el desplazamiento horizontal son grandes, y el desplazamiento vertical del agua debido al desplazamiento horizontal de la pendiente también debe ser considerado (Tanioka y Satake, 1996a).

La condición inicial del tsunami consiste en prescribir una deformación vertical instantánea de la superficie del mar suponiendo que ésta es igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino. Esta hipótesis es válida siempre que la velocidad de propagación del tsunami sea mucho menor que la velocidad de propagación de la ruptura sísmica. A su vez, la deformación vertical cosísmica del lecho marino se calcula con expresiones analíticas que describen la deformación interna de un medio continuo debido al deslizamiento relativo en discontinuidades o fallas geológicas. Algunas expresiones analíticas o modelos de deformación consideran discontinuidades con asperezas en las que el deslizamiento no es uniforme en el plano de la falla o área de ruptura. Estos modelos son de gran utilidad para investigar el mecanismo de ruptura una vez que ha ocurrido un sismo.

En el presente trabajo se empleará el modelo de deformación de Mansinha y Smylie (1971), que consiste en considerar un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento o dislocación es uniforme en el área de ruptura. En este modelo de deformación se prescribe la magnitud y la dirección de la dislocación sobre un plano de falla rectangular, así como el rumbo, el echado y la profundidad del extremo superior de la falla. En la Figura. A2.6 del

Anexo 2, se indican los 9 parámetros empleados en el modelo de dislocación, los cuales se describieron en el capítulo 2.7.2.

Con los parámetros que se indican en la Figura. A2.6 indicados anteriormente L , W y D se pueden relacionar con el momento sísmico M_0 mediante la siguiente ecuación:

$$M_0 = \mu L W D \quad (4. 1)$$

Donde μ es el módulo de rigidez del medio en la vecindad de la falla.

4.2.4 EXPRESIONES PARA DEFINIR EL TAMAÑO DEL TERREMOTO

Una gran variedad de escalas se han propuesto para expresar el tamaño de un terremoto. Varios valores de la magnitud se han estimado para el mismo terremoto porque las definiciones de las escalas difieren una de otra.

Para la evolución detallada de un tsunami por un cálculo numérico, la escala básica utilizada que expresa la magnitud del tsunami es la magnitud M_w , en adición, la escala de la magnitud de un tsunami M_t se aplica para estimar de forma preliminar la altura del tsunami.

(1) Magnitud M_w del tsunami

La magnitud M_w del tsunami fue definida por Kanamori (1977), la cual está directamente relacionada con el momento sísmico M_0 , el cual se define como una función de varias cantidades de los parámetros de la falla, por lo tanto, es una expresión física del tamaño de la falla sísmica como se observa en la siguiente ecuación:

$$\log M_0 (N..m) = 1.5 M_w + 9.1 \quad (4. 2)$$

$$\log M_0 (dina.cm) = 1.5 M_w + 16.1$$

Donde $M_0 = \mu L W D$, el resto de los términos ya se ha definido con anterioridad.

Debido a que M_w refleja las componentes de largo período de las ondas sísmicas (principalmente una banda periódica con un período largo de aproximadamente 10 seg.) es adecuada para expresar el fenómeno con longitudes de onda largas, tales como los tsunamis, por lo que la magnitud del terremoto es básicamente expresada usando la escala M_w para la evaluación detallada del cálculo numérico de los tsunamis.

(2) Magnitud M_t del tsunami

El tamaño de un tsunami es proporcional al tamaño del terremoto, y se expresa por una magnitud del tsunami m la cual fue definida por Imamura como se muestra en la Tabla 4.1; de acuerdo con Hatori (1977), la magnitud del tsunami se relaciona con la magnitud M definida por Richter como se muestra en la Figura. 4.2 y la ecuación de regresión que se indica a continuación:

$$m = 2.61 M - 18.44 \quad (4.3)$$

La ecuación anterior indica que en el caso de la ocurrencia de terremotos con valores de $M > 6.4$, se pueden generar tsunamis de importancia considerable.

Magnitud del tsunami “m”	Altura del Tsunami (m)	Daño
-1	0.5	Ninguno
0	1	Daño muy pequeño
1	2	Daño en la costa y en barcos
2	4 ~ 6	Daño y pérdida de vidas humanas en ciertas áreas de tierra
3	10 ~ 20	Daños considerables a más de 400 Km. de la línea de costa
4	30	Daños considerables a más de 500 Km. de la línea de costa

Tabla 4. 1 Magnitud “m” del tsunami definida por Imamura

La longitud de la falla L en kilómetros se relaciona también con la magnitud del terremoto como sigue:

$$M = 6.27 + 0.63 \log L \quad (4.4)$$

Hatori investigó los terremotos que generaron tsunamis, y determinó los semiejes largo y corto a y b del área de la falla, los cuales se relacionan como sigue:

$$\frac{a}{b} = AM + B \quad (4.5)$$

Donde A es un parámetro que varía de - 0.13 a - 0.28, y B varía de 1.69 a 2.96

De acuerdo con Takahashi, el período predominante T_e de un tsunami se relaciona con la magnitud de un terremoto como sigue:

$$\log T_e = 0.57 M - 2.85 \quad (4.6)$$

Figura 4.2 Relación entre la magnitud del terremoto " M " y la magnitud del tsunami " m " (Hatori, 1977)

Con las ecuaciones (4.3), (4.4) y (4.5), en la Tabla 4.2 se muestran los diversos valores típicos del tsunami, su magnitud, su longitud de la falla, y su período, considerando valores de la magnitud del terremoto.

Magnitud del terremoto	Magnitud típica del tsunami	Longitud típica de la falla (Km)	Período típico del tsunami (min.)
6.5	- 1.5	2.3	7.2
7.0	- 0.2	14	14
7.5	+ 1.1	90	27
8.0	+ 2.4	560	51

Tabla 4. 2 Valores típicos de la magnitud, longitud de la falla y período del tsunami.

La magnitud M_t fue definida por Abe (1981) y Abe (1999) y se expresa por las siguientes ecuaciones con una amplitud H del registro del tsunami obtenido por un sensor de registro de mareas (o alturas de runup) y la distancia de las estaciones de los sensores de mareas al epicentro del sismo Δ .

(3) Ecuación de la magnitud del tsunami M_t , usando los registros de los sensores de mareas Abe (1981)

$$M_t = \log H + \log \Delta + 5.80 \quad (4. 7)$$

$$M_t = \log H_2 + \log \Delta + 5.50 \quad (4. 8)$$

Donde H es la máxima amplitud de una simple cresta o valle de la onda de tsunami, obtenida de los registros de un sensor de mareas, en metros. H_2 , es el valor máximo de las amplitudes dobles de la onda de tsunami, obtenido de los registros de un sensor de mareas, en metros. Δ , es la distancia del epicentro del terremoto a la estación de mareas a lo largo de una línea sobre el océano, en Km.

(4) Ecuación de la magnitud del tsunami M_t , usando los registros de la altura del runup del tsunami Abe (1999)

$$M_t = 2 \log H_m + 6.6 \quad (4. 9)$$

$$M_t = 2 \log H_{m\acute{a}x.} + 6.0 \quad (4. 10)$$

Donde H_m es el máximo valor de la altura del runup del tsunami del sitio local (m).

$H_{\max}$ es el máximo valor de la altura del runup del tsunami de toda el área (m).

(5) Relaciones entre M_t y M_w

$M_t = M_w$; Para el Océano Pacífico; Abe (1985)

$M_t = M_w + 0.2$; Para el Mar de Japón cuando M_t se obtiene mediante registros de sensores de mareas; Abe (1985)

$M_t = M_w + 0.2$; Para el Mar de Japón cuando M_t se obtiene mediante registros de la altura del runup del tsunami; Abe (1985)

4.2.5 MÓDULO DE RIGIDEZ DE UN MEDIO CERCA DE LA FALLA

El módulo de rigidez μ de un medio en la vecindad de la falla puede calcularse mediante la siguiente ecuación:

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (4.11)$$

Donde V_s es la velocidad de la onda sísmica y ρ es la densidad del medio.

El módulo de rigidez de un medio en la vecindad de la falla debe ser apropiadamente calculado, el cual depende del área de generación, de la profundidad focal, etc.

El valor del módulo de rigidez afecta la estimación de M_w de tsunamis históricos, por lo que es esencial determinar un valor aproximado del módulo de rigidez en la evaluación de tsunamis. Respecto a la tectónica, después de los 50's, en Japón se han realizado extensivos estudios de las velocidades sísmicas utilizando campos artificiales, sin embargo dicho fenómeno no ha sido elucidado.

Se sabe que el valor exacto del módulo de rigidez en la vecindad de la falla, varía en las direcciones horizontal y vertical. Sin embargo, para la evaluación de tsunamis, los valores que se indican en la tabla 4.3 se pueden utilizar como valores estándar.

LOCALIZACIÓN	MÓDULO DE RIGIDEZ
<ul style="list-style-type: none"> Placas continentales en el Sur-Oeste de Japón Margen Este del mar de Japón Niveles de aguas someras de las fronteras de la placa (cuando la superficie de la falla ocurre en profundidades menores de 20 Km.) 	$3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ $(3.5 \times 10^{11} \text{ dina/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> Placas oceánicas Niveles profundos de las fronteras de las placas (cuando el plano de la falla ocurre en profundidades mayores de 20 Km.) 	$7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ $(7.0 \times 10^{11} \text{ dina/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> Porción central de las fronteras de la falla (cuando el plano de la falla ocurre en profundidades del orden de los 20 Km.) 	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ $(5.0 \times 10^{11} \text{ dina/cm}^2)$

Tabla 4. 3 *Valores estándar del módulo de rigidez del medio ubicado en la vecindad del foco donde se genera el terremoto*

4.3 PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS

4.3.1 ECUACIONES QUE GOBIERNAN LA PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS

(1) Modelo de Aguas Someras

El modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979) describe el movimiento de ondas cuya longitud es mucho mayor que la profundidad del agua en donde se propagan. En este modelo las aproximaciones de incompresibilidad del agua y de densidad constante reducen la ecuación de conservación de masa a la ecuación de continuidad de volumen:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4. 12)$$

A su vez, la aproximación hidrostática permite simplificar las ecuaciones horizontales de conservación de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} \quad (4.14)$$

En las ecuaciones (4.12), (4.13) y (4.14), t representa el tiempo, $\Psi(x, y, t)$ representa la altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia $z = 0$, g es la aceleración de la gravedad, u , v , son las componentes de la velocidad horizontal del campo de masa en las direcciones ortogonales x , e y , respectivamente, siendo w la componente vertical de la velocidad en la dirección z , mientras que $\frac{\tau_x}{\rho}$ y $\frac{\tau_y}{\rho}$ representan la fricción en el fondo en las direcciones x e y respectivamente, siendo τ_x y τ_y las componentes horizontales del esfuerzo y ρ representa la densidad del agua. Nótese que el efecto de rotación del planeta sobre la aceleración horizontal (término de Coriolis) no está incluido en las ecuaciones (4.13) y (4.14). Al respecto, Kowalik y Whitmore (1991), demostraron que el término de Coriolis no es importante en la propagación de tsunamis.

(2) Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical

La aproximación hidrostática implica suponer que el campo horizontal de velocidad es independiente de la profundidad, por lo que es conveniente integrar verticalmente las ecuaciones primitivas (4.12, 4.13 y 4.14), con objeto de simplificar su solución numérica.

Condicionando al fluido que está en el fondo y en la superficie a permanecer tanto en el fondo como en la superficie respectivamente, la ecuación de ambas fronteras es $F(x, y, z, t) = 0$, consecuentemente;

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \quad (4.15)$$

En el fondo $z = z_0(x, y)$. Sustituyendo $F = z - z_0$ en la ec. (4.15) se tiene:

$$u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} - w(x, y, z_0) = 0 \quad (4.16)$$

En la superficie $z = \Psi(x, y, t)$. Lo que implica, según la ec. (4.15):

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} + v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - w(x, y, \Psi) = 0 \quad (4.17)$$

Integrando la ec. (4.12) del fondo a la superficie libre se obtiene:

$$\int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz + w(x, y, \Psi) - w(x, y, z_0) = 0 \quad (4.18)$$

Expresando los dos primeros términos de la ec. (4.18) mediante las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} - u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz \quad (4.20)$$

De las ecs. (4.16), (4.17), (4.18) y empleando las relaciones (4.19) y (4.20), se obtiene la ecuación de conservación de masa integrada en la vertical:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (4.21)$$

En la que:

$$U = \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u[h(x, y) + \eta(x, y, t)] \quad (4.22)$$

$$V = \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v[h(x, y) + \eta(x, y, t)] \quad (4.23)$$

$$h(x, y) + \eta(x, y, t) = \Psi(x, y, t) - z_0(x, y) \quad (4.24)$$

Siendo $h(x, y)$ la profundidad media de la columna de agua y $\eta(x, y, t)$ la variación del nivel del agua con respecto al nivel de equilibrio en la superficie.

Siguiendo un procedimiento similar se integran las ecuaciones (4.14) y (4.15) del fondo a la superficie libre, se obtiene:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \quad (4.25)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \quad (4.26)$$

Donde, $D = h(x, y) + \eta(x, y, t)$ y m es el coeficiente de rugosidad de Manning, con valor estándar igual a 0.025

La expresión para los términos de fricción de fondo en las ecuaciones (4.25) y (4.26) merece una explicación breve: antes de integrar verticalmente las ecuaciones (4.13) y (4.14), los términos de fricción se expresan en función de la velocidad en analogía a la ley de fricción cuadrática en un flujo uniforme (Dronkers, 1964) como sigue:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad ; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.27)$$

Donde el coeficiente de fricción f y el coeficiente de rugosidad de Manning m están relacionados por la siguiente ecuación:

$$m = \sqrt{\frac{f D^{1/3}}{2 g}} \quad (4.28)$$

Consecuentemente, los términos de fricción de fondo se expresan como sigue:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{g m^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad ; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{g m^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.29)$$

Los términos de fricción adquieren el aspecto presentado en la ecuaciones (4.25) y (4.26) integrando las expresiones (4.29) del fondo a la superficie libre.

Es importante mencionar que los términos no lineales (fricción y advección) se omiten de las ecuaciones (4.25) y (4.26) cuando el tsunami se propaga en mar abierto. En profundidades mayores a 50 m, tanto la fricción como los términos advectivos son insignificantes en comparación con los términos lineales (Shuto, 1991; Kowalik 1987). Este resultado simplifica las ecuaciones (4.25) y (4.26) en la propagación de tsunamis en mar abierto y reduce significativamente el tiempo de cómputo empleado en la solución numérica de las ecuaciones.

En el estudio de propagación transoceánica de tsunamis, además de omitir los términos no lineales, es conveniente expresar las ecuaciones (4.21), (4.25) y (4.26) en un sistema de coordenadas esféricas con la finalidad de minimizar la distorsión por la curvatura de la tierra. El término de Coriolis se ha incluido por formalidad:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \xi} \left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \xi} (V \cos \xi) \right] = 0 \quad (4.30)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \xi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = f V \quad (4.31)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \xi} = -f U \quad (4.32)$$

Donde $U = uh(\lambda, \xi)$ y $V = vh(\lambda, \xi)$ son respectivamente las componentes del flujo de masa en las direcciones meridional ξ y longitudinal λ ; R es el radio del planeta; la fuerza de Coriolis está representada por $f = 2 \Omega \sin \xi$, siendo Ω la velocidad angular del planeta.

(3) Integración numérica del modelo de aguas someras

En esta sección se resuelven numéricamente las ecuaciones lineales unidimensionales correspondientes a las ecuaciones (4.21), (4.25) y (4.26) del modelo de aguas someras. El objetivo es ilustrar la dispersión de onda que introduce el esquema numérico de diferencias finitas centrales.

Las ecuaciones de aguas someras en una dimensión y su representación en diferencias finitas centrales de acuerdo al esquema de la Figura. 4.3 se expresan como sigue:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \rightarrow \frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] + \frac{1}{\Delta x} [U_{j+1}^n - U_j^n] = 0 \quad (4.33)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g h \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \rightarrow \frac{1}{\Delta t} [U_j^{n+1} - U_j^n] + \frac{gh}{\Delta x} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} \right] = 0 \quad (4.34)$$

Figura 4.3 Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en el tiempo

La representación exacta del primer término en diferencias finitas de la ecuación (4.33) se obtiene completando la serie de Taylor como sigue:

$$\frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}} \quad (4.35)$$

Aplicando este procedimiento, las ecuaciones en diferencias (4.33) y (4.34), resulta:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}} + \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0 \quad (4.36)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g h \frac{\partial \eta}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial t^{2m+1}} + g h \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0 \quad (4.37)$$

Las ecuaciones (4.36) y (4.37) son las ecuaciones diferenciales que representan a las ecuaciones en diferencias (4.33) y (4.34). Los terceros términos de (4.36) y (4.37), que se

están agregando a las ecuaciones originales, son las expresiones de los errores numéricos introducidos en la solución numérica de las ecuaciones de aguas someras debido al truncamiento de las series de Taylor en el esquema de diferencias finitas. Para examinar estos errores en una sola ecuación haremos uso de la siguiente aproximación para las derivadas de alto orden:

$$\frac{\partial^{2m+1}}{\partial t^{2m+1}} = -(\sqrt{gh})^{2m+1} \frac{\partial^{2m+1}}{\partial x^{2m+1}} \quad (4.38)$$

De las ecs. (4.36) y (4.37), empleando la relación (4.38) se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \left[1 - \left(\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^{2m} \right] \frac{\partial^{2m+2} \eta}{\partial x^{2m+1}} = 0 \quad (4.39)$$

Tomando en cuenta únicamente el primer término de la serie en (4.39), ésta toma la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \frac{\Delta x^2}{12} \left[1 - gh \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 \right] \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \quad (4.40)$$

El tercer término de la ec. (4.40) representa la dispersión de onda que introduce el esquema numérico. Es importante notar que este esquema numérico no introduce disipación de energía.

(4) Dispersión de onda y el número de Imamura

Consideremos la expresión de la ecuación de Boussinesq en una dimensión (Shuto, 1991):

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{gh}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \quad (4.41)$$

El tercer término de la ec. (4.41) representa la dispersión de onda. Al comparar los terceros términos de las ecs. (4.40) y (4.41), la dispersión numérica en (4.40) resulta prácticamente igual a la dispersión prescrita por la ecuación de Boussinesq. El cociente entre estos dos

coeficientes es lo que se conoce como número de Imamura (Im), el cual se expresa como sigue:

$$Im = \frac{\Delta x}{2h} \sqrt{1 - (CFL)^2} \quad (4.42)$$

Donde $CFL = \sqrt{gh} \Delta t / \Delta x < 1$, expresa la estabilidad de la solución numérica (Courant-Friedrichs-Lewy Condition). El número de Imamura $Im=1$, hace que la dispersión numérica sea similar a la dispersión física prescrita por la ecuación de Boussinesq. Ciertamente es difícil mantener $Im=1$ en batimetrías irregulares. Sin embargo, Shuto (1991) y Satake *et al.* (1995), han demostrado que la solución de las ecuaciones de aguas someras, manteniendo el número de Imamura en el intervalo $[0.6 < Im < 1.4]$, es aceptablemente similar a la solución de las ecuaciones de Boussinesq.

(5) Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas

En este ejemplo se resuelven las ecuaciones lineales en coordenadas esféricas para evitar errores inducidos por la curvatura de la Tierra cuando utilizamos áreas relativamente grandes. En la Figura 4.4, se muestra el esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.

Figura 4.4 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.

El conjunto de ecuaciones (4.30), (4.31) y (4.32), expresado en el esquema de diferencias finitas centrales de la Figura 4.4, toma la siguiente forma:

$$\frac{\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{1}{R \cos \xi_m} \left[\frac{U_{j+\frac{1}{2},m}^n - U_{j-\frac{1}{2},m}^n}{\Delta \lambda} + \frac{V_{j+\frac{1}{2},m}^n \cos \xi_{m+\frac{1}{2}} - V_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m-\frac{1}{2}}}{\Delta \xi} \right] = 0, \quad (4.43)$$

$$\frac{U_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} - U_{j+\frac{1}{2},m}^n}{\Delta t} + \frac{gh_{j+\frac{1}{2},m}}{R \cos \xi_m} \frac{\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \lambda} = fQ, \quad (4.44)$$

$$\frac{V_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} - V_{j,m+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + \frac{gh_{j,m+\frac{1}{2}}}{R} \frac{\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \xi} = -fP, \quad (4.45)$$

Donde:

$$Q = \frac{1}{4} \left[V_{j+1,m+\frac{1}{2}}^n + V_{j+1,m-\frac{1}{2}}^n + V_{j,m+\frac{1}{2}}^n + V_{j,m-\frac{1}{2}}^n \right] \quad (4.46)$$

$$P = \frac{1}{4} \left[U_{j+\frac{1}{2},m+1}^n + U_{j+\frac{1}{2},m}^n + U_{j-\frac{1}{2},m+1}^n + U_{j-\frac{1}{2},m}^n \right] \quad (4.47)$$

Las incógnitas de las η , U y V , quedan explícitamente expresadas:

$$\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} = \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}} - R_1 \left[U_{j+\frac{1}{2},m}^n - U_{j-\frac{1}{2},m}^n + V_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m+\frac{1}{2}} - V_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m-\frac{1}{2}} \right] \quad (4.48)$$

$$U_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} = U_{j+\frac{1}{2},m}^n - R_2 h_{j+\frac{1}{2},m} \left[\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] \quad (4.49)$$

$$V_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} = V_{j,m+\frac{1}{2}}^n - R_4 h_{j,m+\frac{1}{2}} \left[\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right], \quad (4.50)$$

Donde:

$$\Delta s = \Delta \lambda = \Delta \xi : R_1 = \frac{\Delta t}{(R \cos \xi_m \Delta s)}; R_2 = \frac{g \Delta t}{(R \cos \xi_m \Delta s)}; R_3 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_m; \quad (4.51)$$

$$R_4 = \frac{g \Delta t}{(R \Delta s)}; R_5 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_{m+\frac{1}{2}}. \quad (4.52)$$

(6) Modelo de propagación de tsunamis

El modelo de propagación de tsunamis de Goto *et al.* (1997), consiste en la integración numérica de las ecuaciones (4.21), (4.25) y (4.26) del modelo de Aguas Someras o del conjunto correspondiente de ecuaciones (4.30), (4.31) y (4.32) expresadas en coordenadas esféricas. Las ecuaciones se resuelven en el esquema de diferencias finitas centrales (Figura 4.3 o Figura 4.4) en un conjunto de mallas con diferente resolución espacial interconectadas dinámicamente. En mar abierto se emplean mallas gruesas o de baja resolución espacial donde se desprecian los términos alinéales, mientras que cerca de la costa se emplean mallas de alta resolución espacial donde se consideran todos los términos de las ecuaciones.

La condición de frontera externa del modelo prescribe la radiación libre de ondas hacia el exterior del dominio de integración empleando la solución de la ecuación de onda a lo largo de las características:

$$(U, V) = \pm \eta \sqrt{gh}. \quad (4.53)$$

El signo positivo o negativo, se toma de tal manera que las ondas pasen libremente por la frontera y salgan del dominio de integración.

Una de las capacidades más importantes de este modelo es el cómputo de la inundación o trepado de la ola en tierra en la malla de alta resolución espacial. Si una celda de la malla está seca o sumergida se juzga en términos de la profundidad total de la columna de agua:

$$\begin{aligned} D = \eta + h > 0, & \quad \text{la celda está sumergida, y si} \\ D = \eta + h < 0, & \quad \text{la celda está seca.} \end{aligned}$$

Para un frente de la ola localizado entre una celda seca y una celda sumergida, el flujo de agua a través del límite entre las dos celdas se calcula si la altura de tierra en la celda seca es más baja que el nivel de agua en la celda sumergida.

4.4 INUNDACIÓN

El runup es el proceso de una onda del Tsunami que entra en la zona costera y que se propaga hacia tierra adentro. En este proceso, el oleaje puede estar sujeto a transformaciones esenciales, por ejemplo, el asomeramiento del oleaje de las múltiples

alturas de ola en mar abierto que inciden en la costa. Eventualmente, el oleaje puede romper, y la masa de agua continúa propagándose en forma de rompiente turbulenta (bore en idioma inglés), ver Figura 4.5. Al final, estas transformaciones determinan que tan lejos y que tan rápido ocurre la inundación en tierra (ver Figura 4.6). Esto es de gran importancia para la planeación de las medidas de protección incluyendo la evacuación de la población.

Figura 4. 5 Evolución de un oleaje rompiente turbulento de tsunami, propagándose hacia una estructura sumergida. Fuente: Huang. K. S, et. al, Taiwan, 2007

Figura 4. 6 Frente del oleaje rompiente turbulento del tsunami ocurrido en 1983 por el terremoto Nihonkai-Chubu en Japón: Fuente Shuto. N, Tohoku University, Japan, 2005

Los siguientes términos científicos se pueden definir en relación con el tsunami runup (ver Figura 4.7)

Figura 4. 7 Términos científicos relacionados con el Tsunami run up. Fuente: Tsunami International Information Center

Runup: Es la máxima altura del agua en la costa observada por arriba del nivel del mar, también se define como sigue:

- (1) Diferencia entre la elevación de penetración máxima de un tsunami (línea de inundación) y el nivel del mar en el momento del ataque del tsunami.
- (2) Elevación alcanzada por el mar medida en relación con algunos niveles fijos tales como el nivel medio del mar, bajamar media, nivel del mar en el momento del ataque del tsunami, entre otros, y medido, si es posible, en un punto correspondiente al máximo local de la inundación horizontal.
- (3) En términos prácticos, el run-up se mide solamente donde existe una evidencia clara en la orilla del límite de la inundación.

Altura de ola del tsunami: Es la distancia vertical de la onda del tsunami antes de que incida en la costa (ver Figura 4.8). Al igual que con las olas de viento, la altura de ola del tsunami pueden ser analizada usando el método de cero de cruces ascendentes (zero upcrossing en inglés). En este caso, el tramo entre el punto del perfil de registro del tsunami cruza el nivel de marea estimado, y la distancia del lado negativo al lado positivo y el próximo punto se toma como una ola, y la diferencia entre el máximo y el mínimo en los niveles de agua en el registro se toma como la altura de ola del tsunami del registro en cuestión. La máxima altura de las olas del registro del tsunami se define como la máxima altura de las olas del tsunami.

Figura 4. 8 Términos relacionados con las características de los tsunamis, Fuente: *The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan, 2002*

Inundación: Es la distancia horizontal de penetración del tsunami hacia tierra, generalmente medida desde la línea de playa.

Distancia de inundación: Distancia horizontal de la línea de inundación de un tsunami, medida desde la línea de playa.

Distribución de runup: Conjunto de valores de runup del tsunami medidos a lo largo de una costa.

Inundación máxima: Máxima penetración horizontal del tsunami desde la línea de playa. La inundación máxima se mide para cada costa o puerto afectado por el tsunami.

Área de inundación: Área inundada por el tsunami.

Contrariamente con muchas imágenes artísticas de los tsunamis, la mayoría de los tsunamis no originan olas rompientes gigantes (como las olas normales que rompen en la playa cuando se acercan a la costa). Por el contrario, inciden en la costa con muy fuertes y rápidos movimientos de agua (es decir, como rápidos aumentos locales del nivel del mar). Gran parte de los daños causados por los tsunamis se deben a las fuertes corrientes que se originan en tierra, y a los escombros que flotan en dichas corrientes. Los tsunamis suelen viajar mucho más lejos tierra adentro del oleaje normal.

Después de la ocurrencia del runup, parte de la energía del tsunami se refleja hacia el mar abierto. En adición, un tsunami puede generar un tipo particular de ondas llamadas edge waves, las cuales viajan hacia atrás y hacia delante paralelas a la costa. Estos efectos resultan en muchas incidencias de los tsunamis en un punto particular sobre la costa más que como la incidencia de una simple ola. Debido a la compleja conducta de tsunamis cerca de la costa, la primera fase previa de un tsunami no suele ser el más grande, haciendo hincapié en la importancia de no regresar a una playa varias horas después de la incidencia de un tsunami en la playa.

4.4.1 ACCIÓN DEL RUNUP TIERRA ADENTRO

(1) Acción del runup sobre topografía plana

En la Figura 4.9, se indica esquemáticamente la acción del runup en zonas sobre topografía plana, en las cuales la altura del tsunami disminuye del orden de 1 m por cada kilómetro de inundación, y ocurren más daños cuando el flujo de agua se mueve hacia tierra que cuando se inunda.

Figura 4.9 Acción del runup sobre una costa con topografía plana. Fuente <http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf>

(2) Acción del runup sobre topografía con acantilado

En la Figura 4.10, se indica esquemáticamente la acción del runup en zonas sobre topografía con acantilados, en las cuales la altura del tsunami inunda toda la zona a lo largo de la costa.

Figura 4. 10 Acción del runup sobre una costa con acantilado. Fuente <http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf>

(3) Altura de ola de Tsunamis en bahías en forma de “V”

Cuando un tsunami incide en una bahía en forma de “V”, la altura de ola se incrementa, y en ocasiones el oleaje oscila en la bahía y la altura de ola incidente se amplifica (ver Figura 4.11).

Figura 4. 11 Acción de un tsunami en una bahía en “V”. Fuente <http://www.equakes.pref.shizuoka.jp/english/tsunami.pdf>

4.4.2 COMPORTAMIENTO DEL RUNUP

Las características y el comportamiento de los tsunamis en la zona del runup son impredecibles, debido a la alta influencia del tipo de tsunami incidente y a las características topográficas y batimétricas de cada zona (Yeh Harry et. al, 2005).

Las siguientes descripciones cualitativas están basadas en observaciones del pasado.

- Cuando un gran tsunami ataca alguna costa con pendiente pronunciada, el runup se caracteriza por un aumento y disminución de agua sin rompimiento del oleaje. El

tsunami registrado en el mar de Japón en 1983 originó en varias ciudades este tipo de fenómeno (ver Figura 4.12). Otro ejemplo de este fenómeno se observó en el tsunami ocurrido en 1964 en la ciudad del puerto de Alberni en Canadá (ver Figura 4.13).

Figura 4. 12 Incidencia del Tsunami en el Acuario Ojika; Fuente: Foto tomada por S. Sato; In Tsunami Prevention Laboratory Research, Japan. Report No. 1

Figura 4. 13 Escena del tsunami ocurrido en 1964 en el Puerto Alberni BC en Alaska: Fuente: Foto tomada por D. H. Peregrine.

Los tsunamis algunas veces rompen en altamar formando un oleaje rompiente turbulento (bore) que se propaga cerca de la costa como se muestra en la Figura 4.14; El subsecuente runup de la rompiente turbulenta es algunas veces llamado “surging”. Las condiciones del runup registradas en varias localizaciones durante el tsunami ocurrido en Japón en 1983, son ejemplos del fenómeno antes señalado, ver Figura 4.15. Un alto tsunami turbulento barrió literalmente como lenguazo la costa.

Figura 4. 14 Formación de un oleaje rompiente turbulento originado por el tsunami ocurrido en Yatsumori, Japón en 1983 en el mar de Japón. Fuente: (Foto por N. Sasaki; Laboratorio de prevención de tsunamis, Reporte No. 1, p. p. 267)

Figura 4. 15 Río Iwaki, Japón. Fuente: Foto por N. Nara; Laboratorio de prevención de tsunamis, Reporte No. 1, p. p. 267)

Mientras la zona de runup es bañada por una ola previa del tsunami, la siguiente ola del tsunami puede afectar edificios con la formación de oleaje rompiente turbulento. Una serie de oleajes rompientes se montaron sobre una onda larga fueron registrados en el tsunami ocurrido en el mar de Japón en 1983. Cuando el área fue inundada por previos oleajes, es posible la formación de un oleaje rompiente turbulento en la zona de tierra del runup.

Al parecer la destrucción total del faro Scotch Cap (Figura 4.16), ubicado en la isla Unimak, pudo haber sido el resultado del tsunami ocurrido en las Auletianas en 1946 por la acción del oleaje rompiente que actuó sobre la estructura. Esta condición pudo haber sido equivalente a la condición de rompiente “collapsing”, de acuerdo a la clasificación del oleaje rompiente utilizada en el campo de la Ingeniería de Costas (Weigel, 1964). Esta clasificación debe ser limitada a la región muy cercana a la línea de playa con pendiente pronunciada. Un oleaje rompiente collapsing observado en el laboratorio se indica en la Figura 4.17

Figura 4. 16 Faro Scotch Cap destruido por el tsunami de 1946 ocurrido en las islas Auletianas.

Figura 4. 17 Un oleaje rompiente collapsing resultó de un oleaje rompiente turbulento nodular.
Fuente: (Yeh, et al. 1989)

La descripción del runup originado por los tsunamis es de gran importancia para la zonificación y evaluación del riesgo de tsunamis para estructuras portuarias y costeras. Las dificultades planteadas aquí son evidentes; la complejidad de la morfología de la zona costera y la variedad de superficies cambian debido a la interacción con los flujos de agua originados por los tsunamis, la posibilidad de un oleaje rompiente, la ocurrencia de una corriente turbulenta y la consideración de la dispersión y de los efectos no lineales. En este contexto, las teorías analíticas para el cálculo del runup de tsunamis adquieren gran importancia, pues ellas proporcionen un medio para mostrar el efecto de los diferentes factores para calcular el runup, determinando parámetros para probar algoritmos numéricos para resolver las ecuaciones involucradas.

La mayoría de los modelos de tsunamis que han sido aplicados en el pasado, están basados en las ecuaciones no lineales de aguas someras, lo cual es una aproximación suficiente para la propagación de ondas muy largas en mar abierto. Sin embargo, para

tomar en cuenta los efectos de la amplificación de la no linealidad y de la dispersión de la frecuencia cerca de la costa, la inclusión en los términos de Boussinesq será más y más importante en esta área.

4.4.3 MÉTODOS DE CÁLCULO DEL RUNUP

(1) Métodos numéricos

El primer método que tomó en cuenta el runup para oleaje en el modelo de Boussinesq fue Madsen et al. (1997). Con este concepto, las ecuaciones que gobiernan el fenómeno son resueltas para la totalidad del dominio y en regiones de profundidad negativa, i. e. por arriba del nivel medio del mar, pequeñas ranuras son asumidas, las cuales hacen que los oleajes corran hacia arriba de la playa debido al decrecimiento del ancho de la sección transversal. Este método se conoce como “concepto de ranura”.

Otra estrategia propuesta por Strybny (2004) también resuelve las ecuaciones que gobiernan el fenómeno sobre todo el dominio computacional, mientras que en áreas de profundidad negativa, se considera una lámina con velocidad cero. Este método se conoce como “concepto de pendiente mojada”.

El tercer método se refiere al “concepto de nodo seco”, el cual fue desarrollado por Lynett et al. (2002). En contraste con los Métodos anteriormente señalados, en este método, los nodos secos de cálculo son conscientemente excluidos de la solución de las ecuaciones que gobiernan el fenómeno. La interface seca-mojada está entre dos nodos y almacena el orden de discretización de las variables desconocidas en la frontera en los nodos secos, los cuales se extrapolan de los nodos mojados vecinos (Según; Nik Schupiloff, & Stefan Schimmels, ICCE, 2006).

El método de Iwasaki y Mano puede ser utilizado para obtener la altura del runup sobre tierra en el cálculo numérico de un tsunami. Cuando el nivel del agua excede la elevación de la corona del rompeolas en la región de cálculo, la cantidad de rebase de agua por unidad de ancho puede calcularse con la fórmula de Honma (1940), la cual se expresa como sigue:

$$q = \mu h_1 \sqrt{2gh_1} \quad ; \quad \text{Cuando} \quad h_2 \leq \frac{2}{3} h_1$$

$$q = \mu' h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \quad ; \quad \text{Cuando} \quad h_2 > \frac{2}{3} h_1$$

Tomando como referencia la figura anterior h_1 y h_2 son las profundidades del agua enfrente y detrás de la estructura en la corona de la estructura, respectivamente, μ es igual a 0.35, μ' es igual a 2.6μ y g es la aceleración de la gravedad.

(2) Modelos numéricos en dos dimensiones para el cálculo del runup en una pendiente uniforme

Iwasaki y Mano desarrollaron un método numérico para calcular la transformación de un tsunami en áreas costeras, la cual se calcula aplicando las ecuaciones hidráulicas que gobiernan el fenómeno, así como el modelo de falla. Las ecuaciones que gobiernan el fenómeno consisten en las ecuaciones de momentum y de conservación de masa. Una ecuación representativa no lineal de onda de largo período (ecuación de Peregrine integrada en la vertical) se expresa como sigue:

Conservación de masa

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4.54)$$

Momentum en la dirección x

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{h^2}{3} \left(\frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x^2} + \frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x \partial y} \right) \quad (4.55)$$

Momentum en la dirección y

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{h^2}{3} \left(\frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x \partial y} + \frac{\partial^3 N}{\partial t \partial y^2} \right) \quad (4.56)$$

Donde η es la elevación de la superficie del agua, h es la profundidad del agua, D es la profundidad total, M es el flujo en la dirección x , y N es el flujo en la dirección y .

El esquema numérico es generalmente calculado en una malla rectangular. La aproximación de diferencias finitas es empleada para calcular la variación del flujo y de la variación del agua en una malla con esquema explícito o implícito. Un ejemplo del método explícito está dado por la siguiente ecuación lineal de oleaje.

$$\begin{aligned}
 \text{conservación masa :} \quad & \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right) \\
 \text{ecuación de momentum :} \quad & \frac{\partial M}{\partial t} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\
 & \frac{\partial N}{\partial t} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y}
 \end{aligned} \tag{4.57}$$

Esquema de la ecuación de diferencias (Figura 4.18)

$$\frac{\eta_{i,j}^{t+\Delta t} - \eta_{i,j}^t}{\Delta t} = -\frac{1}{\Delta s} \left[\left(M_{i+1,j}^{t+\Delta t/2} - M_{i,j}^{t+\Delta t/2} \right) + \left(N_{i,j+1}^{t+\Delta t/2} - N_{i,j}^{t+\Delta t/2} \right) \right] \tag{4.58}$$

$$\frac{M_{i,j}^{t+\Delta t} - M_{i,j}^t}{\Delta t} = -g \frac{\eta_{i,j}^{t+\Delta t/2} - \eta_{i-1,j}^{t+\Delta t/2}}{\Delta s} \left(\frac{h_{i,j} + h_{i-1,j}}{2} + \frac{\eta_{i,j-1}^{t+\Delta t/2} + \eta_{i,j}^{t+\Delta t/2}}{2} \right) \tag{4.59}$$

$$\frac{N_{i,j}^{t+\Delta t} - N_{i,j}^t}{\Delta t} = -g \frac{\eta_{i,j}^{t+\Delta t/2} - \eta_{i,j-1}^{t+\Delta t/2}}{\Delta s} \left(\frac{h_{i,j} + h_{i-1,j}}{2} + \frac{\eta_{i,j-1}^{t+\Delta t/2} + \eta_{i,j}^{t+\Delta t/2}}{2} \right) \tag{4.60}$$

Figura 4. 18 Malla de diferencias finitas explícitas

Los pasos de tiempo y el tamaño de la malla están relacionados en la siguiente ecuación para mantener la estabilidad

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} \geq \sqrt{2gh_{\max}} \quad (4.61)$$

Condiciones de frontera:

Para calcular el runup del tsunami, es necesario definir las condiciones de frontera en aguas profundas y las condiciones de frontera en el frente. Las condiciones de frontera en aguas profundas es una frontera abierta de oleaje y la condición de frontera en el frente se expresa como sigue:

- 1) La máxima profundidad en una malla se calcula con la siguiente ecuación:

$$H_{\max}(J, K) = \max[H_M(J, K), H_N(J, K), H_M(J+1, K), H_N(J, K+1)] \quad (4.62)$$

- 2) Cuando $\eta(J, K) > -H_{\max}(J, K)$; modo 1 = malla mojada.
- 3) Cuando $\eta(J, K) \leq -H_{\max}(J, K)$; modo 0 = malla completamente seca.
- 4) La frontera del runup existe entre la malla con modo 1 y modo 0.

Para calcular el flujo de la corriente M y N , es necesario calcular el valor de D como sigue:

Para M : $D(J, K) = H_M(J, K) + \max[\eta(J, K), \eta(J-1, K)] \quad (4.63)$

Para N : $D(J, K) = \max[\eta(J, K), \eta(J, K-1)] \quad (4.64)$

Cuando $D(J, K) < 0$, el flujo de la corriente será 0.

Cuando $D(J, K) > 0$, se utiliza la ecuación (4.54) y la ecuación (4.55).

En simulaciones numéricas de tsunamis mediante el uso de experimentos en modelo hidráulico, el perfil del oleaje del tsunami que previamente fue reproducido por una simulación numérica, es generalmente utilizado como frontera del modelo para investigar la eficacia del rompeolas y los efectos de la topografía y de los terrenos ganados al mar (Takayama, 1986).

(3) Fórmulas analíticas para el cálculo del runup

El primer estudio realizado para calcular el runup de tsunamis fue elaborado por Kaplan (1955) quien generó oleaje periódico que ascendía en la pendiente de una playa después de viajar por una región de profundidad constante.

De los estudios realizados derivó 2 relaciones empíricas, expresadas como sigue:

$$\frac{R}{H} = 0.381 \left(\frac{H}{L} \right)^{-0.316} ; \text{ Donde } \tan \beta = 1/30 \quad (4. 65)$$

$$\frac{R}{H} = 0.206 \left(\frac{H}{L} \right)^{-0.315} ; \text{ Donde } \tan \beta = 1/60 \quad (4. 66)$$

Donde R es el máximo runup del oleaje, H es la altura de la ola en aguas profundas, L es la longitud del oleaje en aguas profundas, β es el ángulo de la playa

Para estimar el runup de tsunamis sobre una playa recta, es posible aplicar el análisis de Shuto (1967), el cual se basa en un tratamiento Lagrangiano. Con éste método la altura del runup de ondas de largo período sobre una pendiente uniforme se calcula con la siguiente ecuación:

$$\frac{R}{H} = \left[J_0^2 \left[\frac{4\pi l}{L} \right] + J_1^2 \left[\frac{4\pi l}{L} \right] \right]^{-1/2} \quad (4. 67)$$

Donde R es la altura del runup por arriba del nivel del agua, H y L son la altura de ola incidente y la longitud de ola en la profundidad h como se muestra en la Figura 4.19. La función $J_n(\)$ indica la n -th función de Bessel.

Togashi et al. (1983) propusieron la siguiente ecuación obtenida de experimentos de laboratorio.

$$\log_{10} \left(\frac{R}{H} \right) = 0.421 - 0.095 \log_{10} \left(\frac{1}{L} \right) - 0.254 \left\{ \log_{10} \left(\frac{1}{L} \right) \right\}^2 ; 0.1 \leq l/L \leq 1.3 \quad (4. 68)$$

Figura 4. 19 Ilustración de las variables involucradas en la fórmula de Shuto para el cálculo del runup por tsunamis

La cabeza del tsunami que penetra en tierra, puede convertirse en rompiente turbulenta, y la velocidad de propagación se puede estimar en forma gruesa con la siguiente ecuación:

$$U = k \sqrt{g h} \quad (4. 69)$$

Donde k es un parámetro relacionado con la rugosidad de la superficie terrestre, cuyo valor es de $k = 0.7$ para una superficie muy rugosa, y de $k = 2.0$ para una superficie lisa.

Synolakis (1986) realizó experimentos en modelos hidráulicos para calcular el runup por oleaje de largo período de acuerdo con la teoría lineal del oleaje, y encontró que el máximo runup para oleajes no rompientes sobre playas planas está dado por la siguiente ecuación:

$$\frac{R}{h} = 2.831 \sqrt{\cot \beta} \left(\frac{H}{h} \right)^{5/4} \quad (4. 70)$$

Synolakis encontró que existen dos regímenes de runup. Las condiciones de rompiente y de no rompiente de las ondas solitarias exhiben diferente comportamiento en el máximo runup, y no se pueden modelar con relaciones derivadas para oleajes no rompientes. Las ondas solitarias no rompientes se reflejan continuamente hasta que ascienden a la playa, mientras que los oleajes rompientes mantienen su máxima excursión en la playa antes de que ocurra la reflexión del oleaje.

El máximo runup que un oleaje de largo período puede alcanzar, depende de sus características de rompiente. A continuación se indican los valores límite para cada categoría de oleaje rompiente para una playa con pendiente de 1:19.85 estudiada por Synolakis

Oleaje no rompiente	;	$R/h < 0.22$
Oleaje rompiente	;	$0.19 < R/h < 0.81$

Oleajes rompientes deformándose ; $0.64 < D/h < 0.80$
 Oleaje turbulento de volumen finito ; $0.77 < R/h < 1.10$

El runup de oleajes rompientes puede ser modelado únicamente con el número de runup basado en la escala de momentum (S^2h/T). Para oleajes que asciende sobre un playa con pendiente de 1:19.85, el número de runup está dado por la siguiente ecuación:

$$\frac{Rg^{1/5}}{(S^2d/T)^{2/5}} = 1.023 \pm 0.3 \quad (4.71)$$

(4) Método para calcular las velocidades del flujo en la zona del runup

Para calcular las velocidades del flujo y profundidades para un tsunami de diseño en algún sitio de interés, la mejor práctica disponible es correr a detalle un modelo numérico con una malla con celdas de tamaño muy fino en la zona de runup. Usualmente dicho modelo numérico se corre con un sistema de malla anidada: corriendo con una malla con tamaño de varios kilómetros en la llanura abismal, unos cientos de metros en la plataforma continental, unos decimos de metros cerca de la costa y un tamaño de malla pequeño para la zona de runup. En las condiciones de las mallas anidadas antes señaladas, la simulación numérica puede proporcionar la historia de tiempo completa de la velocidad del flujo. Los inconvenientes de esta metodología son los siguientes:

- 1) Los modelos de simulación numérica no están disponibles fácilmente al público y requieren de tiempo, dinero, y experiencia para su utilización.
- 2) Los resultados, en particular, de las velocidades del flujo no han sido adecuadas, pues dependen del tamaño de la malla y del algoritmo para el cálculo del runup.

Alternativamente, el uso de soluciones analíticas debe de ser consideradas. Mientras que algunas simplificaciones y consideraciones deben de ser impuestas en las soluciones analíticas, los resultados son muy útiles como guía. Las soluciones analíticas están basadas en un modelo unidimensional totalmente no lineal de la teoría de las ondas de aguas someras, para una condición de una playa con pendiente uniforme. Con estas consideraciones, la solución exacta para el runup resultante de una rompiente turbulenta incidente, fue propuesta por Ho y Meyer (1962). La máxima velocidad del runup ocurre en la punta inclinada de la playa y se calcula con la siguiente ecuación:

$$\frac{u}{\sqrt{2lg\alpha}} = \sqrt{1 - \frac{x}{l}} \quad (4.72)$$

Donde l es la distancia total del runup (de la línea de playa inicial al máximo runup), α es la pendiente de la playa, g es la aceleración de la gravedad, y x es la distancia medida sobre la costa, desde la línea de playa inicial en el sitio de interés

Carrier et al. (2003) desarrollaron la solución exacta al algoritmo de los tsunamis no rompientes. Usando este algoritmo, Yeh (2005) graficó las curvas envolventes del máximo flujo de momentum por unidad masa de agua hu^2 como se muestra en la Figura 4.20. En esta figura, los resultados numéricos del runup de una rompiente turbulenta se indican gráficamente con color rojo en la figura antes señalada. Las curvas de la Figura 4.20, responden a la representación algebraica de la envolvente del máximo flujo de momento por unidad de masa de agua hu^2 .

$$\frac{hu^2}{g\alpha^2 l^2} = 0.11\left(\frac{x}{l}\right)^2 + 0.015\left(\frac{x}{l}\right) \quad (4.73)$$

La máxima distancia de runup es determinada (probablemente con el mapa de inundación disponible) para una pendiente de playa “uniforme” dada. La máxima velocidad en una localización x dada se puede calcular con la ecuación (4.72) y el flujo de momentum ρhu^2 se puede calcular con la ecuación (4.73).

Figura 4.20 Flujo de momento lineal por unidad de masa para el runup unidimensional de un tsunami: La solución analítica para un tsunami no rompiente aparece con línea negra (Carrier et al. 2003) y la solución de un runup de una rompiente turbulenta aparece con línea de color rojo.

La máxima profundidad de inundación en un sitio de interés se debe evaluar con la diferencia entre la elevación del sitio y la elevación de la superficie del agua en el sitio de máximo runup, el cual es la condición límite para una onda de largo período, sin embargo para una playa real, la pendiente no es uniforme y el movimiento del runup del tsunami no es un movimiento unidimensional, las ecuaciones (4.72) y (4.73) proporcionarán las bases analíticas para las condiciones del runup, esto se puede observar en la Figura 4.20 y en la ecuación (4.73) las cuales se obtuvieron por la evaluación de una variedad de casos con el algoritmo dado por Carrier et al. (2003) y por la evaluación numérica del runup del oleaje rompiente turbulento (George, 2004).

lentamente por el orificio, la presión del gas se considera igual a la presión del agua, la cual se convierte a nivel del agua.

Figura 5.2 Sensor de presión tipo burbuja

(3) Mareógrafo tipo acústico

El sensor acústico envía ondas ultrasónicas en un tubo, las cuales son reflejadas en el nivel del mar. Los cambios del nivel del mar se miden por el tiempo de viaje de las ondas acústicas (ver Figura 5.3). El sensor láser emplea el mismo principio.

Figura 5.3 Sensor tipo acústico

(4) Sensores de tipo radar

Los medidores de mareas con sistema de radar durante los últimos años se han visto disponibles por varios fabricantes. Aunque esta tecnología es relativamente nueva, los medidores de radar se han instalado en varias partes varios del mundo, e incluso se han estado reemplazando por los viejos instrumentos para crear nuevas redes de medición del nivel del mar. La razón es que son fáciles de operar y mantener como los sensores acústicos. Los medidores de radar tienen un costo relativamente bajo, y las instalaciones portuarias necesarias para instalarlos son relativamente simples en comparación con otros sistemas. Los instrumentos se suministran con el hardware y software necesario para convertir las mediciones del radar a mediciones del nivel del mar. Por otro lado, las señales de la frecuencia de salida son compatibles con los registradores de datos, o puede ser la interfaz con una red de comunicación. Al igual que muchos sistemas modernos, se pueden operar con una computadora portátil.

La parte activa del sensor se localiza por arriba de la superficie del agua y las mediciones de distancia de este punto a la interfaz aire-mar. Un diagrama y una fotografía de este tipo de equipos se indican en las Figuras 5.4 y 5.5, respectivamente. El sensor tiene que ser colocado de manera tal que no haya restricciones o reflectores en el camino del haz del radar, entre el medidor montado y la superficie del mar. Este tiene que estar colocado en un sitio más alto por arriba de la altura máxima esperada, con el fin de evitar daños físicos en el sensor.

Un equipo de medición del nivel del mar con radar tiene muchas ventajas sobre los sistemas tradicionales, en el sentido de que se pueden realizar mediciones directas del nivel del mar. Los efectos de las variaciones de temperatura y de la densidad, incluso en la atmósfera, no son importantes. La principal limitante es que el consumo de energía puede ser relativamente grande en los sistemas de radar si se utiliza de forma continua en el modo de muestreo. Los promedios suelen tomarse durante períodos de minutos. Esto puede limitar su uso en algunas aplicaciones (por ejemplo, en la alerta de tsunamis), donde se requieren observaciones de forma continua de alta frecuencia (por ejemplo, 15 segundos). En esos rangos de medición, los medidores de presión son más apropiados, aunque cabe señalar que los trabajos de investigación se siguen realizando en relación con esta aplicación en particular.

Figura 5. 4 Comparación de sensores tipo radar y tipo burbuja. Fuente: Source: Woodworth and Smith 2003.

Figura 5. 5 Sensor de marea tipo radar. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006)

(5) Mareógrafo con sensor tipo presión

Los sensores de presión se pueden instalar sobre el fondo del mar o en la superficie del mismo. El sensor se conecta a un cable que lleva las señales a tierra a una unidad de registro. En el mar el sensor tiene una cubierta de cobre o de titanio con un cable provisto de una abertura para que entre el agua. El material utilizado para el contenedor se elige para limitar el crecimiento de ambiente marino. En las Figuras. 5.6 y 5.7, se indican este tipo de sensores. Este método de medición del nivel del mar tiene la inconveniencia de que su colocación y su mantenimiento requieren usualmente de servicios de buceo.

Los instrumentos basados en sensores de presión pueden operar con baterías por períodos de un año o más, ya que consumen una cantidad muy pequeña de energía, esto puede ser ventajoso incluso en sitios donde hay disponibilidad de suministro de energía eléctrica. Por tal motivo, los sensores de presión han sido utilizados de manera extensiva en áreas remotas, tales como islas oceánicas, donde los accesos están limitados, en regiones polares, los instrumentos basados en sensores de presión para medir el nivel del mar son la alternativa más conveniente. La principal desventaja es falta de un Datum fijo, el cual se debe de establecer por algún método alternativo.

En el mercado se encuentran dos tipos de sensores de presión, los que proporcionan una señal absoluta de la presión, y los que proporcionan una señal diferencial de la presión. Si para la medición de los niveles del mar se emplea un transductor absoluto, el sensor proporciona una medición de la presión total incluida la debida al nivel del mar y la debida a la presión atmosférica. Por lo tanto, se requerirá por separado de un barómetro. Ambos sensores están sincronizados a la misma hora para que se pueda restar el nivel del mar (con la subsecuente corrección por la densidad y la aceleración debida a la gravedad).

Los sensores de presión diferencial tienen un cable ventilado en el cual la referencia del transductor es la presión de la atmósfera. Los sistemas ventilados están sujetos a taparse, y por tal motivo su uso es menos frecuente.

Figura 5. 6 *Sensor de presión montado directamente en el mar. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006.*

Figura 5. 7 Sensor de presión montado en un muelle en el puerto Stanley. Fuente: IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4, 2006.

(6) El uso de plataformas Múltiples

El Centro del Nivel del Mar de la Universidad de Hawai "University of Hawai Sea Level Center (UHSLC por sus siglas en Inglés), ha estado proporcionando durante 25 años, datos de niveles del mar medidos con sensores de alta frecuencia para el Centro de Alerta de Tsunamis en el Pacífico "Pacific Tsunami Warning Center (PTWC por sus siglas en Inglés)". Esto ha llevado a enfatizar en el uso de plataformas múltiples que tengan en el largo plazo la estabilidad y la precisión, el rango, la durabilidad, y la capacidad de muestrear y monitorear los Tsunamis. Atendiendo este dual propósito ha resultado un sistema robusto, donde: (1) El mal funcionamiento de la estación se puede detectar y resolver con rapidez dado el acceso inmediato a los datos, y (2) Apoya en el monitoreo de las mediciones del nivel del mar, y se garantiza la sustentabilidad en la operación de las estaciones para medir los eventos poco frecuentes de ocurrencia de tsunamis.

La configuración básica utilizada por el UHSLC para una estación de medición de mareas, que también puede ser utilizada para la alerta de tsunamis incluye lo siguiente:

Sensores: Ningún sensor proporciona mediciones óptimas de las fluctuaciones media y alta de las componentes del nivel del mar, debiéndose utilizar una combinación de sensores para la medición del nivel del mar. El sensor de radar de impulsos es un sensor primario para medir el nivel del mar, con impulsos de muestreo lo suficientemente rápido (3 minutos en promedio o menos) puede servir también como un sensor secundario para la medición de tsunamis. El principal sensor de tsunamis es un transductor de presión

ventilado que reporta datos en promedios de 1 minuto o menos. Las series de presión temporales convertidos a nivel de agua, son generalmente suficientes para cubrir a los espacios por la falta de datos que pueden producirse en los registros del sistema de radar. En muchos casos, una estación con un sensor de flotador es también un equipo auxiliar para el monitoreo de tsunamis. En estas situaciones el sensor de flotador se instala como un tercer sensor que proporciona un registro de seguridad para el monitoreo del nivel del mar. Observadores electrónicos (switches electrónicos) del nivel del mar y un grupo de personas se deben incluir para monitorear el nivel del mar en el largo plazo.

Suministro de energía: Todas las estaciones del UHSLC utilizan baterías, las cuales son alimentadas con paneles solares para la producción de energía. En muchos sitios remotos, la energía eléctrica local no es una opción, pues la energía eléctrica local es susceptible de falla en el caso de la ocurrencia de un terremoto o una inundación por tsunami, en cuyo caso es una ventaja al ser aislados los equipos de medición de la red eléctrica. La mayoría de las estaciones del UHSLC se encuentran en latitudes medias a bajas y la energía solar es una opción viable. Esto puede no ser el caso en sitios de alta latitud.

Ubicación: Debido a que los equipos de medición de las mareas requieren de una estructura o plataforma estable para su instalación, la mayoría de las estaciones del UHSLC se encuentran en los puentes y en los muelles de los puertos. En términos del monitoreo de tsunamis, esto tiene la desventaja de no poder muestrear la señal del tsunami en una costa abierta. Las amplitudes y frecuencias de los tsunamis dentro de un puerto protegido son significativamente diferentes a las que se presentan en una costa sin protección. Esto es de particular preocupación en la modelación numérica de tsunamis cuando se están tratando de asimilar los datos de sensores de mareas. Por otro lado, los sitios sin protección tienden a estar expuestos a oleaje Swell y oleaje de baja frecuencia, y la energía de la onda puede confundirse, en algunos casos, con la ocurrencia de un tsunami o con el límite de la detección temprana de un gran evento. En adición, cuando la estación mareográfica se encuentra instalada en un puerto, es menos probable que se destruya por la ocurrencia de un tsunami. Por estas razones, la ubicación una estación mareográfica en un puerto es la mejor opción, si la principal preocupación es determinar si la acción de un tsunami está presente.

Comunicaciones: La experiencia del UHSLC en el monitoreo de tsunamis en el Pacífico, ha sido muy importante en el contexto de todo sistema de alerta. Habida cuenta de que el Pacífico es un área grande, la transmisión de datos desde la estación de medición hasta el centro de alerta es de una hora, y suele ser suficiente para medir en toda el área la

ocurrencia de un tsunami. Como resultado, el UHSLC utiliza el Satélite Geoestacionario operacional Ambiental “Geoestacionario Geostationary Operational Environmental Satellite” (GOES por sus siglas en inglés) en el Pacífico, transmitiendo datos en un tiempo de 2 a 4 minutos en promedio cada hora.

Después del tsunami de diciembre de 2004, el UHSLC está en la transición de transmitir 1 minuto en promedio cada 15 minutos con objeto de darle seguimiento a toda la cuenca del Pacífico. Esta transmisión se ha logrado mediante la colaboración del Agencia Meteorológica del Japón “Japanese Meteorological Agency (JMA por sus siglas en Inglés)” y por la agencia Europea de Satélites Meteorológicos “European Meteorological Satellite (EUMETSAT por sus siglas en Inglés)”, por los satélites geoestacionarios en el Océano Índico, y por el GOES en el Pacífico.

Para estaciones situadas a 1 hora de tiempo de viaje de un tsunami, en la actualidad se está bajo consideración el muestreo de 15 segundos con un ciclo de transmisión de 5 minutos. En la actualidad, esto puede ser factible con el sistema GOES, pero no para las estaciones que utilizan los sistemas del JMA y de la EUMETSAT. Para estas estaciones, y en apoyo a los socios de la instalación de los sistemas nacionales de alerta contra los tsunamis, el UHSLC tiene planes de utilizar la Red del Área Global Internacional de Banda Ancha de la Organización de Satélites Móviles “International Mobile Satellite Organization Broadband Global Area Network (INMARSAT BGAN)”. Esta aplicación está actualmente en desarrollo en el Océano Índico.

5.2 MEDICIÓN DE TSUNAMIS EN ZONAS FUERA DE LA COSTA

En virtud de que los Tsunamis se convierten de pequeños en zonas fuera de la costa a grandes y complejos cerca de la costa, es deseable detectar su arribo en zonas fuera de la costa. Para tal efecto, en Japón se han desarrollado y se han instalado en algunos sitios, sensores de oleaje para zonas fuera de la costa y sensores GPS para la medición de Tsunamis en dichas zonas.

En Japón se han instalado alrededor de 50 sensores acústicos para la medición de oleaje en las zonas exteriores de puertos, en profundidades de varias decenas de metros, con los cuales se han registrado alrededor de 10 Tsunamis desde el terremoto de Tohoku-oki ocurrido en el año 2011 (Nagai et al, 2012).

A 10 Km. de la costa de Cape Muroto, ubicada al Suroeste de Japón, se instaló Un sistema con sensor GPS para medir tsunamis (ver Figura 5.8), en profundidades de alrededor de los 100 m (Kato et al, 2000, 2005). El sensor utiliza la técnica cinemática GPS en tiempo real para estimar la localización y la altitud de la superficie del agua. El intervalo de muestreo es de 1 seg., con una exactitud de pocos centímetros. Debido a que estos sistemas de medición registran los movimientos de la superficie del agua, y dichos movimientos no se ven alterados por las ondas sísmicas, dichos sistemas también se pueden utilizar para monitorear las alturas del oleaje durante las tormentas.

Figura 5. 8 Sistema de medición de Tsunamis con GPS

5.3 MEDICIÓN DE TSUNAMIS EN AGUAS PROFUNDAS

En aguas oceánicas profundas las formas de las ondas de los Tsunamis son simples, libres de los efectos de la topografía costera y sus amplitudes son pequeñas.

En aguas profundas se han utilizado sensores de presión para la medición y detección temprana de Tsunamis. Un sensor de cuarzo se utiliza como sensor de presión. El sensor proporciona una exactitud de 1 cm en la medición del nivel del mar en profundidades de 6000 m. Debido a que el transductor de presión es muy sensible a la temperatura, es esencial realizar mediciones y correcciones por temperatura. Adicionalmente, cabe señalar que debido a que el sensor de presión se instala en el fondo del mar, dicho sensor también registra los movimientos de la corteza terrestre, el sensor trabaja como un sismógrafo instalado en el fondo del mar. En virtud de que las frecuencias de las ondas sísmicas son diferentes de las frecuencias de las ondas de los Tsunamis, resulta necesario separar de los registros dichas frecuencias. En Japón se han instalado más de 10 sensores de presión con cable submarino (Okada, 1995; Iwasaki et al 1997; Hirata et al., 2002:).

El sistema de los Estados Unidos de Norteamérica llamado Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) o simplemente Tsunámetro, envía señales a una boya superficial vía telemetría acústica en el océano, y posteriormente mediante vía satélite envía la información a la estación en tierra en tiempo real (González et al, 2005).

En la Figura 5.9, se muestra los diferentes tipos de instrumentos de medición de Tsunamis, y en la Figura 5.10 se indica un esquema de las componentes de un sistema DART.

Figura 5. 9 Instrumentos de medición de Tsunamis

5.4 OBSERVACIONES CON SATÉLITE

La propagación del Tsunami a través del Océano Indico, ocurrido el 26 de diciembre de 2004, fue observada por cuatro satélites (ver Figura 5.11); Los satélites Jason-1 y TOPEX/Poseidon registraron el Tsunami 2 horas después del terremoto, el satélite Envisat registró el Tsunami 3 horas 15 minutos y el satélite GEOSAT de la Armada de los Estados Unidos de Norteamérica lo registró 7 horas después de ocurrido el terremoto (Gower, 2005). La máxima altura de la superficie del mar del Tsunami fue de 0.80 m en el Océano Indico. La precisión de la altimetría del satélite es del orden de los 5 cm y la resolución espacial es de aproximadamente 27 Km.

Figura 5. 10 Componentes de un sistema DART

Figura 5. 11 Localizaciones de la observación instrumental del tsunami ocurrido en diciembre de 2006 en el Océano Indico: Estaciones de sensores de marea (triángulos) y patrones de satélite (línea sólida). Fuente: Fuji. Y, y Satake. K (2007).

CAPÍTULO 6. SISTEMAS DE ALERTA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO

6.1 INTRODUCCIÓN

(1) Alcance e importancia relativa de los tsunamis.

Los tsunamis han ocurrido en todos los océanos así como en el Mar Mediterráneo. Cerca del 90-95% de los tsunamis en el mundo han ocurrido en el Océano Pacífico debido relativamente a su gran tamaño y al “anillo de fuego” que lo bordea, el cual está compuesto de las zonas de fallas tectónicas de subducción más grandes. Los grandes tsunamis transpacíficos, son típicamente causados por terremotos masivos localizados en estas zonas de subducción y han ocurrido en un intervalo de uno por McCarty, D., Tsunamis (2002).

Desde el año 1900, ha habido 52 eventos de tsunami a lo largo del mundo, que resultaron en al menos una fatalidad, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (2011). Durante los años 90, un total de 82 tsunamis fueron reportados en todo el mundo, con una tasa mucho mayor que el promedio histórico de 57 por década (probablemente el resultado de una mejor información Gonzalez, F., Tsunami (1999). Durante la década pasada desde 1992, 14 eventos de tsunami han causado 182, 059 muertes, y al menos 267 billones de dólares Estadounidenses en daños, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (2011), (Ver tabla 6.1).

Año	Ubicación	Daños estimados (Millones de \$USD)	Fatalidades
1992	Nicaragua	25	179
1992	Indonesia	100	2500
1993	Japón	1000	239
1994	Indonesia	2.2	239
1994	Filipinas	3.7	81
1995	México	21.1	6
1996	Indonesia	1.2	9
1996	Perú	No disponible	7
1996	Indonesia	4.2	161
1998	Papúa Nueva Guinea	No disponible	2182
2004	Océano Indico	4500	165,708
2009	Pacífico Sur	160	186
2010	Chile	30,000	562
2011	Japón	235,000	21,911 (a partir de 3/21/11)
1990-2011	Totales	267,820.4	182,059

Tabla 6. 1 Tsunamis fatales/desastres de terremotos 1992-2011. Fuente: Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (2011)

La historia para la mitigación de zonas de peligro se encamina con la historia de los tsunamis destructivos y la historia de la hidrodinámica costera (Synolakis & Bernard 2006)

Después del tsunami generado en Alaska en 1946, con el que murieron 173 personas en Hawai, el Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico (Pacific Tsunami Warning Center “PTWC”) por sus siglas en inglés, se estableció en Hawai para alertar contra los tsunamis distantes que afectan a los Estados Unidos. En respuesta al tsunami ocurrido en Chile en 1960, el cual mató a mil personas en Chile, 61 personas en Hawai y 199 personas en Japón, la comunidad internacional formó dos cuerpos internacionales, representados por la ciencia y los gobiernos, para proporcionar alertas distantes a las naciones del Océano Pacífico. La Unión Internacional de Geodesia y Geofísica formó la Comisión de Tsunamis (ciencia), y la Organización de las Naciones Unidas de Educación, Ciencia y Cultura formó la Comisión Intergubernamental Oceanográfica (gobiernos)

A fin de mitigar los riesgos de tsunami, o de cualquier riesgo natural que se desencadena rápidamente, es fundamental evaluar con precisión el carácter de la amenaza que plantea el riesgo, diseñar y aplicar una técnica de alerta y preparar a las zonas en peligro para que tomen las medidas adecuadas con miras a limitar las consecuencias del riesgo.

Las siguientes tres medidas constituyen los elementos principales de un modelo de mitigación.

- 1) evaluación de los riesgos
- 2) alerta
- 3) preparación

Dichas medidas se pueden utilizar para determinar, organizar y clasificar la mayoría de las actividades necesarias, a fin de atenuar de manera eficaz los efectos inevitables de los tsunamis. Otro elemento clave es la investigación relacionada con los tsunamis, que no es parte integrante de la mitigación pero apoya sus actividades

6.1.1 EVALUACIÓN DE RIESGOS

El primer elemento de una mitigación eficaz es la evaluación de los riesgos. En cada comunidad costera es necesario evaluar los riesgos de tsunami para localizar los grupos de población y los bienes que corren peligro, y la importancia de dicho peligro. Para realizar esta evaluación es preciso conocer las zonas en que es probable que se generen

tsunamis, las posibilidades de que éstos se produzcan y las características de los tsunamis procedentes de esas zonas en distintos lugares de la costa. En algunas comunidades, los datos sobre tsunamis anteriores pueden contribuir a cuantificar estos factores. Sin embargo, en la mayoría de ellas los datos sobre el pasado son escasos o inexistentes. En estas costas los modelos numéricos de inundaciones provocadas por tsunamis pueden aportar estimaciones sobre las zonas que se inundarían si se produjera un sismo tsunamigénico de origen cercano o lejano. Los resultados de la evaluación de los riesgos también son fundamentales a la hora de impulsar y diseñar los otros dos elementos de la mitigación, es decir la alerta y la preparación.

6.1.2 ALERTA

El segundo elemento clave para mitigar los efectos de los tsunamis de manera eficaz, es un sistema de alarma adecuado que permita avisar a la población de las zonas costeras de que existe un peligro inminente de tsunami. Los sistemas de alerta se fundan en datos sísmicos para dar una alerta inicial rápida, y en datos sobre el nivel del mar para confirmar y vigilar el tsunami o anular la alerta. Los sistemas de alerta recurren igualmente a distintas vías de comunicación para recibir datos sísmicos y sobre el nivel del mar y enviar mensajes a las autoridades competentes.

Los centros de alerta tratan de ser:

- Rápidos: Dar la alerta lo antes posible en cuanto surge la posibilidad de un tsunami.
- Precisos: Emitir alarmas sobre todos los tsunamis destructores y reducen al mínimo las falsas alarmas.
- Fiables: Asegurar que funcionan continuamente y que sus mensajes se envían y reciben rápidamente y son entendidos por los usuarios del sistema.

6.2 SISTEMAS Y CENTROS DE ALERTA

Los sistemas de alerta de tsunamis en el Pacífico se pueden clasificar en función de dos factores conexos:

- 1) El tipo de tsunami sobre el que están en condiciones de dar la alerta (desde los locales hasta los de origen lejano)

- 2) La zona de responsabilidad a la que alertan según los distintos tipos de tsunamis (subnacional, nacional, regional o internacional).

El sistema para todo el Pacífico que dirige el PTWC emite, entre aproximadamente media hora y una hora después de que se produzca el sismo, una alarma internacional que llega a las comunidades situadas a más de varios cientos de kilómetros de la región de origen.

Los sistemas regionales, como los que emplean los Estados Unidos, Japón, la Federación de Rusia, Francia y Chile, difunden esencialmente alertas nacionales aproximadamente durante los diez a quince minutos posteriores al sismo y están destinadas a las comunidades situadas a cien kilómetros como mínimo de la región de origen. Los sistemas locales establecidos por Japón y Chile pueden emitir una alarma en cinco minutos como máximo para aportar alguna protección a las comunidades que se encuentran a menos de cien kilómetros de distancia del epicentro. Tan importante como emitir las alertas es anularlas con rapidez cuando se observa que no existen olas de tamaño considerable, y difundir mensajes informativos sobre sismos de gran magnitud aunque, en principio, no sean tsunamigénicos.

Entre los centros que utilizan los sistemas de alerta contra los tsunamis figuran los siguientes: el Centro de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico en Ewa Beach, Hawaii, Estados Unidos; el Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska y la Costa Occidental en Palmer, Alaska, Estados Unidos; los centros de alerta contra los tsunamis de la Federación de Rusia en Petropavlovsk-Kamchatskii, Kurilskie y Sajalinsk; los centros de alerta contra los tsunamis del Japón en Sapporo, Sendai, Tokio, Osaka, Fukuoka y Naha; el Centro de Alerta de Tsunamis de la Polinesia Francesa en Papeete, Tahití, y el Sistema Nacional de Alarma de Maremotos Chile, con sede en Valparaíso. Otros estados miembros han creado o mejorado sus instrumentos y servicios de análisis relacionados con los sismos y/o el nivel del mar como base para los sistemas nacionales de alerta de tsunamis.

6.2.1 EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS EN EL PACÍFICO

En 1948, el Observatorio Sismológico de Ewa Beach, situado cerca de Honolulu, puso en funcionamiento el Sistema de Alerta contra los Tsunamis con miras a advertir a las comunidades de las zonas costeras estadounidenses del Pacífico de los tsunamis inminentes, como el que dos años antes se había generado en las islas Aleutianas y había sorprendido a Hawaii con consecuencias catastróficas. En 1966, la Comisión Oceanográfica Intergubernamental aceptó la propuesta de los Estados Unidos de fortalecer

esos servicios mediante el establecimiento con carácter permanente del Centro Internacional de Información sobre los Tsunamis. Poco después, el Observatorio pasó a denominarse Centro de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico (PTWC) y se convirtió en el centro operativo del Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico. A este respecto, su función principal consistía y sigue consistiendo en difundir alertas oportunas (por lo general en un plazo de 30 minutos aproximadamente) sobre todos los sismos tsunamigénicos que se produzcan en la cuenca del Pacífico a todos los participantes internacionales que hayan designado una organización de gestión de situaciones de emergencia competente para recibir el mensaje. En 1970, el PTWC se convirtió en el centro de alerta contra los tsunamis locales generados en el Estado de Hawai y se encargó de emitir alertas en un plazo de quince minutos sobre los sismos ocurridos cerca de la costa de Hawai en alta mar, cuya magnitud fuera de 6,8 como mínimo. Hawai ha tenido tsunamis destructores generados en el ámbito local por sismos relacionados con su actividad volcánica.

Por consiguiente, el PTWC, administrado por el Servicio Meteorológico Nacional de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAANWS), tiene tres funciones distintas: 1) es el centro internacional que alerta a la mayoría de los países del Pacífico sobre los tsunamis de origen lejano; 2) se trata del centro nacional que advierte a todos los territorios estadounidenses del Pacífico, con excepción de los Estados de Alaska, Washington, Oregón y California, de los tsunamis de origen lejano; y 3) es el centro regional de Hawai que alerta con rapidez al Estado de Hawai sobre los tsunamis locales. Para llevar a cabo estas tareas dispone 24 horas al día de instalaciones adecuadas de comunicaciones e informática y de un grupo de geofísicos. El Centro utiliza su propia red de sensores sísmicos telemétricos y de instrumentos de medición del nivel del mar situados en Hawai y en otros lugares del Pacífico, así como distintos datos sísmicos y mareográficos difundidos ampliamente por el Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska y la Costa Occidental, otros organismos nacionales y el Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico.

La guía del usuario sobre las actividades del PTWC es el Plan de Comunicaciones del Sistema de Alerta contra los Tsunamis, 12ª edición, que se publicó en julio de 1996 y se ha ido actualizando en la medida necesaria. En él se facilita información básica sobre los tsunamis, información general sobre el Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico, definiciones clave, información sobre las estaciones mareográficas y sismográficas, los requisitos en materia de comunicaciones y los métodos de comunicación aplicables a cada país y tipos, criterios y formatos de mensajes.

6.2.2 EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE ALASKA Y LA COSTA OCCIDENTAL

Este sistema de alerta empezó a funcionar en 1968. Denominado en un principio Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska, recientemente pasó a llamarse Centro de Alerta contra los Tsunamis de Alaska y la Costa Occidental (WC/ATWC) para reflejar con más precisión su ámbito de competencia, que abarca los Estados de Washington, Oregón y California, así como las costas del Pacífico de Canadá. Su explotación también corre a cargo del NOAANWS de los Estados Unidos. El WC/ATWC emite, en un plazo de 15 minutos a partir de la hora de inicio del sismo, alertas sobre los tsunamis generados frente a la costa de Alaska o a la costa occidental de América del Norte hasta la frontera de California con México. El Centro advierte igualmente a su zona de responsabilidad de los tsunamis que afectan a todo el Pacífico, en coordinación con el PTWC. El Centro utiliza su propia red de sensores sísmicos telemétricos e instrumentos de medición del nivel del mar situados en Alaska, y otros datos sísmicos y mareográficos ampliamente difundidos por el PTWC, otros organismos nacionales y el Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico.

6.2.3 LOS CENTROS DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DEL JAPÓN

El Servicio de Alerta de Tsunamis del Japón fue creado en 1952 y depende de la Agencia Meteorológica del Japón (JMA). Actualmente existen en Japón seis centros regionales encargados de prestar servicios de alerta contra los tsunamis, que se encuentran en Sapporo, Sendai, Tokio, Osaka, Fukuoka y Naha (Okinawa). Estos centros difunden alertas contra los tsunamis en sus respectivas zonas de responsabilidad.

Las señales procedentes de las estaciones sismográficas y mareográficas de todo el Japón se vigilan constantemente mediante un sistema automático complejo denominado Sistema de Observación de Sismos y Tsunamis (ETOS). Poco después de que el ETOS detecte un sismo, se evalúan automáticamente las horas de llegada y la amplitud máxima de las ondas P, que un operador corrige de manera interactiva, cuando procede. Sobre la base de estas mediciones se determina la zona de origen y la magnitud del sismo. Si es necesario, en función de los parámetros del sismo se podrán emitir alertas o avisos sobre tsunamis. Estos mensajes contendrán información sobre la dimensión del tsunami que se espera (“atención tsunami” = tsunami de poca importancia, “se espera tsunami” = tsunamis de hasta 2 m y “se espera gran tsunami” = más de 3 m en las zonas más amenazadas), las zonas que, según las previsiones, resultarán afectadas (la costa del Japón se divide en 18

regiones para la previsión de los tsunamis) y las horas estimadas de llegada. Los mensajes se envían a las organizaciones encargadas de mitigar catástrofes, a los medios de comunicación y a otros organismos.

El JMA utiliza cerca de 180 estaciones sismográficas y unas 80 estaciones mareográficas. Para vigilar los tsunamis, además de los sensores de presión, se colocan mareógrafos con detectores ultrasónicos encima de la superficie marina en los puertos a fin de medir los tsunamis de gran intensidad y también sobre muelles del puerto para observar el alcance máximo de las aguas tierra adentro. En los mareógrafos de presión y de tipo ultrasónico, los transmisores de datos se instalan en lugares más elevados a fin de evitar que sean inundados cuando se produzca un fenómeno.

Tras la destrucción provocada en 1993 por el sismo y tsunami del sudoeste de Hokkaido, el JMA., reconstruyó su red sísmica y adoptó métodos para determinar la magnitud de los sismos sobre la base de las ondas sísmicas P. Este cambio permitió evaluar con más rapidez y precisión los parámetros del sismo con miras a la previsión de los tsunamis. El JMA se propone difundir una alerta de tsunami en un plazo de tres minutos después de que se inicie un sismo tsunamigénico.

Además, con objeto de reducir el tiempo que necesitan los medios de comunicación para transmitir las alertas de tsunami al público, el JMA y los medios de comunicación han elaborado conjuntamente un sistema que permite sobreimprimir el mensaje de alerta en las pantallas de televisión de los hogares en cuanto lo emite el JMA. Para acortar su tiempo de transmisión, las alertas también se difunden a los municipios mediante el Sistema de Difusión con Destinos Múltiples de Información de Emergencia por Satélite a través del Satélite Meteorológico Geoestacionario (GMS) y este sistema funciona como complemento de otros sistemas de comunicaciones que utilizan conexiones terrenas.

6.2.4 LOS CENTROS DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE LA FEDERACIÓN DE RUSIA

La Federación de Rusia (ex Unión Soviética) empezó a establecer su sistema de alerta contra los tsunamis tras el terremoto de Kamchatka de 1952, que generó un tsunami en todo el Pacífico. Se crearon tres centros regionales en Petropavlovsk-Kamchatskii, Kurilskie y Sajalinsk que tenían acceso a datos procedentes de distintas estaciones sismográficas y mareográficas. La responsabilidad global de los centros incumbe al Servicio Hidrometeorológico de Rusia, que recibe la asistencia de la Academia Rusa de

Ciencias y otras instituciones. Cada centro está plenamente facultado para emitir una alerta en caso de amenaza de tsunami y se informa a las autoridades locales competentes cuando es necesario evacuar a los núcleos de población que podrían resultar afectados. Se utilizan instrumentos especiales para detectar los sismos cuyas magnitudes son iguales o superiores a 7 a distancias de 150 a 2 000 Km de la costa, y para detectar también las olas de tsunamis que éstos podrían provocar. En el proceso de alerta se emplean diagramas del tiempo de propagación de los tsunamis y datos históricos. Las comunicaciones con el resto del Pacífico se efectúan mediante una conexión por cable entre Jabarovsk y Tokio.

6.2.5 EL CENTRO DE ALERTA CONTRA LOS TSUNAMIS DE LA POLINESIA FRANCESA (CENTRE POLYNÉSIEEN DE PRÉVENTION DES TSUNAMIS-CPPT)

El sistema de la Polinesia Francesa empezó a funcionar en 1965, como consecuencia del tsunami que se generó en Alaska en 1964. El sistema, que se encuentra en Papeete, Tahití, utiliza la información facilitada por ocho estaciones sismográficas de periodo corto, tres estaciones sismográficas de periodo largo y tres mareógrafos explotados por la red "Réseau Sismique Polynésien". Los datos procedentes de cinco de estas estaciones están en comunicación telemétrica con el Centro de Papeete, al igual que los datos suministrados por una estación sismográfica de banda ancha de tres componentes y una estación mareográfica. Asimismo, se recurre a las informaciones proporcionadas por el Centro de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico de Ewa Beach, Hawai. El CPPT emplea un sistema creado por él denominado TREMORS (Sistema de Evaluación en Tiempo Real del Peligro de los Tsunamis por el Momento Sísmico) para detectar y localizar automáticamente un sismo y calcular a continuación su momento sísmico sobre la base de la magnitud en el manto (Mm) que se funda en las ondas de Rayleigh y Love de período largo. El centro difunde alertas contra tsunamis con cinco niveles de peligro basadas principalmente en el momento sísmico del terremoto.

6.2.6 EL SISTEMA NACIONAL DE ALARMA DE MAREMOTOS DE CHILE

El Sistema de Alarma de Maremotos de Chile, que depende del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), funciona desde el año 1964, y fue fundado a raíz del tsunami que azotó a Chile en mayo de 1960. El Sistema, con sede en Valparaíso, utiliza la información sísmica procedente de 31 estaciones sismográficas de periodo corto que facilita la Red Sísmica Nacional administrada por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, un sistema TREMORS y tres instrumentos de banda ancha de seis

componentes (tres acelerógrafos de movimientos fuertes y tres sismógrafos). Asimismo, el sistema recurre a 19 estaciones mareográficas, 7 de las cuales envían sus datos en tiempo real por satélite al SNAM mientras que las demás, equipadas con burbujeadores, remiten la información que se les solicite. El SNAM difunde las alarmas de tsunamis a todas las comunidades costeras a través de los servicios de comunicación de la armada y del sistema de radio de la Oficina Nacional de Emergencias.

6.2.7 EL SISTEMA NACIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS DE MÉXICO

El día 8 de mayo de 2012, se publicó en el Diario Oficial de la Federación el Acuerdo por el que se crea el Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (SINAT), donde se establece como una instancia que integra estructuras, relaciones funcionales, métodos y procedimientos entre dependencias y entidades de la Administración Pública Federal, con objeto de coadyuvar al cumplimiento de los objetivos del Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC).

El SINAT se integra por las Secretarías de Gobernación (SEGOB), de Marina (SEMAR), y de Comunicaciones y Transportes (SCT), que participa a través del Instituto Mexicano del Transporte (IMT), así como por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). La coordinación operativa del SINAT recae en la Secretaría de Marina para lo cual se estableció el Centro de Alerta de Tsunamis (CAT).

Entre los objetivos fundamentales del SINAT se encuentran:

- Vigilar y alertar sobre la ocurrencia de tsunamis generados en cualquier parte del mundo que puedan afectar al territorio nacional y
- Generar información y conocimiento que permitan determinar el nivel de riesgo de los litorales del país.

El SINAT está constituido por cinco grupos de trabajo conformados de la siguiente forma:

Grupo de Trabajo Uno: Monitoreo y Detección, cuyo objetivo es: Analizar y recomendar las prioridades y medidas necesarias para reforzar y ampliar los sistemas de monitoreo del nivel del mar y detección de Tsunamis, integrado por: la UNAM, a través del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y el Servicio Mareográfico Nacional (SMN), el Centro Nacional

de Prevención de Desastres (CENAPRED), el IMT, el CICESE y la SEMAR; coordinado por: el SMN.

Grupo de Trabajo Dos: Evaluación y Riesgos, cuyo objetivo es: Asesorar para la determinación y evaluación de las amenazas para las costas, así como la elaboración de los modelos necesarios, integrado por: el IMT, el CENAPRED, la SEMAR, el CICESE, el SSN y SMN; coordinado por CENAPRED.

Grupo de Trabajo Tres: Alerta y Comunicaciones, cuyo objetivo es: Efectuar los procedimientos y prácticas de alerta, difusión y comunicación, integrado por: la SEMAR, la SEGOB (DGPC), el CICESE, SSN y SMN; coordinado por la SEMAR.

Grupo de Trabajo Cuatro: Estrategias de Difusión, Preparación y Recuperación, cuyo objetivo es: Determinar las estrategias y aumentar las capacidades operacionales para la preparación y recuperación, integrado por: la SEGOB (DGPC), el CENAPRED y la SEMAR; coordinado por la SEGOB (DGPC).

Grupo de Trabajo Cinco: Jurídico, cuyo objetivo es asesorar con base a las leyes vigentes a cada dependencia del SINAT, integrado por: la SEMAR, la SEGOB, la SCT, la UNAM y el CICESE; coordinado por la SEMAR.

6.2.8 OTROS SISTEMAS NACIONALES DE ALERTA DE TSUNAMIS

(1) Australia.

En Australia se está estableciendo un sistema de alerta contra los tsunamis en las zonas costeras del Océano Índico y del Pacífico, que administrará la Oficina de Meteorología. Los datos sísmicos serán facilitados por la Australian Geological Survey Organization (AGSO), que está diseñando un prototipo de Sistema de Alerta contra los Tsunamis y los Sismos. La National Tidal Facility (NTF) se encargará de vigilar las repercusiones de los tsunamis en el nivel del mar y de facilitar servicios de interpretación de los datos.

(2) Colombia.

El Observatorio Sismológico del Suroccidente de Colombia (OSSO) está creando un sistema de alerta basado en datos numéricos proporcionados por un sismómetro de banda ancha que se introducen en un sistema de análisis TREMORS. Los resultados se

comunicarán a las organizaciones correspondientes a través del INMARSAT. Las magnitudes potenciales se determinarán con ayuda de técnicas de modelos numéricos adquiridas a través del programa TIME.

(3) Nicaragua.

El eje central del sistema nacional de alerta contra los tsunamis de Nicaragua está compuesto por 20 sismómetros verticales de periodo corto cuyos datos telemétricos en tiempo real se envían al Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER). Por vía telefónica también se puede acceder en tiempo casi real a datos de una estación sismográfica de banda ancha que se halla en Boaco y de una red de acelerógrafos de movimientos fuertes. Asimismo, se está instalando una red de siete estaciones mareográficas numéricas en las costas del Pacífico y del Atlántico y en el lago Managua, cuyos datos se pueden consultar por teléfono. El INETER y el organismo encargado de la defensa civil cooperan en el establecimiento de los enlaces de comunicación y de los procedimientos en caso de alerta contra los tsunamis. También se prevé crear un sistema de sirenas para alertar al público.

(4) Perú.

El Sistema Nacional de Alarma del Perú, cuya sede se encuentra en Callao, está a cargo de la Dirección de Hidrografía y Navegación del Perú (DHN). Administra una red de 10 estaciones mareográficas y se envían datos en tiempo real de la estación de Callao a la sede. Asimismo, recientemente Perú ha adquirido dos sistemas TREMORS a fin de reforzar sus capacidades de alerta. Se avisa al organismo encargado de la protección civil a través de una línea telefónica especial.

(5) República de Corea.

Actualmente, la Administración Meteorológica de Corea (KMA) utiliza una red en tiempo real de 8 sismómetros de banda ancha y 12 de periodo corto, y un TREMORS, junto con datos facilitados por algunos de los demás centros de alerta, a fin de vigilar la amenaza de los tsunamis. Se prevé contar con una red de 31 estaciones de banda ancha y periodo corto con un sistema de análisis automatizado. Además, se instalará un sistema de vigilancia del nivel del mar en tiempo real en una isla situada frente a la costa oriental. La difusión de las alertas se realiza a través del sistema público de servicios meteorológicos.

6.3 DATOS NECESARIOS PARA UN SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMIS

Los centros de alerta de tsunamis utilizan datos del nivel del mar y de los sismos en tiempo real o casi real, así como datos de carácter histórico sobre los tsunamis y los sismos, a fin de detectar y localizar con rapidez los sismos potencialmente tsunamigénicos, confirmar la formación de un tsunami y evaluar sus posibles repercusiones en las zonas costeras de su ámbito de responsabilidad.

6.4 DATOS SÍSMICOS

Las señales sísmicas, esto es, las vibraciones de los sismos que se propagan con rapidez a través de la tierra, son utilizadas por los centros de alerta para detectar la aparición de un sismo, y a continuación determinar su ubicación e intensidad. En base a esta información, se puede estimar con rapidez la posibilidad de que se haya generado un tsunami y emitir las alertas iniciales o mensajes informativos adecuados. Los sismómetros normalizados de periodo corto (de 0.5 a 2 segundos/ciclo) y periodo largo (de 18 a 22 segundos/ciclo) facilitan datos para ubicar los sismos y medir su intensidad.

Los datos que aportan los sismómetros más recientes de banda ancha (de 0.01 a 100 segundos/ciclo) pueden utilizarse para los dos fines mencionados, así como para calcular el momento sísmico, que constituye un instrumento de medición más apropiado para los casos de sismos más intensos y potencialmente tsunamigénicos.

Los datos sísmicos se envían a los centros en tiempo real o casi real en forma de ondas continuas, ondas pulsantes o datos paramétricos (por ejemplo, la hora de llegada de las ondas P), utilizando una serie de técnicas de comunicación de corto y largo alcance. En ciertos casos, otro observatorio se encarga del procesamiento completo de los datos sísmicos, y sólo se transmiten la ubicación y la magnitud de los sismos.

Para determinar la ubicación de un sismo, se precisan datos procedentes de numerosos sensores sísmicos, idealmente distribuidos en una estructura que circunscribe el fenómeno. En lo que concierne a los sismos de origen cercano, a menudo se utiliza una densa red de estaciones sismográficas, a fin de proceder a una localización rápida y exacta. Asimismo, se pueden obtener localizaciones menos precisas, aunque adecuadas, a partir de una sola estación sismográfica de tres componentes si se utilizan las técnicas de análisis del movimiento de partículas, como en el caso del algoritmo del TREMORS (Sistema de Evaluación en Tiempo Real del Peligro de los Tsunamis por el Momento

Sísmico). El TREMORS también tiene la capacidad de calcular de forma automática el momento sísmico a partir de datos de banda ancha cada 50 segundos tras el desencadenamiento de una onda P, lo que lo convierte en un instrumento ideal de análisis de los sistemas de alerta contra los tsunamis a nivel local, regional y transoceánico.

CAPÍTULO 7. DISEÑO DE UN SISTEMA REGIONAL DE ALERTA DE TSUNAMIS PARA LOS PUERTOS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MÉXICO

7.1 INTRODUCCIÓN

En los últimos diez años el progreso en los métodos de procesamiento e interpretación de los registros de nivel del mar ha permitido ampliar la gama de aplicaciones importantes de esta información. La modelación avanzada de los registros de tsunamis generados por sismos que ocurrieron entre la costa occidental de México y la trinchera Mesoamericana ha permitido emplear el método inverso para la determinación de áreas de ruptura de dislocaciones cosísmicas y la determinación de desplazamientos verticales de la costa (Ortiz et al., 2000a, b). Estos resultados son importantes porque demuestran la relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica. Por ejemplo, la modelación tanto de la dislocación cosísmica como de los tsunamis asociados con los sismos de 1962 en Acapulco, permitió relocalizar y determinar la extensión y magnitud ($M_w = 7$) de estos eventos, mismos que son muy importantes para la estimación de riesgo sísmico en México. Los datos de los mareógrafos ubicados a decenas de kilómetros del área de la ruptura sísmica no han registrado directamente el desplazamiento cortical, sin embargo, los tsunamis registrados han sido extremadamente útiles para la estimación de la localización y extensión del área de ruptura, como en el caso del terremoto de 1957 ($M_w 7.8$) en la costa Chica de Guerrero (Ortiz et al., 2000a) y del terremoto de 1881 ($M_w 7.1$) en el golfo de Bengala (Ortiz y Bilham, 2003). La relación funcional entre la altura del tsunami y la estimación de los parámetros de la fuente sísmica ha permitido a su vez el empleo satisfactorio de funciones de Green con fines de investigación para caracterizar la fuente sísmica en función de observaciones costeras de tsunami y de una segmentación adecuada del plano de falla (Satake, 1987; Ortiz y Bilham, 2003; Singh et al., 2006). Los resultados satisfactorios de los métodos inversos dan la confianza para estimar la altura esperada de tsunamis empleando a la inversa los métodos inversos, es decir, empleando de manera directa la superposición de funciones de Green generadas por una segmentación adecuada del plano de falla.

7.2 SEGMENTACIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA

La historia de la sismicidad en México indica que los sismos ($M_w > 7$) con potencial tsunamigénico para la costa occidental de México son los que ocurren en la zona de contacto interplaca localizada entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. A ello obedece

la localización y segmentación de áreas de ruptura en mosaicos de 30×30 km (Figura 7.1) empleados en este estudio para simular dislocaciones cosísmicas tsunamigénicas.

El área de ruptura de cada uno de estos segmentos correspondería a un sismo de magnitud $M_w = 7$ de acuerdo con la relación $M_w = \log_{10}(A) + 4.0$ (Utsu and Seki, 1954; Wyss, 1979; Singh et al., 1980), en donde A representa el área en km^2 . El momento sísmico (M_o) de cada uno de los segmentos i puede variar haciendo variar la magnitud de la dislocación (d_i) de acuerdo con la relación: $M_o_i = \mu A d_i$; en donde μ representa el módulo de rigidez. En este caso la magnitud de una dislocación compuesta por n diferentes segmentos se puede estimar con la ecuación (Hanks and Kanamori, 1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} \left(\sum_{i=1}^n M_o_i \right) - 10.7 \quad (7.1)$$

Por ejemplo, en una dislocación homogénea de 4 metros en 6 segmentos consecutivos:

$$\sum_{i=1}^6 M_o_i = \sum_{i=1}^6 \mu A d_i = 1.08e^{28} \text{ dina-cm}$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} * 1.08e^{28} - 10.7 = 7.98; \text{ considerando } \mu = 5 \times 10^{11} \text{ dina cm}^{-2}$$

La deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de una dislocación homogénea en cada uno de los segmentos se calculó con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). En todos los segmentos se consideró un mecanismo focal puramente inverso con dislocación de 1 m. La proyección superficial del extremo suroeste de los segmentos más cercanos a la Trinchera (costa a la trinchera) se hizo coincidir con la isobata de 4000 m. En estos segmentos se prescribió una profundidad de 5 km y un echado de 10 grados. En los segmentos intermedios, entre la Trinchera y la costa, la profundidad es de 10 km y el echado de 15 grados, y en los segmentos más cercanos a la costa se prescribió una profundidad de 17 km y un echado de 16 grados. La profundidad que se indica corresponde al lado más somero o menos profundo de los segmentos.

7.3 CONFECCIÓN DEL UNIVERSO DE FUNCIONES DE GREEN

Por cada una de las dislocaciones unitarias de los 189 segmentos se obtuvo un conjunto de 172 funciones de Green, mismas que corresponden a su vez a 172 localidades ubicadas sobre la isobata de 100 m tanto en la costa de la Península de Baja California como a lo largo de la costa occidental de México. Las localidades 1 a 5 se ubican en la Península de Baja California. La separación promedio entre las localidades consecutivas ubicadas en la costa occidental de México es de 12 km. Las localidades se indican en la Figura 7.2

Cada conjunto de funciones de Green (tsunamis sintéticos) se calculó con las ecuaciones del Modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (7.2)$$

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + gh \nabla \eta = 0 \quad (7.3)$$

En estas ecuaciones, t es el tiempo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio, h es la profundidad de la columna de agua, $\mathbf{U}$ es el vector de velocidad horizontal integrado verticalmente, y g es la aceleración de la gravedad. Las ecuaciones (7.2 y 7.3) se resolvieron numéricamente en un esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas empleando el modelo de propagación de tsunamis de Goto et al., 1997. El dominio de integración numérica con resolución de 1 minuto (modelo digital de batimetría) se confeccionó empleando los datos batimétricos de las cartas de navegación de la Secretaría de Marina complementados con el banco de datos ETOPO-2 de Smith y Sandwell, 1997. La condición inicial del tsunami o función impulso se tomó como una perturbación instantánea de la superficie del agua igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de la dislocación unitaria y homogénea por cada uno de los 189 segmentos

Figura 7. 1 Segmentación de áreas de ruptura en 189 mosaicos de 30x30 km localizados en la interfaz entre la costa y la Trinchera Mesoamericana. La proyección superficial de los segmentos más cercanos a la Trinchera se hizo coincidir con la isobata de 4000 m.

Figura 7.2 Los puntos rojos indican la ubicación de las 172 localidades en donde se obtuvieron las funciones de Green o tsunamis sintéticos. La separación promedio entre las localidades consecutivas ubicadas en la costa occidental de México es de 12 km.

7.4 INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Los resultados del modelo de propagación de los tsunamis generados por cada uno de los 189 segmentos conforman el universo de funciones de Green. El método directo para calcular los tsunamis sintéticos en las localidades i , empleando el universo de funciones de Green, consiste en prescribir la magnitud de las dislocaciones correspondientes a cada uno de los segmentos j que hayan sido seleccionados para conformar el plano de falla, y en la superposición lineal de los conjuntos de funciones de Green correspondientes a los segmentos seleccionados. El método directo se expresa con mayor claridad con la siguiente ecuación matricial:

$$G_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t) \quad (7.4)$$

En la ecuación (7.4), $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j , x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j , y $b_i(t)$ corresponde al tsunami sintético en la localidad i . La representación esquemática de la ecuación (7.4) se ilustra en la Figura 7.3.

Figura 7.3 Representación matricial de la ecuación 7.4. $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j , x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j , y $b_i(t)$ corresponde al tsunami sintético en la localidad i .

La validez de la superposición lineal para obtener los tsunamis sintéticos calculados con la ecuación (7.4) consiste en suponer que los efectos no lineales (advección y fricción) son despreciables durante la propagación del tsunami. Si bien estos efectos son importantes

cuando el tsunami se aproxima a la costa, Shuto (1991), y Kowalik y Murthy (1987), demostraron que en profundidades mayores a 50 metros, ambos términos, advección y fricción, no son importantes, y a ello obedece que estos términos no hayan sido incluidos en las ecuaciones (7.4), y a ello obedece también que los tsunami sintéticos se hayan calculado frente a la costa sobre la isobata de 100 metros.

Para simular adecuadamente la altura del tsunami en la costa y su penetración tierra adentro es necesario incluir los términos no lineales en la ecuación de conservación de momentum en el conjunto de ecuaciones (7.2 y 7.3). La inclusión de estos términos requiere de una batimetría de alta resolución costera, misma que no está disponible a la fecha para la mayor parte de la costa occidental de México. Sin embargo, se puede obtener una aproximación de la altura del tsunami en la costa a partir de la altura del tsunami calculada para la isobata de 100 metros. El procedimiento consiste en aplicar un factor de amplificación al tsunami aguas adentro para calcular la altura del tsunami al aproximarse a la costa. Este factor de amplificación es comúnmente aplicado como Ley de Green (Lamb, 1932), y consiste en multiplicar la altura del tsunami aguas adentro (η_1) por la raíz cuarta del cociente de las profundidades aguas adentro (h_1) y cercanas a la costa (h_2):

$$\eta_2 = \eta_1 \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4} \quad (7.5)$$

La ley de Green se obtiene al resolver analíticamente la ecuación de onda para una ola que se propaga en una batimetría con pendiente constante. En este caso el factor de amplificación es 2.73 al considerar $h_1 = 100$ metros y $h_2 = 1.8$ metros.

Con la finalidad de estimar la incertidumbre en los resultados al aplicar la Ley de Green tanto al interior de bahías como en costa abierta, se calculó el factor de amplificación para 5 bahías y para una costa abierta con el modelo de propagación de tsunamis, incluyendo los términos advectivos y de fricción en las ecuaciones (7.2 y 7.3) y haciendo incidir una onda con período de 30 minutos en la isobata de 100 m. El período de 30 minutos es típico de los tsunamis registrados en la costa occidental de México (Ortiz et al., 2000ab). Los resultados se muestran en la Figura 7.4, en donde se indica la amplitud de la onda en la costa para cada una de las 6 localidades en función de la amplitud de la onda incidente en la isobata de 100 metros. En la Tabla 7.1 se muestran los factores de amplificación para

cada una de las 6 localidades. Los factores que se muestran en la Tabla 7.1 se calcularon ajustando un recta por mínimos cuadrados, prescribiendo en cero la ordenada al origen.

Figura 7. 4 Amplitud de la onda en la costa en función de la amplitud incidente en la isobata de 100 metros. Los círculos indican la amplitud calculada con el modelo de propagación de tsunamis.

Localidad	Factor de Amplificación
Costa Chica de Guerrero	2.47
Bahía de Acapulco, Gro.	2.96
Bahía de Manzanillo, Col.	2.71
Bahía de Santiago, Col.	2.82
Bahía de Navidad, Jal.	2.66
Bahía Tenacatita, Jal.	2.99

Tabla 7. 1 Factores de amplificación para las 6 localidades

Aun cuando la amplificación del tsunami en la costa no es una función lineal de la amplitud del tsunami incidente, los resultados del modelo de propagación de tsunamis indican que la aproximación lineal es adecuada. Sin embargo, como se observa en la Figura 7.4, el factor de amplificación varía dependiendo de la localidad. Al emplear la Ley de Green con un factor de amplificación de 2.73 estaría subestimando hasta en 10% la altura del tsunami al interior de bahías como Tenacatita y Acapulco y se estaría sobrestimando en 10% la altura

del tsunami en costa abierta. Los factores de amplificación de la Tabla 7.1 pueden ser empleados para las localidades correspondientes.

7.5 RESULTADOS DEL CÁLCULO DE TSUNAMIS SINTÉTICOS Y LA ALTURA MÁXIMA DEL TSUNAMI

En el Anexo 3 se presenta un programa de cómputo en Matlab para calcular tsunamis sintéticos y la altura máxima del tsunami en las 172 localidades ubicadas a lo largo de la costa occidental de México y al Sur de la Península de baja California (ver Figura 7.2)

Como aplicación del programa de cómputo antes señalado, se calcularon los tsunamis sintéticos y la altura máxima del tsunami para las siguientes 5 localidades: Cabo San Lucas, B. C. S., Manzanillo, Col., Acapulco, Gro., y Puerto escondido, Oax, ubicadas en la zona central-sur de la costa occidental de México.

La magnitud del sismo prototipo utilizado corresponde al área de ruptura formada por el conjunto de segmentos seleccionados para representar el sismo de Jalisco-Colima de 1995 (con magnitud $M_w = 8.1$). Para tal efecto, se definieron las siguientes condiciones:

En el vector “planos” se definieron los números [23, 24, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 35, 36] que indican los números de los planos de falla de acuerdo a la numeración que se indica en la Figura 7.1.

En el vector “disloc” se definieron los números [4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4] que indican la magnitud de la dislocación (en metros) que corresponde a cada uno de los planos de falla definidos en el vector “planos”.

En el vector “s” se definieron los números [1, 30, 75, 103] que indican los números correspondientes a las localidades en donde se desea obtener tsunamis sintéticos y las alturas máximas del tsunami.

La variable “GreenLaw” = 2.73; indica el factor de amplificación para calcular la altura del tsunami en la costa.

En el programa en cuestión, se definieron los archivos green1001, green1002,... green1189, que corresponden a cada uno de los conjuntos de funciones de Green. Los últimos 3 dígitos del nombre del archivo indican el número del segmento del plano de falla

que se empleó para generar el conjunto correspondiente. La numeración de los planos de falla se ilustra en la Figura 7.1. Cada uno de estos archivos constan de 172 columnas, mismas que a su vez corresponden a las funciones de Green calculadas para las 172 localidades que se ilustran en la Figura 7.2. Cada columna contiene un total de 2401 datos de variación de nivel del mar en metros a intervalos de tiempo de 15 segundos, equivalente a 10 horas de propagación del tsunami. El tiempo del primer dato o primera fila del archivo corresponde al tiempo de origen del sismo o de la perturbación inicial del nivel del mar.

El archivo “*sinteticos.m*” contiene al programa de cómputo para ejecutar la ecuación matricial (7.4). En este archivo se deben definir los vectores: “*planos*”, “*disloc*” y “*s*”, como se muestra a continuación:

planos = [23, 24, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 35, 36]; % vector que contiene los números de los planos de falla de acuerdo a la numeración que se indica en la Figura 7.1.

disloc = [4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4, 4]; % vector que contiene la magnitud de la dislocación (en metros) que corresponde a cada uno de los planos de falla definidos en el vector “*planos*”.

s = [1, 30, 75, 103]; % vector que contiene los números correspondientes a las localidades en donde se desea obtener tsunamis sintéticos.

GreenLaw = 2.73; % Factor de amplificación para calcular la altura del tsunami en la costa. Los resultados que arroja el programa “*sintéticos*” que se indica en el Anexo 3, para este ejemplo en particular, se muestran en las Figuras 7.5 a 7.8

Las Figuras 7.5, 7.6, 7.7 y 7.8 corresponden a los tsunamis sintéticos en las localidades definidas en el vector “*s*”. El origen del eje de tiempo correspondería al tiempo de origen del sismo.

En la Fig. 7.9 se muestra sobre el mapa la mayor altura alcanzada por el tsunami durante las 10 horas de propagación. La altura que se muestra es la altura corregida por el factor de amplificación de la ecuación (7.5). También se muestran los segmentos seleccionados en el vector “*planos*”. En el título de la figura se indica la magnitud del sismo potencial calculada con la ecuación (7.1).

En Figura 7.10 se muestra la mayor altura alcanzada por el tsunami en cada localidad. Es la misma altura del tsunami que aparece en la Figura 7.9. Note que en el eje horizontal se indica equiespaciadamente el número de la localidad y no la distancia entre localidades.

Figura 7. 5 Tsunami sintético en la localidad 1 (Cabo San Lucas, B. C. S.).

Figura 7. 6 Tsunami sintético en la localidad 30 (Manzanillo Col.)

Figura 7. 7 Tsunami sintético en la localidad 75 (Acapulco, Gro.).

Figura 7. 8 Tsunami sintético en la localidad 103 (Puerto Escondido, Oax.).

Figura 7. 9 *Altura máxima alcanzada por el tsunami en la costa durante las 10 horas de propagación. La altura que se muestra es la altura corregida por el factor de amplificación de la ecuación (7.4). Los rectángulos indican los segmentos seleccionados en el vector "planos". En el título de la figura se indica la magnitud del sismo potencial calculada con la ecuación (7.1)*

Figura 7. 10 *Altura máxima alcanzada por el tsunami en cada localidad. Es la misma altura del tsunami que aparece en la Figura 7.9; Nótese que en el eje horizontal se indica equiespaciadamente el número de la localidad y no la distancia entre localidades.*

CAPÍTULO 8. EFECTOS DE LOS TSUNAMIS HISTÓRICOS EN LA HIDRODINÁMICA DEL PUERTO DE MANZANILLO, COLIMA

8.1 INTRODUCCIÓN

En localizaciones costeras donde la inundación no es un peligro significativo para un evento de tsunami particular, las fuertes y erráticas corrientes inducidas por el tsunami pueden conducir un daño mayor. Las áreas que son particularmente expuestas a las corrientes inducidas por los tsunamis son puertos, bahías y marinas.

El 9 de octubre de 1995 ocurrió un tsunami en la costa de Colima y Jalisco, esto debido a la ocurrencia de un sismo de magnitud $M_w = 8.1$. Del 18 al 22 de octubre de 1995 (Ortiz, M., et. al. 1995) efectuó un recorrido a las costas de Colima y Jalisco para medir las alturas de inundación y estimar los efectos costeros del tsunami generado por el sismo (ver figura 8.1). Los testimonios de los efectos del tsunami en Manzanillo, Colima se indican a continuación:

Empleados del aeropuerto, agencia de autos Avis, Hotel Sierra Radisson (ningún testigo presencial): en la dársena del puerto se formó un remolino. El mar arrojó varias piedras. Por la noche del 9 de octubre volvió a temblar y el mar “se azotó”. En el centro de Manzanillo el mar se llevó un monumento. El área afectada abarca de Manzanillo a Careyes. El mar salió hasta la carretera en la playa Miramar (Bahía de Santiago)

Empleados de la empresa Peña Colorada, Manzanillo, (testigos): en playa Pascuales, Tecomán, Col., el mar avanzó sobre la carretera a las 6 de la tarde. En la dársena de Manzanillo se formaron tres remolinos simultáneos. En Manzanillo se llevó una estatua en la colonia Burócrata, y una casa cerca de la playa (no lo vieron ocurrir). Las casas en San Pedrito se hundieron. Los ductos de la termoeléctrica se hundieron. El barco de la compañía se soltó y quedó a la deriva, no pudo navegar contracorriente (tripulante del barco). En la colonia del seguro social brotó lodo de la calle.

Junto al hotel Costa Real. Empleados y dueña del restaurant Bugati: la hija del camarero observó los remolinos del puerto desde un sexto piso. La carretera a la zona naval quedó deformada de acuerdo a las ondulaciones (sísmicas). El atunero de Pescado de Colima se varó momentáneamente en la cabeza de la laguna de las Garzas. Antes de las 10:00 A. M. el mar alcanzó la carretera en la playa Miramar (Bahía de Santiago).

Figura 8. 1 Alturas de inundación en las costas de Colima y Jalisco. En la figura superior, las flechas sobre la costa indican la magnitud relativa de las alturas de inundación. En la figura inferior, los círculos indican la altura de inundación respecto al nivel del mar en el momento del tsunami.

En la Bahía de Manzanillo, las playas presentan una pendiente pronunciada y la altura de la berma varía de 2 a 4 m respecto al nivel medio del mar, por lo que los daños reportados no resultaron catastróficos, aun cuando en algunos lugares al norte de la Bahía la altura de inundación fue de 5 m. En el puerto interior de Manzanillo los principales daños fueron causados por la intensidad de las corrientes al erosionar las paredes del canal, ocasionando que algunas casas cayeran completamente al agua.

Figura 8.2 Las Brisas, Bahía de Manzanillo (sur), Col. Señalando con la mano derecha la marca que dejó el tsunami. Fuente: Ortiz, M. et. al. 1995

La capacidad de medir, predecir y calcular las velocidades de flujo de agua que origina un tsunami es de importancia en la evaluación y en la mitigación de riesgos. Daños sustanciales se puede originar por los flujos de alta velocidad que origina un tsunami, en particular en los puertos y bahías, incluso cuando la altura de la ola es pequeña.

Por otra parte, cabe mencionar que el avance en el estudio de los depósitos del transporte de sedimentos originados por el tsunami, depende de la correcta interpretación y modelización numérica o hidráulica de las velocidades y aceleraciones del flujo de agua que origina el tsunami.

Tomando como caso de estudio el sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995 en la costa de Jalisco-Colima, a las 9 hs 35 min (hora local), con el foco en 18.79° Latitud Norte y 104.47° Longitud Oeste, 20 km de profundidad y magnitud $M_w = 8.1$, se presenta una propuesta metodológica para estimar los efectos del tsunami originados en la hidrodinámica del Puerto de Manzanillo, México.

El primer paso de la metodología contempla la aplicación del método inverso de tsunamis para acotar los parámetros de la fuente sísmica mediante la confección de un universo de funciones de Green para la costa occidental de México.

El segundo paso de la metodología contempla el estudio de la hidrodinámica (velocidades de las corrientes y niveles del mar en el interior del puerto y el estudio del runup en la playa) originada por el tsunami, la cual se estudió en un modelo hidráulico de fondo fijo y en un modelo numérico, representando un tsunami sintético en la profundidad de 34 m como condición inicial, el cual se propagó a la costa con una señal de onda solitaria.

8.2 METODOLOGÍA

Para analizar los efectos de los tsunamis históricos en la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, la metodología que aquí se presenta se ha dividido en tres etapas, en cada una de ellas se establecieron los siguientes pasos:

- Se calcularon tsunamis sintéticos en la zona exterior del Puerto de Manzanillo, tomando en consideración la información histórica de los 100 años de Sismicidad en la costa occidental de México.
- Se caracterizaron en términos de la magnitud del sismo, dimensiones del área de ruptura, dislocación y módulo de rigidez del material de la placa, las condiciones tsunamigénicas que pueden originar condiciones desfavorables del patrón de corrientes en el interior del puerto de Manzanillo al ocurrir un tsunami local.
- Se adecuó un modelo hidráulico para estudiar el comportamiento de los tsunamis históricos que han afectado las costas de Jalisco y Colima.
- Con la información de los tsunamis sintéticos que se determinen en la zona exterior del puerto de Manzanillo, se definió dicha información como condición inicial para la aplicación de un modelo bidimensional hidrodinámico, con objeto de determinar en el interior del citado puerto, las corrientes y los niveles del mar inducidos por la acción del tsunami sintético, con objeto de determinar las condiciones de operatividad de las terminales del puerto.
- Con el perfil de la onda solitaria generada en el modelo hidráulico, se definió dicha información como condición inicial para la aplicación de un modelo numérico, calibrando dicho modelo con un análisis de sensibilidad considerando diferentes valores del coeficiente de rugosidad de Manning

- Se definieron las condiciones de navegación de las embarcaciones en el puerto de Manzanillo, tomando en consideración las velocidades de las corrientes originadas por la acción de los tsunamis sintéticos antes señalados.

8.2.1 CALCULO DE TSUNAMIS SINTÉTICOS ORIGINADOS POR TERREMOTOS HISTÓRICOS

Se calcularon los tsunamis sintéticos en la costa occidental de México, mediante el uso del algoritmo y programa de cómputo señalados en el Capítulo 7.

Para la operación de dicho programa de cómputo se le introdujeron los siguientes datos:

- a) Planos de falla: segmentación de áreas de ruptura en 189 mosaicos de 30×30 km empleados en este estudio para simular dislocaciones cosísmicas tsunamigénicas.
- b) Dislocación: magnitud de la longitud vertical de ruptura de los planos de falla.
- c) Módulo de rigidez: Para el puerto de Manzanillo, se empleó un módulo de rigidez de 4.5×10^{11} dina/cm².
- d) Localidades: indica los números correspondientes a las localidades en donde se desea obtener tsunamis sintéticos y las alturas máximas del tsunami. La separación promedio entre las localidades consecutivas ubicadas en la costa occidental de México es de 12 km (ver figura 7.2). Para este caso se utilizó la localidad 30 que corresponde al puerto de Manzanillo, Col.
- e) Factor de amplificación: el factor de amplificación varía dependiendo de la localidad y la profundidad a la que se realiza el cálculo de la altura del tsunami. Para el puerto de Manzanillo, Col. se empleó un factor de amplificación de 1.31 a una profundidad de 34 m. de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4} = \left(\frac{100m}{34m} \right)^{1/4} = 1.31$$

Para la aplicación de la metodología, el estudio se realizó para tres tsunamis ocurridos en la costa occidental de México, los cuales se indican a continuación:

- El tsunami ocurrido por el sismo del 9 de octubre de 1995
- El tsunami ocurrido por el sismo del 19 de septiembre de 1985
- El tsunamis ocurrido por el sismo del 3 de junio de 1932

8.2.2 RESULTADOS DE LOS TSUNAMIS SINTÉTICOS

Los planos de falla seleccionados para la determinación de la magnitud del sismo y las máximas alturas de ola de los tsunamis en la zona exterior del puerto de Manzanillo, en la profundidad de 34 m, se indican en la siguiente Tabla:

Caso	Sismo	Planos de falla	Dislocación (m)	Magnitud del sismo (M_w)	Profundidad (m)	Máxima altura de ola en la zona exterior de Manzanillo (m)
1	9 de octubre de 1995	23,24,26,27,29,30,32, 33,35,36	4	8.1	34	3.44
2	3 de junio de 1932	1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11, 12,13,14,15,16,17,18, 19,20,21,22, 23,24,25, 26 27	2.4	8.2	34	1.46
3	19 de septiembre de 1985	47,48,50,51,53,54,56 57,59,60,62,63,65,66	3.3	8.1	34	1.08

Tabla 8. 1 Sismos históricos ocurridos en la costa occidental de México

En las Figuras 8.3, 8.5 y 8.7 se indican la ubicación de los planos de falla señalados en la tercera columna de la tabla anterior, y en las Figuras 8.4, 8.6 y 8.8 se indican los tsunamis sintéticos en la zona exterior del puerto de Manzanillo, en la profundidad de 34 m, originados por los tres tsunamis considerados para su estudio.

Figura 8. 3 Planos de falla que originaron el sismo de 9 de octubre de 1995, con magnitud $M_w = 8.1$

Figura 8. 4 Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 9 de octubre de 1995, con magnitud $M_w = 8.1$

Figura 8.5 Planos de falla que originaron el sismo de 3 de junio de 1932, con magnitud $M_w = 8.2$

Figura 8.6 Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 3 de junio de 1932, con magnitud $M_w = 8.2$

Figura 8. 7 Planos de falla que originaron el sismo de 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M_w = 8.1$

Figura 8. 8 Tsunami sintético en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), originado por el sismo del 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M_w = 8.1$.

8.2.3 MODELO HIDRÁULICO

(1) Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al puerto de Manzanillo ubicado en el estado de Colima, dentro de la República Mexicana, en la costa occidental del Océano Pacífico. El Puerto de Manzanillo es uno de los puertos más importantes en México, pues se ha posicionado como la principal entrada para el manejo de mercancías en el Comercio Internacional, de las Zonas Centro y Bajío de la República Mexicana, que representan a su vez más del 67% del PIB del país y donde radica el 55% de la población nacional. Es para México, la principal entrada de Contenedores, con una participación del 68% en el Pacífico Mexicano y el 46% en todo el país.

Para obtener resultados razonables de las simulaciones numéricas de propagación de un tsunami, es necesario tomar en cuenta tres importantes factores: la exactitud de las condiciones iniciales, la selección adecuada de las ecuaciones que gobiernan el fenómeno, y la definición de una apropiada malla de cálculo. Imamura y Goto (1988) centraron sus investigaciones en las ecuaciones que gobiernan el fenómeno, así como en el análisis de los errores que inevitablemente inducen las simulaciones numéricas. Algunos criterios para seleccionar las ecuaciones y tamaños de malla fueron propuestos por Shuto et al. (1990). Sin embargo, hay otro problema: la definición de la onda inicial del tsunami que se utiliza como condición inicial en los cálculos numéricos del tsunami. Aunque la condición inicial se puede calcular a partir de los parámetros de la falla usando el modelo de Mansinha and Smylie (1971). La información de las ondas sísmicas no es suficiente para determinar todos los parámetros en un corto período de tiempo. Seis parámetros de la falla y la localización de la misma se utilizan para calcular la deformación del fondo del mar, la cual definirá la forma inicial de la onda del tsunami. Tres parámetros pueden estimarse a partir del método de Dziewonski et al. (1981). La magnitud o energía del terremoto se puede dar como una relación a través de otros tres parámetros: la longitud, ancho y dislocación de la falla. Para estimar estos parámetros es necesaria más información, esta información se refiere al área de la réplica del terremoto, y corresponde al área de la fuente del tsunami.

La localización y el tamaño de la fuente del tsunami se asumen comúnmente a los datos obtenidos por los datos de las réplicas del terremoto. Sin embargo, si la obtención de dicha información requiere de varios días para obtener suficiente información de las réplicas del terremoto para estimar el área de la fuente del tsunami, resulta necesario contar con un método de análisis en tiempo real que no utilice los datos de las réplicas del terremoto. El

método necesario es el que se indica a continuación, y se utiliza para determinar los parámetros de la falla mediante el uso de datos de las ondas de tsunamis medidos con equipos (mareógrafos y/o sensores de presión). Aida (1972) propuso el método de inversión para estimar la dislocación sobre una falla utilizando ondas del tsunami medidas en estaciones mareográficas y su correspondiente función de Green, Satake (1987) mejoró el método para evaluar la heterogeneidad de la dislocación en una falla usando formas de ondas de tsunami en más estaciones. Los métodos de inversión de tsunamis revelan que los terremotos tienen una distribución compleja de la dislocación. Sin embargo, todos los métodos asumen la localización fuente del tsunami, la cual generalmente es desconocida en los análisis en tiempo real.

En la primera parte de la metodología que se presenta, mediante la aplicación del método inverso de tsunamis (superposición de funciones de Green) se calcularon las ondas iniciales del tsunami (tsunamis sintéticos) con el algoritmo que se describe en los siguientes subincisos.

Con la información de los tsunamis sintéticos que se determinen en la zona exterior del puerto de Manzanillo, se definirá dicha información como condición inicial para la aplicación de un modelo numérico bidimensional y de un modelo hidráulico tridimensional hidrodinámico de fondo fijo, con objeto de determinar en el interior del citado puerto, las corrientes y los niveles del mar inducidos por la acción del tsunami sintético, con objeto de determinar las condiciones de operatividad de las terminales del puerto.

(2) Características del modelo hidráulico

El modelo hidráulico del puerto de Manzanillo, Colima, se construyó con fondo fijo en el tanque de olas menor del Laboratorio de Hidráulica Marítima del Instituto Mexicano del Transporte, con una escala de líneas de 1:150 sin distorsión. El tanque de olas está equipado con un generador capaz de reproducir oleaje monocromático, oleaje aleatorio y tsunamis mediante una señal de onda solitaria. El ancho de la paleta del generador de oleaje es de 10 m. En las Figuras 8.9 a y b se indica la disposición del tanque de olas en prototipo y la disposición del modelo hidráulico en el tanque de olas del Laboratorio de Hidráulica Marítima.

Las variables utilizadas para la definición de la señal de la onda solitaria en el generador de oleaje son las siguientes: profundidad del agua en centímetros frente al generador, altura de ola inicial en centímetros. En la Figura 8.9 c se indica el perfil de la onda solitaria

en la profundidad de 34 m generada en el modelo hidráulico. Con dicha señal se propagó el tsunami hacia la bocana e interior del puerto, midiendo los niveles del mar y las componentes de las velocidades de las corrientes en una malla definida en la zona interior del puerto con abertura de las celdas a cada 50 cm en el modelo hidráulico, aberturas equivalentes a 75 m de ancho en prototipo, y midiendo el run up en una malla definida en la playa las Brisas con aberturas de las celdas a cada 50 cm en el modelo hidráulico, abarcando un frente de playa de 1,275 m a lo largo de la costa y de la costa hacia los límites del puerto.

La medición de los niveles del mar y del run up se realizó mediante el uso de sensores de tipo resistivo (Figura 8.9 d), y la medición de las componentes de la velocidad de la corriente se realizó con un corrientímetro doppler vectivo, (ver Figura 8.9 e).

Figura 8. 9 a) Disposición del tanque de olas en prototipo, b) Disposición del modelo hidráulico en el tanque de olas, c) Perfil de la onda solitaria a la profundidad de 34 m generada en el modelo hidráulico para el caso del tsunami del 9 de octubre de 1995, d) Se indica el tipo de sensores utilizados para la medición de los niveles del agua, e) Se indica el tipo de sensores utilizados para la medición de las componentes de la velocidad de las corrientes

(3) Resultados de las mediciones realizadas en el modelo hidráulico

Los ensayos realizados en el modelo hidráulico para las tres etapas antes señaladas, dieron como resultados el patrón de las velocidades de las corrientes y las elevaciones del nivel del agua en el interior del puerto, así como el run up en la playa Las Brisas.

En la figura 8.10 a se indica el patrón de las corrientes en el interior del puerto de Manzanillo a los 6 minutos de haber generado el tsunami del 9 de octubre de 1995 en el modelo hidráulico y en la figura 8.10 b se indican las curvas de elevación del nivel del agua para el mismo tiempo. En la figura 8.11 se indica el run up en la playa Las Brisas.

Figura 8. 10 Patrón de las corrientes y curvas de elevación del nivel del agua en el interior del puerto de Manzanillo generadas por la acción del tsunami del 9 de octubre de 1995.

Figura 8. 11 Perfil del run up en la playa Las Brisas, generado por el tsunami del 9 de octubre de 1995.

8.2.4 MODELO NUMÉRICO

El modelo numérico de la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, Colima, se realizó utilizando el software MIKE 21 Flow Model del Danish Hydraulic Institute (DHI Water & Environment), el cual resuelve numéricamente las ecuaciones de la conservación de masa y momento con el método de elemento finito sobre una malla de cálculo triangular no estructurada, la cual permite adaptar la resolución a las escalas físicas relevantes como lo son las profundidades, las fronteras de la malla y las zonas de tierra. (Ver figura 8.12)

El perfil de la onda solitaria en la profundidad de 34 m indicada en la Figura 8.10 c, se utilizó como condición inicial para la propagación del tsunami hacia el interior del puerto, obteniendo en cada nodo de la malla los niveles del mar y las componentes de las velocidades de las corrientes.

Figura 8. 12 Malla de cálculo para el modelo numérico MIKE 21

(1) Calibración del modelo numérico

Para calibrar el modelo numérico se realizó un análisis de sensibilidad considerando el tsunami generado por el sismo de 9 de octubre de 1995, dicho análisis de sensibilidad consistió en comparar en los 5 puntos indicados en la figura 8.13, las corrientes y las elevaciones del nivel del agua obtenidas en el modelo hidráulico y con el modelo numérico tomando en consideración 4 diferentes valores del coeficiente de rugosidad de Manning.

Figura 8. 13 Puntos de control para el análisis de sensibilidad del modelo numérico

(2) Resultados del análisis de sensibilidad de modelo numérico

En la figura 8.14 se indican los resultados del análisis de sensibilidad del modelo numérico.

Como se puede observar en la figura 8.14, los resultados del modelo numérico con un valor de 0.025 del coeficiente de rugosidad de Manning, es el que presenta mayor aproximación con los resultados obtenidos en el modelo hidráulico.

Una vez calibrado el modelo numérico, se realizaron las modelaciones numéricas para los tsunamis de los tres sismos antes señalados, obteniendo como resultados el patrón de las velocidades de las corrientes y las elevaciones del nivel del agua en el interior del puerto, así como el run up en la playa Las Brisas.

a) VELOCIDADES DE ENTRADA

— Modelo hidráulico ■ Modelo numérico ($\eta=0.020$)
 ● Modelo numérico ($\eta=0.010$) ▲ Modelo numérico ($\eta=0.025$)

b) VELOCIDADES DE SALIDA

— Modelo hidráulico ■ Modelo numérico ($\eta=0.020$)
 ● Modelo numérico ($\eta=0.010$) ▲ Modelo numérico ($\eta=0.025$)

Figura 8. 14 Resultados del análisis de sensibilidad para la calibración del modelo numérico tomando como referencia el caso del tsunami del 9 de octubre de 1995, a) Velocidades de entrada, b) Velocidades de salida

8.2.5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

(1) Sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995

A. Velocidades de las corrientes

Con objeto de caracterizar las velocidades de las corrientes generadas por el tsunami considerado, se seleccionaron 17 puntos de control localizados en el interior del puerto (ver figura 8.15), en los cuales se obtuvieron las velocidades medias y máximas de las corrientes en 4 diferentes tiempos y en 4 diferentes zonas, estas últimas también indicadas en la figura antes señalada.

Los resultados de las velocidades medias y máximas se indican en la Tabla 8.2, en las cuales el signo (-) indica que la dirección de la velocidad de las corrientes es del interior del puerto hacia la bocana del mismo.

Zona	Tiempo (minutos)	Modelo hidráulico		Modelo numérico	
		Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)	Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)
1	5:30	0.41	1.64	0.43	1.49
	6:30	1.57	2.54	1.38	2.25
	10:00	-0.68	-1.54	-0.54	-1.37
	12:00	-0.54	-1.16	-0.50	-1.05
2	5:30	-0.01	-0.19	0.00	-0.10
	6:30	0.35	1.16	0.34	0.98
	10:00	-0.09	-0.23	-0.07	-0.21
	12:00	-0.67	-1.21	-0.46	-1.13
3	5:30	-0.06	-0.15	-0.02	-0.06
	6:30	-0.04	-0.15	-0.02	-0.07
	10:00	0.34	0.41	0.25	0.31
	12:00	0.11	-0.67	0.06	-0.61
4	5:30	0.04	0.14	0.03	0.08
	6:30	0.07	0.12	0.04	0.06
	10:00	0.03	0.46	0.01	0.33
	12:00	-0.49	-1.10	-0.46	-1.15

Tabla 8. 2 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1995

En la Figura 8.16 se presenta una comparación de los patrones de las velocidades de las corrientes obtenidos en el modelo hidráulico y en el modelo numérico, este último patrón de velocidades calculado con el coeficiente de fricción de 0.01, obtenido en la calibración del modelo numérico.

Figura 8. 15 Zonas y puntos de control para interpretar las velocidades de las corrientes originadas por los tsunamis considerados.

➤ **Riesgo en las operaciones del puerto por las velocidades de las corrientes inducidas por un tsunami**

Con la finalidad de establecer los niveles de riesgo originados por las velocidades máximas de las corrientes producidas por la hidrodinámica de los tsunamis en el interior del puerto, en este trabajo se utilizó el criterio establecido por Lynett, Borrero, Son, Wilson y Miller (2014), el cual se indica en la Figura 8.17; dicho criterio utiliza como información inicial los índices de daño y sus correspondientes tipos de daño (Ver tabla superior de la Figura 8.17), así como la relación de los índices de daños observados y las velocidades de las corrientes inducidas por el tsunami (Ver parte inferior de la Figura 8.17).

Figura 8. 17 a) Índices de daño y sus correspondientes tipos de daño. b) Índice de daño observado y las velocidades de las corrientes inducidas por el tsunami

Para el caso del patrón de corrientes generadas por el tsunami de 1995, en las Figuras 8.18 a y b se presentan los valores de las velocidades máximas de las corrientes de entrada y de salida en el puerto de Manzanillo respectivamente, en las cuales de acuerdo con el criterio antes señalado, se observan las siguientes zonas de daño:

Figura 8.18 Velocidades máximas de entrada y velocidades máximas de salida de las corrientes, generadas por el tsunami del 9 de octubre de 1995

➤ Interpretación de resultados

a) Patrón de corrientes que entra hacia el puerto

- Al comparar los patrones de las velocidades de las corrientes obtenidas en el modelo hidráulico y en modelo numérico, las velocidades de las corrientes son mayores en los resultados obtenidos en el modelo hidráulico.
- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) existe una zona con velocidades de las corrientes menores de 3 nudos, donde no se presentaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.
- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda "A", es una zona donde los daños esperados fueron de menores a moderados (velocidades de las corrientes entre 3 y 6 nudos), y en la misma zona existe una concentración de velocidades en

donde los daños se clasifican como daños mayores (velocidades de las corrientes entre > 6 y < 9 nudos).

- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 3 nudos, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) Patrón de corrientes que salen del puerto

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades menores a 3 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 2 nudos, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

En las figuras 8.19 a y b, se indican los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1995, de las cuales se observa lo siguiente:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 2.42 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.75 y 1.50 m, con pequeñas zonas donde el nivel del agua alcanza elevaciones de hasta 1.75 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 2 m respecto al N. B. M. I.

- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 1.00 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 m respecto al N. B. M. I.

Figura 8. 19 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 9 de octubre de 1995

C. Run up en la playa Las Brisas

En las figura 8.20 se indica el máximo run up y la máxima distancia de inundación en 17 secciones de control localizadas en la playa las Brisas, originado por la propagación del tsunami sintético de 1995. En dichas figuras se observa lo siguiente:

- El tsunami del 9 de octubre de 1995 genera un runup máximo de 5.15 m en la sección de control 12 ubicada a 450 m al Norte de la escollera del mismo nombre, esta altura máxima de runup coincide bastante con la altura de inundación reportada en los trabajos de campo post tsunami realizados por Ortiz M. et. al. (1995); en esta sección, la distancia de inundación máxima fue de 300 m.

- En la sección de control 4 ubicada a 1 125 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 700 m, con una altura del run up de 2.5 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

Figura 8.20 Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 9 de octubre de 1995

D. Velocidad límite de las corrientes en la zona exterior del puerto

Con la finalidad de establecer las condiciones límite operativas de las embarcaciones en terminos de navegación en el exterior del puerto, por ser las codiciones límite más conocidas que las otras dos condiciones estudiadas, se determinaron las condiciones iniciales del sismo como condiciones de generación del tsunami, las cuales se indican en la figura 8.21. De igual forma al propagar el tsunami de 1995, se obtuvo la figura 8.22, en la cual se observa la relación de las velocidades de las corrientes y la profundidad en la zona exterior del puerto, observandose lo siguiente:

- Existen tres zonas de velocidades en la zona exterior del puerto, en donde en la primer zona se presentan velocidades máximas de las corrientes, con valores de hasta 8 nudos, delimitadas dichas corrientes entre las profundidades de 0 m a 25 m.
- La segunda zona se encuentra delimitada entre las profundidades de 25 m y 62 m, con velocidades máximas del orden de los 4.5 nudos

- La tercera zona se encuentra delimitada entre las profundidades de 62 m y 180 m, con velocidades del orden de los 3 nudos.

Figura 8.21 Condición inicial del tsunami de 1995

Figura 8.22 Velocidad límite de las corrientes relacionadas con la profundidad en la zona exterior del puerto.

(2) Sismo ocurrido el 3 de junio de 1932

A. Velocidades de las corrientes

Para caracterizar las velocidades de las corrientes generadas por el tsunami considerado, al igual a lo indicado en el punto (1) de este subinciso, se seleccionaron 17 puntos de control localizados en el interior del puerto (ver figura 8.15), en los cuales se obtuvieron las velocidades medias y máximas de las corrientes que se indican en la Tabla 8.3

En la Figura 8.23 se presenta una comparación de los patrones de las velocidades de las corrientes obtenidos en el modelo hidráulico y en el modelo numérico, este último patrón de velocidades calculado con el coeficiente de fricción de 0.01, obtenido en la calibración del modelo numérico

Zona	Tiempo (minutos)	Modelo hidráulico		Modelo numérico	
		Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)	Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)
1	5:00	0.27	0.57	0.25	0.64
	6:00	0.48	0.74	0.73	0.94
	8:00	-0.14	-0.28	0.20	-0.20
	10:00	-0.23	-0.47	-0.26	-0.43
2	5:00	0.02	0.11	0.01	0.07
	6:00	0.21	0.55	0.20	0.48
	8:00	0.10	0.16	0.11	0.20
	10:00	0.04	0.17	-0.08	-0.10
3	5:00	0.08	0.19	0.05	0.10
	6:00	0.12	0.21	0.08	0.15
	8:00	0.18	0.27	0.25	0.19
	10:00	-0.01	0.10	0.04	0.11
4	5:00	-0.03	-0.14	-0.01	-0.04
	6:00	-0.01	-0.15	0.00	-0.07
	8:00	0.25	0.50	0.30	0.39
	10:00	-0.10	-0.25	-0.08	-0.17

Tabla 8. 3 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1932

Figura 8.23 a) - d) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo hidráulico. e) - h) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo numérico, generadas por el tsunami del 3 de junio de 1932

➤ **Riesgo en las operaciones del puerto por las velocidades de las corrientes inducidas por un tsunami**

Con la finalidad de establecer los niveles de riesgo originados por las velocidades máximas de las corrientes producidas por la hidrodinámica del tsunami en el interior del puerto, en este trabajo se utilizó el criterio establecido por Lynett, Borrero, Son, Wilson y Miller (2014), el cual se indica en la Figura 8.17

Para el caso del patrón de corrientes generadas por el tsunami de 1932, en las figuras 8.24 a y b se presentan los valores de las velocidades máximas de las corrientes de entrada y de salida en el puerto de Manzanillo respectivamente, en las cuales de acuerdo con el criterio antes señalado, se observan las siguientes zonas de daño:

Figura 8.24 Velocidades máximas de entrada y de salida de las corrientes generadas por el tsunami del 3 de junio de 1932

➤ **Interpretación de resultados**

a) **Patrón de corrientes que entra hacia el puerto**

- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) se presentaron velocidades de las corrientes menores de 3 nudos, las cuales no originaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.

- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda “A”, existe una concentración de velocidades en donde los daños se clasifican como el inicio de una zona con daños moderados (velocidades de las corrientes entre 2 y 2.5 nudos).
- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) Patrón de corrientes que salen del puerto

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la bocana del puerto y en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades de 0.5 a 1.54 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

En las figuras 8.25 a y b, se indican los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1932, de las cuales se observa lo siguiente:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 0.50 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.00 y 0.50 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 1 m respecto al N. B. M. I.

- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 0.50 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 m respecto al N. B. M. I.

Figura 8.25 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 3 de junio de 1932

C. Run up en la playa Las Brisas

En las figura 8.26 se indica el máximo run up y la máxima distancia de inundación en 17 secciones de control localizadas en la playa las Brisas, originado por la propagación del tsunami sintético de 1932. En dichas figuras se observa lo siguiente:

- El tsunami del 9 de octubre de 1932 genera un runup máximo de 1.7 m en la sección de control 12 ubicada a 450 m al Norte de la escollera del mismo nombre, esta altura máxima de runup coincide zona de máximo runup del tsunami de 1995. En esta sección, la distancia de inundación máxima fue de 80 m.
- En la sección de control 6 ubicada a 900 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 200 m, con una altura del run up de 0.10 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

Figura 8. 26 Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 3 de junio de 1932

(3) Sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985

A. Velocidades de las corrientes

Para caracterizar las velocidades de las corrientes generadas por el tsunami considerado, al igual a lo indicado en los puntos (1) y (2) de este subinciso, se seleccionaron 17 puntos de control localizados en el interior del puerto (ver figura 8.15), en los cuales se obtuvieron las velocidades medias y máximas de las corrientes que se indican en la Tabla 8.4

Zona	Tiempo (minutos)	Modelo hidráulico		Modelo numérico	
		Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)	Velocidad media (m/s)	Velocidad máxima (m/s)
1	6:30	0.23	0.40	0.21	0.39
	7:30	0.36	0.55	0.30	0.53
	10:00	-0.11	-0.20	-0.10	-0.14
	12:00	0.00	0.10	-0.02	0.13
2	6:30	0.04	0.09	0.01	0.03
	7:30	0.20	0.47	0.18	0.34
	10:00	0.02	-0.13	0.03	-0.09
	12:00	0.02	0.15	0.02	0.10
3	6:30	0.06	0.09	0.02	0.05
	7:30	0.18	0.28	0.15	0.22
	10:00	0.05	0.16	0.08	0.12
	12:00	-0.27	-0.34	-0.19	-0.39
4	6:30	0.02	0.18	0.01	0.15
	7:30	0.04	0.12	0.01	0.10
	10:00	0.18	0.40	0.21	0.39
	12:00	-0.11	-0.30	-0.09	-0.36

Tabla 8. 4 Velocidades medias y máximas de las corrientes, originadas en el interior del puerto por el tsunami de 1985

Figura 8. 27 a) - d) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo hidráulico. e) - h) Patrón de las velocidades de las corrientes en el interior del puerto obtenidas en el modelo numérico, generadas por el tsunami del 19 de septiembre de 1985

➤ **Riesgo en las operaciones del puerto por las velocidades de las corrientes inducidas por un tsunami**

Para establecer los niveles de riesgo originados por las velocidades máximas de las corrientes producidas por la hidrodinámica del tsunami en el interior del puerto, se utilizó el criterio establecido por Lynett, Borrero, Son, Wilson y Miller (2014), indicado en la Figura 8.17

Para el caso del patrón de corrientes generadas por el tsunami de 1995, en las figuras 8.28 a y b se presentan los valores de las velocidades máximas de las corrientes de entrada y de salida en el puerto de Manzanillo respectivamente, en las cuales de acuerdo con el criterio antes señalado, se observan las siguientes zonas de daño:

Figura 8.28 Velocidades máximas de entrada y de salida de las corrientes generadas por el tsunami del 19 de septiembre de 1985

➤ **Interpretación de resultados**

a) **Patrón de corrientes que entra hacia el puerto**

- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) se presentaron velocidades de las corrientes entre 0.5 y 1.75 de 3 nudos, las cuales no originaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.

- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda “A”, existe una concentración de velocidades en donde los daños se clasifican como el inicio de una zona sin daños (velocidades de las corrientes entre 1.25 y 1.75 nudos).
- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) Patrón de corrientes que salen del puerto

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la bocana del puerto y en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades de 1 a 1.75 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

En las figuras 8.29 a y b, se indican los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1985, de las cuales se observa lo siguiente:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 0.50 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.00 y 0.50 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 0.5 m respecto al N. B. M. I.

- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 0.25 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 a 0.50m respecto al N. B. M. I.

Figura 8.29 Niveles máximos y mínimos del agua en el interior del puerto generados por el tsunami del 19 de septiembre de 1985

C. Run up en la playa Las Brisas

En las figura 8.30 se indica el máximo run up y la máxima distancia de inundación en 17 secciones de control localizadas en la playa las Brisas, originado por la propagación del tsunami sintético de 1985. En dichas figuras se observa lo siguiente:

- El tsunami del 9 de octubre de 1985 genera un runup máximo de 1.5 m en las secciones de control 11 y 14 ubicadas a 600 m y a 300 m al Norte de la escollera del mismo nombre respectivamente. En estas secciones, las distancias de inundación máxima fueron de 60 y de 20 m respectivamente.
- En la sección de control 6 ubicada a 900 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 180 m, con una altura del run up de 0.70 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

Figura 8. 30 *Máximo run up y máxima distancia de inundación en la playa las Brisas, generada por el tsunami del 19 de septiembre de 1985*

CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES

9.1 CONCLUSIONES GENERALES

En concordancia con el objetivo general de la Tesis, presentar una propuesta metodológica para estimar en pocos minutos a lo largo de la trinchera mesoamericana de la costa occidental de México, tanto el tiempo de arribo como la altura de ola esperada del tsunami, a continuación se definen las principales conclusiones obtenidas con el proceso metodológico utilizado.

1. La historia de la sismicidad en México indica que los sismos (con magnitud $M_w > 7$) con potencial tsunamigénico para la costa occidental de México son los que ocurren en la zona de contacto interplaca localizada entre la costa y la Trinchera Mesoamericana.
2. Considerando lo indicado en el punto anterior, en este trabajo la localización y segmentación de áreas de ruptura se definió en mosaicos de 30 x 30 km (Figura 7.1) para simular dislocaciones cosísmicas tsunamigénicas.
3. El área de ruptura de cada uno de estos segmentos correspondería a un sismo de magnitud $M_w = 7$ de acuerdo con la relación $M_w = \log_{10}(A) + 4.0$; donde A representa el área en km^2 .
4. El momento sísmico (M_{oi}) de cada uno de los segmentos i puede variar haciendo variar la magnitud de la dislocación (d_i) de acuerdo con la relación: $M_{oi} = \mu A d_i$; donde μ representa el módulo de rigidez. En este caso la magnitud de una dislocación compuesta por n diferentes segmentos se puede estimar con la ecuación:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} \left(\sum_{i=1}^n M_{oi} \right) - 10.7$$

5. La deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de una dislocación homogénea en cada uno de los segmentos se calculó con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). En todos los segmentos se consideró un mecanismo focal puramente inverso con dislocación de 1 metro.

6. La proyección superficial del extremo suroeste de los segmentos más cercanos a la Trinchera (costa a la trinchera) se hizo coincidir con la isobata de 4000 m. En estos segmentos se prescribió una profundidad de 5 km y un echado de 10 grados. En los segmentos intermedios, entre la Trinchera y la costa, la profundidad es de 10 km y el echado de 15 grados, y en los segmentos más cercanos a la costa se prescribió una profundidad de 17 km y un echado de 16 grados. La profundidad que se indica corresponde al lado más somero o menos profundo de los segmentos.
7. Por cada una de las dislocaciones unitarias de los 189 segmentos se obtuvo un conjunto de 172 funciones de Green, mismas que corresponden a su vez a 172 localidades ubicadas sobre la isobata de 100 m tanto en la costa de la Península de Baja California como a lo largo de la costa occidental de México. Las localidades 1 a 5 se ubican en la Península de Baja California. La separación promedio entre las localidades consecutivas ubicadas en la costa occidental de México es de 12 km. Las localidades se indican en la Figura 7.2
8. Cada conjunto de funciones de Green (tsunamis sintéticos) se calculó con las ecuaciones del Modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979). Las ecuaciones se resolvieron numéricamente en un esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas empleando el modelo de propagación de tsunamis de Goto et al., 1997. El dominio de integración numérica con resolución de 1 minuto (modelo digital de batimetría) se confeccionó empleando los datos batimétricos de las cartas de navegación de la Secretaría de Marina complementados con el banco de datos ETOPO-2 de Smith y Sandwell, 1997.
9. La condición inicial del tsunami o función impulso se tomó como una perturbación instantánea de la superficie del agua igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino producto de la dislocación unitaria y homogénea por cada uno de los 189 segmentos.
10. Los resultados del modelo de propagación de los tsunamis generados por cada uno de los 189 segmentos conforman el universo de funciones de Green. El método directo para calcular los tsunamis sintéticos en las localidades i , empleando el universo de funciones de Green, consiste en prescribir la magnitud de las dislocaciones correspondientes a cada uno de los segmentos j que hayan sido seleccionados para conformar el plano de falla, y en la superposición lineal de los conjuntos de funciones de Green correspondientes a los segmentos seleccionados.

El método directo se expresa con mayor claridad con la siguiente ecuación matricial:

$$G_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t)$$

En la ecuación anterior, $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j , x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j , y $b_i(t)$ corresponde al tsunami sintético en la localidad i . La representación esquemática de la ecuación (7.4) se ilustra en la siguiente Figura:

11. La validez de la superposición lineal para obtener los tsunamis sintéticos calculados con la ecuación indicada en el punto anterior, consiste en suponer que los efectos no lineales (advección y fricción) son despreciables durante la propagación del tsunami. Si bien estos efectos son importantes cuando el tsunami se aproxima a la costa, Shuto (1991), y Kowalik y Murthy (1987), demostraron que en profundidades mayores a 50 m, ambos términos, advección y fricción, no son importantes, y a ello obedece que estos términos no hayan sido incluidos en las citadas ecuaciones, y a ello obedece también que los tsunamis sintéticos se hayan calculado frente a la costa sobre la isobata de 100 m.
12. Para simular adecuadamente la altura del tsunami en la costa y su penetración tierra adentro es necesario incluir los términos no lineales en la ecuación de conservación de momentum en el conjunto de ecuaciones (7.2 y 7.3). La inclusión

de estos términos requiere de una batimetría de alta resolución costera, misma que no está disponible a la fecha para la mayor parte de la costa occidental de México.

13. Para obtener una aproximación de la altura del tsunami en la costa a partir de la altura del tsunami calculada para la isobata de 100 m. El procedimiento consistió en aplicar un factor de amplificación al tsunami aguas adentro para calcular la altura del tsunami al aproximarse a la costa. Este factor de amplificación es comúnmente aplicado como Ley de Green (Lamb, 1932), y consiste en multiplicar la altura del tsunami aguas adentro (η_1) por la raíz cuarta del cociente de las profundidades aguas adentro (h_1) y cercanas a la costa (h_2):

$$\eta_2 = \eta_1 \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4}$$

La ley de Green se obtiene al resolver analíticamente la ecuación de onda para una ola que se propaga en una batimetría con pendiente constante. En este caso el factor de amplificación es 2.73 al considerar $h_1 = 100$ m y $h_2 = 1.8$ m.

14. Para estimar la incertidumbre en los resultados al aplicar la Ley de Green tanto al interior de bahías como en costa abierta, se calculó el factor de amplificación para 5 bahías y para una costa abierta con el modelo de propagación de tsunamis, incluyendo los términos advectivos y de fricción en las ecuaciones (7.2 y 7.3) y haciendo incidir una onda con período de 30 minutos en la isobata de 100 m. El período de 30 minutos es típico de los tsunamis registrados en la costa occidental de México (Ortiz et al., 2000ab). En la siguiente Tabla se muestran los factores de amplificación para cada una de las 6 localidades.

Localidad	Factor de Amplificación
Costa Chica de Guerrero	2.47
Bahía de Acapulco, Gro.	2.96
Bahía de Manzanillo, Col.	2.71
Bahía de Santiago, Col.	2.82
Bahía de Navidad, Jal.	2.66
Bahía Tenacatita, Jal.	2.99

15. El factor de amplificación varía dependiendo de la localidad. Al emplear la Ley de Green con un factor de amplificación de 2.73 se estaría subestimando hasta en 10% la altura del tsunami al interior de bahías como Tenacatita y Acapulco, y se estaría sobrestimando en 10% la altura del tsunami en costa abierta. Los factores de amplificación de la Tabla indicada en el punto anterior, pueden ser empleados para las localidades correspondientes.
16. En el Anexo 3 de la Tesis se presenta un programa de cómputo en Matlab para calcular tsunamis sintéticos y la altura máxima del tsunami en las 172 localidades ubicadas a lo largo de la costa occidental de México y al Sur de la Península de Baja California.

En correspondencia con los objetivos específicos de la Tesis y la aplicación de la metodología, las conclusiones obtenidas se indican a continuación:

1. La metodología utilizada permitió aplicar el método inverso de tsunamis para la costa occidental de México, mediante la aplicación del programa de cómputo indicado en el Anexo 3, a los tsunamis históricos ocurridos por el sismo del 9 de octubre de 1995, por el sismo del 19 de septiembre de 1985 y por el sismo del 3 de junio de 1932.
2. La metodología propuesta permitió obtener los tsunamis sintéticos en la profundidad de 34 m, los cuales se tomaron como condición inicial en un modelo hidráulico de fondo fijo, para estudiar la hidrodinámica del puerto de Manzanillo para los 3 casos de tsunamis históricos señalados en el punto anterior
3. El modelo hidráulico del puerto de Manzanillo, Colima, se construyó con fondo fijo en el tanque de olas menor del Laboratorio de Hidráulica Marítima del Instituto Mexicano del Transporte, con una escala de líneas de 1:150 sin distorsión. El tanque de olas está equipado con un generador capaz de reproducir oleaje monocromático, oleaje aleatorio y tsunamis mediante una señal de onda solitaria. El ancho de la paleta del generador de oleaje es de 10 m.
4. Con la información de los tsunamis sintéticos que se determinaron en la zona exterior del puerto de Manzanillo (profundidad de 34 m), se definió dicha información como condición inicial para la aplicación de un modelo numérico bidimensional y del modelo hidráulico tridimensional hidrodinámico de fondo fijo

descrito en el punto anterior, con objeto de calcular numéricamente y medir en el modelo hidráulico en el interior del citado puerto, las corrientes y los niveles del mar inducidos por la acción del tsunami sintético, con objeto de determinar las condiciones de operatividad de las terminales del puerto, así como para calcular numéricamente y medir en el modelo hidráulico el runup en la Playa Las Brisas.

5. Tomando como base los resultados de la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, originada por el tsunami ocurrido el 9 de octubre de 1995, se realizó un análisis de sensibilidad a las velocidades de las corrientes obtenidas en el modelo numérico, las cuales se compararon con las velocidades de las corrientes medidas en el modelo hidráulico, considerando que las velocidades del modelo hidráulico son el resultado de promediar en la vertical de dicha variable, y en el modelo hidráulico las velocidades se midieron en forma puntual entre el fondo y la superficie del agua. El análisis de sensibilidad se realizó mediante la variación del coeficiente de fricción en el modelo numérico, utilizando en el análisis de sensibilidad (calibración del modelo numérico) valores del coeficiente de fricción de 0.01, 0.10, 0.20 y 0.40
6. La mejor correspondencia entre los valores de las velocidades de las corrientes en el modelo hidráulico y en modelo numérico, se obtuvo con un valor del coeficiente de fricción para el modelo numérico de 0.01
7. Con la finalidad de establecer los niveles de riesgo originados por las velocidades máximas de las corrientes producidas por la hidrodinámica de los tsunamis en el interior del puerto, en este trabajo se utilizó el criterio establecido por Lynett, Borrero, Son, Wilson y Miller (2014). Dicho criterio utiliza como información inicial los índices de daño y sus correspondientes tipos de daño, así como la relación de los índices de daños observados y las velocidades de las corrientes inducidas por el tsunami (Ver Figura 8.17).
8. La metodología propuesta permitió caracterizar la hidrodinámica del interior del puerto de Manzanillo, cuando se sometió a los 3 casos de tsunamis antes señalados. Los resultados obtenidos se indican a continuación:

(1) Sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995

A. Velocidades de las corrientes

a) *Patrón de corrientes que entra hacia el puerto*

- Al comparar los patrones de las velocidades de las corrientes obtenidas en el modelo hidráulico y en modelo numérico, las velocidades de las corrientes son mayores en los resultados obtenidos en el modelo hidráulico.
- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) existe una zona con velocidades de las corrientes menores de 3 nudos, donde no se presentaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.
- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda “A”, es una zona donde los daños esperados fueron de menores a moderados (velocidades de las corrientes entre 3 y 6 nudos), y en la misma zona existe una concentración de velocidades en donde los daños se clasifican como daños mayores (velocidades de las corrientes entre > 6 y < 9 nudos).
- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 3 nudos, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) *Patrón de corrientes que salen del puerto*

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades menores a 3 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 2 nudos, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

Los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1985, de las cuales se observa lo siguiente:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 2.42 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.75 y 1.50 m, con pequeñas zonas donde el nivel del agua alcanza elevaciones de hasta 1.75 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 2 m respecto al N. B. M. I.
- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 1.00 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 m respecto al N. B. M. I.

C. Runup en la playa Las Brisas

- El tsunami del 9 de octubre de 1995 genera un runup máximo de 5.15 m en la sección de control 12 ubicada a 450 m al Norte de la escollera del mismo nombre, esta altura máxima de runup coincide bastante con la altura de inundación reportada en los trabajos de campo post tsunami realizados por Ortiz M. et. al. (1995); en esta sección, la distancia de inundación máxima fue de 300 m.
- En la sección de control 4 ubicada a 1 125 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 700 m, con una altura del run up de 2.5 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

(2) Sismo ocurrido el 3 de junio de 1932

A. Velocidades de las corrientes

a) *Patrón de corrientes que entra hacia el puerto*

- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) se presentaron velocidades de las corrientes menores de 3 nudos, las cuales no originaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.
- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda “A”, existe una concentración de velocidades en donde los daños se clasifican como el inicio de una zona con daños moderados (velocidades de las corrientes entre 2 y 2.5 nudos).
- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) *Patrón de corrientes que salen del puerto*

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la bocana del puerto y en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades de 0.5 a 1.54 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

Los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1932, se indican a continuación:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 0.50 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.00 y 0.50 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 1 m respecto al N. B. M. I.
- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 0.50 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 m respecto al N. B. M. I.

C. Run up en la playa Las Brisas

- El tsunami del 9 de octubre de 1932 genera un runup máximo de 1.7 m en la sección de control 12 ubicada a 450 m al Norte de la escollera del mismo nombre, esta altura máxima de runup coincide zona de máximo runup del tsunami de 1995. En esta sección, la distancia de inundación máxima fue de 80 m.
- En la sección de control 6 ubicada a 900 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 200 m, con una altura del run up de 0.10 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

(3) Sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985

A. Velocidades de las corrientes

a) *Patrón de corrientes que entra hacia el puerto*

- Al inicio de la zona 1 (en la bocana del puerto) se presentaron velocidades de las corrientes entre 0.5 y 1.75 nudos, las cuales no originaron daños por las corrientes producidas por el tsunami.
- En la zona 1 donde se localiza la cabecera del muelle banda “A”, existe una concentración de velocidades en donde los daños se clasifican como el inicio de una zona sin daños (velocidades de las corrientes entre 1.25 y 1.75 nudos).
- En la zona ubicada entre el muelle banda “B” y la zona ubicada más al interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, dicha zona se clasifica como zona sin daños por el fenómeno del tsunami.

b) *Patrón de corrientes que salen del puerto*

- En estas condiciones hidrodinámicas, la zona más crítica por el efecto de las corrientes producidas por el tsunami, se presenta en la bocana del puerto y en la cabecera del muelle banda “A”, con velocidades de 1 a 1.75 nudos, zona clasificada como de ningún daño esperado.
- En el resto del interior del puerto las velocidades de las corrientes son menores a 1 nudo, clasificándose dicha zona de acuerdo a lo indicado en el inciso anterior.

B. Niveles del agua en el interior del puerto

En las figuras 8.27 a y b, se indican los valores máximos y mínimos de los niveles del agua en el interior del puerto, generados por el tsunami de 1985, de las cuales se observa lo siguiente:

a) Niveles máximos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras se observa una zona donde el nivel del agua alcanza elevaciones máximas de hasta 0.50 m respecto al Nivel de Bajamar Media Inferior (N. B. M. I.).
- En el interior del puerto, el nivel del agua alcanza elevaciones entre 0.00 y 0.50 m respecto al N. B. M. I.

b) Niveles mínimos del agua

- En la bocana del puerto entre escolleras, el nivel del agua llega a descender hasta 0.5 m respecto al N. B. M. I.
- En la zona ubicada entre el muelle banda “A” y el muelle de la Armada, el descenso en el nivel del agua llega a ser de hasta 0.25 m respecto al N. B. M. I.
- En el resto del interior del puerto los niveles del agua descienden menos de 0.25 a 0.50m respecto al N. B. M. I.

C. Run up en la playa Las Brisas

- El tsunami del 9 de octubre de 1985 genera un runup máximo de 1.5 m en las secciones de control 11 y 14 ubicadas a 600 m y a 300 m al Norte de la escollera del mismo nombre respectivamente. En estas secciones, las distancias de inundación máxima fueron de 60 y de 20 m respectivamente.
- En la sección de control 6 ubicada a 900 m al Norte de la escollera del mismo nombre, se presenta una distancia de inundación de 180 m, con una altura del run up de 0.70 m., siendo en esta sección una zona de playa muy plana.

9.2 APORTACIONES ORIGINALES DE LA TESIS

Desde un punto de vista metodológico, la Tesis presenta las siguientes aportaciones originales:

1. Propone una metodología para estimar el tiempo de arribo y la altura de ola de tsunamis sintéticos en la costa occidental de México, basada en la historia sísmica de los últimos 100 años en México, mediante la confección de funciones de Green a partir de la aplicación del método inverso de tsunamis.
2. Desarrollo de una herramienta que automatiza el cálculo de tsunamis sintéticos en la costa occidental de México.
3. Propone una metodología para el estudio de la hidrodinámica del puerto de Manzanillo, mediante el estudio en un modelo hidráulico, apoyado en los tsunamis sintéticos como condiciones de señales de onda solitaria.
4. Propone una metodología para determinar el riesgo en el interior del puerto, tomando como base la información de las velocidades máximas producto de la hidrodinámica originada por la acción de tsunamis.

9.3 FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

A partir de las conclusiones obtenidas se identifican varias líneas de investigación para su desarrollo en trabajos futuros.

- Aplicar la metodología propuesta para analizar escenarios hipotéticos de sismos en la brecha sísmica de Guerrero y que pudieran originar tsunamis hipotéticos que ocurrirían en la Brecha Sísmica de Guerrero, variando el valor de la dislocación.

La Brecha de Guerrero (también conocida como *Guerrero Gap*) es una brecha sísmica ubicada en el Océano Pacífico Mexicano, frente a la región Costa Grande del estado de Guerrero, abarcando una extensión de 230 km desde el sur de Acapulco hasta Papanaoa. Localizada dentro de la zona de subducción entre la Placa de Cocos y la placa Norteamericana, en donde la primera se introduce por debajo de la segunda, se trata de una región que no ha registrado actividad sísmica mayor a una magnitud de 7.0 desde 1911, por lo que tiene una alta probabilidad de

que en ella ocurra un sismo de consecuencias considerables, tendría efectos en la hidrodinámica de los puertos y zonas costeras ubicadas en la costa occidental de México.

- Aplicar la metodología propuesta en este trabajo al resto de los puertos comerciales, turísticos y pesqueros, para integrar una base de datos de las características hidrodinámicas originadas por los tsunamis históricos estudiados en esta Tesis, así como por tsunamis hipotéticos que pudieran ocurrir en la costa occidental de México, información que permitiría definir las políticas operativas de los puertos en dicha zona.
- En lo relativo a las corrientes inducidas por un tsunami, cabe señalar que la información de la velocidad de la corriente medida para un tsunami real es muy pobre en número y calidad. Esta es un gran obstáculo para el desarrollo de futuras simulaciones numéricas y diseño de estructuras como contramedida. Para incrementar el número de instrumentos en campo, se requieren experimentos hidráulicos a gran escala. Con estos datos, se pueden mejorar las técnicas de simulación numérica, y se pueden perfeccionar y convertirse en una poderosa herramienta en la caracterización de un tsunami, en la cual tsunamis no registrados documentalmente puedan ser agregados a una base de datos

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aida I., Hatori T., Koyama M., Nagashima H., Kajiura K., (1972), Long-period waves in the vicinity of Onagawa Bay (I), Field measurements in Onagawa and Okachi Bays, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Volume 28, Issue 5, pp 207-219.

Aida, I. (1972): Numerical estimation of a tsunami source. J. Seismol. Soc. Japan, 25, 343–352.

Aida, I.: 1977, Numerical experiments for inundation of tsunamis, Susaki and Usa, in the Kochi Prefecture, Bull. Earthq. Res. Inst. 52, 441-160 (in Japanese).

Aida, I., 1978. Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. J. Phys. Earth, 26, 57-73

Anno, K., T. Nishihata and Y. Moriya (2007): Numerical and Experimental Study on Drift Due to Tsunami for Several Drifting Bodies, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol.54, pp.866-870. (in Japanese)

Arikawa, T. et al. (2006): Large Model Test on Surge front Tsunami Force, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol.53, pp.797-800.

Arreaga-Vargas, P., Ortiz, M. & Farreras, S.F. (2005). Mapping the Possible Tsunami Hazard as the First Step Towards a Tsunami Resistant Community in Esmeraldas, Ecuador. In K. Satake (Ed.), Tsunamis: Case Studies and Recent Developments (pp. 203 - 215). Netherlands: Springer.

Asakura, R., K. Iwase, T. Ikeya, M. Takao, T. Kaneto, N. Fujii and M. Omori (2000): An Experimental Study on Wave Force Acting on On-shore Structures Due to Overflowing Tsunamis, Proc. of Coastal Engineering, JSCE, Vol. 47, pp. 911-915, (in Japanese).

Borrero, J. C., M. Ortiz., V.V. Titov, and C.E. Synolakis, Field survey of Mexican tsunami produced new data, unusual photos. Eos, Trans. Amer. Geophys. Un., 78, 85 and 87-88, 1997

Carrier, G. F., and Greenspan, H. P., 1958, Water waves of finite amplitude on a sloping beach: Journal of Fluid Mechanics. V. 17, p. 97-109.

Carrier, G.F., Wu, T. T. and Yeh, H. (2003): Tsunami run-up and draw-down on a plane beach, *Journal of Fluid Mechanics*, 475, 79-99.

CDIT (Coastal Development Institute of Technology) (2001): CADMAS-SURF, Research and Development of Numerical Wave Channel, 296p (in Japanese).

Center for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED). EM-DAT. The International Disaster Database, 2011. Available at http://www.emdat.be/resuly-disaster-profiles?disgroup=natural&period=1900%242011&dis_type=Earthquake+%28seismic+activity%29&submit=Dispaly+Disaster+Profile (accessed 22 March 2011)

Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). (2005): Tsunamis, Serie fascículos, Secretaría de Gobernación de México. <http://www.cenapred.unam.mx/es/DocumentosPublicos/PDF/SerieFasciculos/fasciculotsunami.pdf>

Dingemans, M. W. (1973): Water Waves Over an Uneven Bottom – A Discussion of Long-Wave Equations, Report R 729-II, Delft Hydraulic Laboratory, Delft, The Netherlands.

Dronkers, J.J. (1964): Tidal Computations, North Holland Publishing Company, Amsterdam.

Dziewonski A. M., Chou T.-A., Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys Res.*, 86, 2825 – 2852

Escobar G. (1998): Manual de geología para ingenieros. Universidad Nacional de Colombia, Manizales.

Farreras. S., Ortiz, M., and González, J.I. (2007), Steps towards the implementation of a tsunami detection, warning, mitigation and preparedness program for southwestern coastal areas of Mexico. *Pure Appl. Geophysical*, 164, 605-616.

Fritz, H., J. Goff, C. Harbitz, B. McAdoo, A. Moore, H. Latief, N. Kalligeris, W. Kodjo, B. Uslu, V. Titov, and C. Synolakis, Survey of the July 17, 2006 Central Java tsunami reveals 21 m runup heights, *Eos, Trans. Amer. Geophysical. Un.*, 87, (52), S14A-06, 2006a [abstract].

Fritz, H. M., C. E. Synolakis, and B. G. McAdoo, Maldives field survey after the December 2004 Indian Ocean tsunami, *Earthquake Spectra*, 22, S137-S154, 2006b.

Fuji, Y. and Satake, K. (2007): Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data: *Bulletin of Seismological Society of America*, special volume, Jan. 2007 'The 2004 Sumatra- Andaman Earthquake and the Indian Ocean Tsunami', v. 97, p. S192-S207.

Fujima K. and Shigemura T. (2000) Determination of grid size for leap-frog finite difference model to simulate tsunamis around a conical island. *Coastal Eng. Jour.* 42 (2), 197–210

Fujima, K., K. Masamura and C. Goto (2002): Development of the 2d/3d Hybrid Model for Tsunami Numerical Simulation, *Coastal Eng. J.*, Vol. 44, No. 4, pp. 373-397.

Fukui, Y., H. Siraishi, M. Nakamura and Y. Sasaki (1962a): A Study on Tsunami; (1) Propagation Velocity of Bore, *Proceedings of Coastal Engineering in Japan*, JSCE, Vol.9, pp.44-49 (in Japanese).

Fukui, Y., H. Siraishi, M. Nakamura and Y. Sasaki (1962b): A Study on Tsunami; (2) Effect of Bore on Coastal Dikes, *Proceedings of Coastal Engineering in Japan*, JSCE, Vol.9, pp.50-54. (in Japanese)

Fukuyama, Eiichi, and Irikura, Kojiro, 1986. Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 76, no. 6, p. 1623-1640.

Garces, M. et al. (2005): Deep Infrasound Radiated by the Sumatra Earthquake and Tsunami, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Vol.86, No.36, pp.317-320.

Gonzalez, F., Tsunami (1999): *Scientific American*, 280 (5), pp. 57-65

Goto, C.: 1983, Numerical simulation of spread of floating timbers, *Proc. 30th Conf. Coastal Eng.*, JSCE, pp. 594-597 (in Japanese).

Goto, C. and Shuto, N.: 1983a, Numerical Simulation of tsunami propagations and run-up, in K. Iida and T. Iwasaki (eds.) *Tsunamis: Their Science and Engineering*, Terra Science Pub. Co., Tokyo/Reidel, Dordrecht, pp. 439-451.

Goto, C. and Shuto, N.: 1983b, Effects of large obstacles on tsunami inundations, in K. Iida and T. Iwasaki (eds.) *Tsunamis: Their Science and Engineering*, Terra Science Pub. Co., Tokyo/Reidel, Dordrecht, pp. 551-525.

Goto C., Ogawa, Y., Shuto, N., and Imamura, F. (1997): Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO: IUGG/IOC TIME Project: Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.

Goto, C., Y. Ogawa, N. Shuto, and F. Imamura (1997): IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.

Gotoh, H., T. Sakai, M. Hayashi, K. Oda and H. Ikari (2002): Gridless Analysis of Toe Scouring of Seawall Due to Tsunami Return Flow, *Proc. Coastal Engineering, JSCE*, 49, pp.46-50 (in Japanese).

Gower, J. F. (2005): Jason 1 detects December 26, 2004 tsunami. *Eos*. 86(4):37-38.

Gusiakov, V. K. (1978). Static Displacement on the Surface of an Elastic Space. III – Posed Problems of Mathematical Physics and Interpretation of Geophysical Data, Novosibirsk, VC SOAN SSSR, 23-51 (in Russian).

Hanks, T.C. and H. Kanamori (1979): A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84, 23480-23500.

Harada, K. and F. Imamura (2003): Utilization of Forest Control to Mitigate the Tsunami Damage and Its Evaluation, *Proc. Coastal Engineering, JSCE*, Vol.50, pp.341-345 (in Japanese).

Harry Yeh, Ian Robertson, and Jane Preuss (2005): Development of Design Guidelines for Structures that Serve as Tsunami Vertical Evacuation Sites, Washington Division of Geology and Earth Resources, Open File Report 2005-4.

Hatori, Tokutaro (1977): Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, No. 52, 407-439.

Hatori T (1984) Source area of the east Hokkaido tsunami generated in April, 1843. Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo 59:423-431 (In Japanese with English abstract)

Hirata, K., Aoyagi, M., Mikada, H., Kawaguchi, K., Kaiho, Y., Iwase, R., Morita, S., Fujisawa, I., Sugioka, H., Mitsuzawa, K., Suyehiro, K. and Kinoshita, H. (2002): "Real-Time Geophysical Measurements on the Deep Seafloor Using Submarine Cable in the Southern Kurile Subduction Zone", IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol. 27, No. 2, pp. 170-181.

Hibberd, S. and Peregrine, D. H.: 1979, Surf and run-up on a beach: a uniform bore, J. Fluid Mech. 95, 323-345.

Houston, J. R. and Butler, H. L.: 1979, A numerical model for tsunami inundation, WES Tech. Rep. HL-79-2.

Ikeya, T. et al. (2006): Experimental and Analytical Study of Impulsive Forces by a Drifter Due to Tsunami, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol.53, pp.276-280 (in Japanese).

Imamura, F. and C. Goto (1988): Truncation Error in Numerical Tsunami Simulation by the Finite Difference Method, Coastal Engineering Journal, Vol.31, No.2, pp.245-263.

Imamura, F. and N. Shuto (1990): Tsunami propagation by use of numerical dispersion, Proc. of Int. Sym. Comp. Fluid Dynamics, Nagoya, pp.390-395.

Iwasaki, T. and Mano, A.: 1979, Two-dimensional numerical simulation of tsunami run-ups in the Eulerian description, Proc. 26th Conf. Coastal Eng., JSCE, pp. 70-74 (in Japanese)

Iwasaki, S. (1992): Tsunami Forecasting Technique Using Underwater Sounds and Air pressure waves, Tsunami Engineering Technical Report, DCRD Tohoku University, No.9, pp.65-83. (in Japanese)

Iwasaki, T., Eguchi, T., Fujinawa, Y., Fujita, E., Watabe, I., Fukuyama, E. and Fujiwara, H. (1997): Precise Tsunami Observation System in Deep Ocean by an Ocean Bottom Cable Network for the Prediction of Earthquakes and Tsunamis in Perspectives on Tsunami Hazard Reduction (edited by G. Hebenstreit)", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Iwase, H., T. Mikami and C. Goto (1998): Practical Tsunami Numerical Simulation Model by Use of Non-linear Dispersive Long Wave Theory, Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering, JSCE, No.600/II-44, pp.119-124 (in Japanese).

Iwase, H., T. Mikami, C. Goto, and K. Fujima (2002): A Comparative Study of Nonlinear Dispersive Long Wave Equations for Numerical Simulation of Tsunami, Proc JSCE, No. 705, pp. 129-138 (in Japanese).

Iizuka, H. and H. Matsutimi (2000): Estimation of Damage Caused by Tsunami Flow, Proceedings of Coastal Engineering, JSCE, Vol.47, pp.381-385 (in Japanese).

Izumiya, T. and H. Nagaoka (1994): Generation of Acoustic Gravity Waves by Tsunamis and Possibility of Tsunami Forecasting, Proceedings of Coastal Engineering, JSCE, Vol.41, pp. 241-245 (in Japanese).

Kajiura, K. (1963): The leading wave of a tsunami, Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 535-571.

Kajiura, K. (1970): Tsunami Source, Energy and the Directivity of Wave Radiation, Bulletin ERI, Vol.48, pp. 835-869.

Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes: Journal of Geophysical Research, v. 82, p. 2981-2987.

Katada, K., N. Kuwasawa and H. Yeh (2004): Development of Tsunami Comprehensive Scenario Simulator for Disaster Education and Risk Management, National Geophysical Research Institute, Hazards2004, 75p.

Kato T., Y. Terada, K. Ito, R. Hattori, T. Abe, T. Miyake, S. Koshimura, T. Nagai (2005): Tsunami due to the 2004 September 5th Off Kii Peninsula Earthquake, Japan, Recorded by a new GPS buoy, in Earth, Planets and Space.

Kato, T., Y. Terada, M. Kinoshita, H. Kakimoto, H. Isshiki, M. Matsuishi, A. Yokoyama, and T. Tanno (2000): Real-time observation of tsunami by RTK-GPS, Earth Planets Space, 52, 841-845.

Kawai H. (1999): Tsunami and Storm Surge, Notebook of the International Training Course of Port and Harbour Engineering II, Port and Harbour Research Institute, Ministry of Transport of Japan.

Keating, B. H. (2003): What should mega-tsunami deposits look like? Abstract, E.O.S., Trans. American Geophysical Un., Fall Meeting Program, OS21D-07, page F810.

Keating, B. H. (2006): Status of tsunami science research and future directions of research. University of Hawai, Science of Tsunami Hazards, Vol. 24, No. 5, page 389.

Kenji Satake 1988 PAGEOPH 126 1

Koshimura, S., F. Imamura and N. Shuto (1999): Propagation of Obliquely Incident Tsunamis on a Slope, Part II Characteristics of On-ridge Tsunamis, Coastal Engineering Journal, Vol.41, No.2, pp. 165-182.

Koshimura, S. (2002): Multiple Reflection of Tsunamis Incident on a Continental Slope, Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering, JSCE, No.705/II-59, pp. 151-160 (in Japanese).

Koshimura, S., T. Oie, H. Yanagisawa and F. Imamura (2009): Developing Fragility Functions for Tsunami Damage Estimation Using Numerical Model and Post-tsunami Data from Banda Ache, Indonesia, Coastal Engineering Journal, Vol.51, No. 243-273.

Shunichi KOSHIMURA, Hideomi GOKON. (2012) Structural vulnerability and tsunami fragility curves from the 2011 Tohoku earthquake tsunami disaster. Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering) 68, I_336-I_340. Online publication date: 1-Jan-2012. [CrossRef]

Kowalik, Z. and I. Bang. (1987): Numerical computation of tsunami run-up by the upstream derivative method. Science of Tsunami Hazards, 5, 2, 77–84.

Kowalik, Z. K., Whitmore P. M. (1991): An investigation of two tsunamis recorded on Adak, Alaska. Science of Tsunami Hazards. p 67-84.

Kowalik, Z., and Murthy, T.S. (1987): Influence of the Size, Shape and Orientation of the Earthquake Source Area in the Shumagin Seismic Gap on the Resulting Tsunami: *Journal of Physical Oceanography*, v. 17, no. 7, p. 1057–1062.

Kumagai, K., K. Oda and N. Fujii (2007): Simulation Model for Drift Behavior of Container Due to Tsunami and Collision Force, *Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE*, Vol.54, pp. 236-240 (in Japanese).

Lamb, L. (1932): *Hydrodynamics*, 6th edition: Cambridge University Press, p. 738.

Lander, J. F. (1996): *Tsunamis Affecting Alaska 1737-1996*, NGDC Key to Geophysical Research, Documentation No.31, 195 p.

Lee 2008 Source Mechanisms and Rupture Processes of the 26 December 2006 Pingtung Earthquake Doublet as Determined from the Regional Seismic Records

Lynett, P. J., Wu, T.-R., Liu, P. L. F. (2002): Modeling wave run up with depth-integrated equations, *Coastal Engineering* 46, 89-107.

Lynett, P. J., Borrero, J., Son, S., Wilson, R., Miller, K. (2014): Assessment of the tsunami-induced current hazard, *Geophysical Research Letter* 2048-2054

Madsen, P. A. and Sorensen, O. R. (1992): “A new firm of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristic”, Part 2 A slowly varying bathymetry, *Coastal Eng.*, 18, 183-204.

Madsen, P. A., Sorensen, O. R., Schaffer, H. A. (1997): Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq-type model. Part I: Model description and cross-shore motion of regular waves, *Coastal Engineering* 32, 255-287.

Mansinha, L., and Smylie, D. (1971): The Displacement Fields of Inclined Faults: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 61, no. 5, p. 1433–1440.

Matsutomi, H. (1993): Laboratory Study on Maximum Impulsive Force of Timbers Drifted by Bore-like Tsunamis, *Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering, JSCE*, No.467/II-23, pp.19-28 (in Japanese).

Matsutomi H. (1999) A practical formula for estimating impulsive force due to driftwoods and variation features of the impulsive force. Proc. JSCE 621 (II-47), 111–127(in Japanese).

Mei, C.C. & LeMehaute, B. "Note on the Equations of Long Waves Over an Uneven Bottom", J. Geophysics. Res., 71:393 (1966).

Masashi Mitzutani and Fumihiko Imamura (2000), "Hydraulic Experimental Study on Wave Force of a Bore Acting on a Structure", Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, 47, 946-950.

McCarty, D., Tsunamis (2002): Disaster Medicine, eds. D. Hogan & J. Burstein Philadelphia, PA: Lippincott, William and Wilkins; New York, NY, pp. 229-334

Mofjeld, H. O., V. V. Titov, F. I. Gonzalez, and J. C. Newman (2001): Tsunami Scattering Provinces in the Pacific Ocean, Geophysical Research Letters, Vol. 28, No. 2, pp. 335-337.
Myles, D. (1985): The Great Waves. McGraw-Hill, New York. 206 pp. [Bryant, 2001].

Nagai, T., H. Ogawa, Y. Terada, T. Kato, and M. Kudaka (2004): GPS Buoy Application to Offshore Wave, Tsunami and Tide Observation, Proc. of the 29th International Conference on Coastal Engineering (ICCE'04), vol.1, 1093-1105.

NHK (1983): A Huge Tsunami Witnessed –Records of the Nihon-Kai Chubu Earthquake-, Video or DVD.

Noguchi, K., S. Sato and S. Tanaka (1997): Large-scale Experiments on Tsunami Overtopping and Bed Scour around Coastal Revetment, Proc. Coastal Engineering, JSCE, Vol. 44, pp. 296-300 (in Japanese).

Núñez-Cornú F.J., 2011, Peligro Sísmico en el Bloque Jalisco. Física de la Tierra, 23, 199-299.

Núñez-Cornú F.J., Reyes-Dávila G.A., RutzLópez M., Trejo-Gómez E., Camarena-García M.A., Ramírez-Vázquez C.A., 2004, The 2003 Armería, Mexico Earthquake (Mw7.4): Mainshock and Early Aftershocks. Seis. Res. Lett., 75, 6, 734-743.

Okada, M. (1995): Tsunami Observation by Ocean Bottom Pressure Gauge in Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning (edited by Y. Tsuchiya and N. Shuto), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 75, p. 1135–1154.

Okal, E. A., J. Talandier and D. Reymond (2007): Quantification of Hydrophone Records of the 2004 Sumatra Tsunami, Pure and applied Geophysics, Vol. 164, pp. 309-323.

Omachi, T., H. Tukiya and H. Matsumoto (1999): Evaluation of Tsunami Simulation Considering Dynamic Crustal Displacement Accompanying a Fault Movement, Proceedings of Coastal Engineering, JSCE, Vol. 46, pp. 321-325 (in Japanese).

Ortiz, M, Gonzalez, I., Reyes, J., Nava, C., Torres, E., Sáenz, G., Arrieta, J. (1995): Efectos costeros del tsunami del 9 de octubre de 1995 en la costa de Colima y Jalisco, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y Facultad de Ciencias Marinas de la Universidad de Colima, Instituto Oceanográfico del Pacífico de la Dirección General de Oceanografía Naval.

Ortiz M., And R. Bilham (2003): Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 Mw = 7.9 Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal, J. Geophys. Res., 108(B4), 2215, doi:10.1029/2002JB001941, 2003.

Ortiz M., S.K. Singh, V. Kostoglodov and J. Pacheco (2000): Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0), as constrained by tsunami and uplift records. Geof. Int., Vol., 39, Num. 4, pp 337-348.

Ortiz M., V. Kostoglodov, S.K. Singh and J. Pacheco (2000). New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, México. Geof. Int., Vol., 39, Num. 4, pp 349-357.

Pedlosky, J. (1979): Geophysical Fluid Dynamics, 624 pp. Springer-Verlag.

Pedlosky, J. (1979): Geophysical Fluid Dynamics: Springer-Verlag, 624 p. Shuto, N., 1991, Numerical Simulation of Tsunamis—Its Present and Near Future: Natural Hazards, v. 4: p. 171–191.

Peregrine, D. H.: 1967, Long waves on a beach, J. Fluid Mech. 27, 815-827.

Rubén j., G. Cárdenas, <http://www.cienciorama.unam.mx/index.jsp>

Rutz López M., F. Núñez-Cornú (2004). Sismotectónica del Norte y Oeste del Bloque de Jalisco usando datos sísmicos regionales. GEOS, 24, 3.

S. K. Singh, M. Ortiz, H.K. Gupta, and D.G.A. Ramadass (2006): Slow Slip below Port Blair, Andaman during the Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December, 2004. GRL, Vol. 33, L03312, doi: 10.1029/2005GL025025.

Sánchez A., and S. F. Farreras (1993): Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México. World Data Center A for Solid Earth Geophysics Publication SE-50.

Satake, K. (1987): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. J. Phys. Earth, 35, 3, 241-254.

Satake, K., M. Okada and Ku. Abe (1988): Tide Gauge Response to Tsunamis: Measurements at 40 Tide Gauge Stations in Japan, Journal of Marine Research, Vol. 46, pp. 557-571.

Satake, K. (1989): Inversion of Tsunami Waveforms for the Estimation of Heterogeneous Fault Motion of Large Submarine Earthquakes: 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 98, pp. 4553-4565.

Shizuoka Prefectural Earthquake Preparedness Education Center (2002): Tsunami, Report No. 186, Japan.

Shuto, N. (1967): Run-up of Long Waves on a Sloping Beach, Coastal Engineering in Japan, JSCE, Vol. 10, pp. 23-38.

Shuto, N. et al. 1986, A study of numerical techniques on the tsunami propagation and run-up, Sci. Tsunami Hazard 4, 111-124.

Shuto, N. (1987): The Effectiveness and Limit of Tsunami Control Forests, Coastal Engineering in Japan, Vol.30, No. 1, pp. 143-153.

Shuto, N., C. Goto, and F. Imamura (1990): Numerical simulation as a means of warning for near-field tsunamis. *Coastal Engineering in Japan*, 33, 173–193

Shuto, N. (1991): Numerical Simulation of Tsunamis—Its Present and Near Future: *Natural Hazards*, v. 4: p. 171–191.

Shuto, N. (1993): Tsunami Intensity and Disasters, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol.1, pp197-216.

Shuto, N. (2009): Damage to Coastal Structures by Tsunami-Induced Currents in the Past, *Journal of Disaster Research*, Vol. 4, No. 6 (in press).

Simkin, T. and R, S, Fiske, (1983): Krakatau 1883, Eruption and its Effects, Smithsonian Institution Press, 464p.

Singh, S. K.; E. Bazan; L. Esteva (1980): Expected Earthquake Magnitude from a fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*. N.º70: 903-914.

Singh, S. K., Astiz, L., and Havskov, J.: 1981, “Seismic Gaps and Recurrence Periods of Large Earthquakes Along the Mexican Subduction Zone: a Reexamination”, *Bull. Seis. Soc. Am.* 71, 827-843.

Singh S.K., Ponce L., Nishenko S. P., 1985, The Great Jalisco, México, Earthquakes of 1932: Subducción of the Rivera plate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.

Singh, S. K., Kostoglodov, V., Pacheco, J.F. (2000), “Interslab earthquakes in the subducting oceanic plates below Mexico”, pp. *GEOS*, 20, 347.

Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (1997): Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 227, 1956-1962.

Smith y Sandwell (1997): Banco de datos ETOPO-2

Synolakis C.E., (1986): The runup of long waves, fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Mechanical Engineering in the California Institute of Technology.

Synolakis C.E., Bernard E.N. (2006): Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004. Philos Transact A Math Phys Eng Sci. 2006 Aug 15;364(1845):2231-65.

Takahashi, R. (1934): A Model Experiment on the Mechanism of Seismic Sea Wave Generation, Part 1, Bulletin ERI, Supplementary Vol.1, Tokyo University, pp. 152-181.

Takahashi, T., F. Imamura and N. Shuto (1991): A study on Tsunami-induced Current and Sea Bottom Deformation, Proc. Coastal Engineering, JSCE, Vol. 38, pp. 161-165 (in Japanese).

Takahashi, T., T. Takahashi, N. Shuto, F. Imamura and M. Ortiz (1995): Source Models for the 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake Tsunami, Pure and Applied Geophysics, Vol. 144, No. 3/4, pp. 747-767.

Takahashi, T., K. Fujima and R. Asakura (2001): An Application of Numerical Wave Flume to Transformation of Bore, Proceedings of Civil Engineering in the Ocean, JSCE, Vol. 17, pp. 281-286 (in Japanese).

Tamoka, T., Satake, K. (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophys. p. 861-864.

Tanaka, N., T. Takemura, Y. Sasaki and M.I.M. Mowjood (2006): Breaking Condition of the Representative Coastal Tree Species in Sri Lanka and the Effect of Vegetation on the Delay in Tsunami Arrival Time, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol. 53, pp. 281-285 (in Japanese).

Tanimoto, K. (2007): Numerical Simulation of Tsunami Prevention by Coastal Forest with Several Species of Tropical Tree, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol. 54, pp. 1381-1385 (in Japanese).

Tanioka, Y., L. Ruff, and K. Satake (1997), What controls the lateral variation of large earthquake occurrence along the Japan Trench? Island Arc, 6, 261-266

The Overseas Coastal Areas Development Institute of Japan (2002): Technical Standards and Commentaries for Port and Harbour Facilities in Japan.

Titov, V. V. and Gonzalez, F. I. (1997). Implementation and Testing of the Method of Splitting Tsunami (Most) Model Noaa Technical Memorandum ERL PMEL-112.

Tomita, T., T. Kakinuma and A. Shimada (2004): Numerical Simulation of Tsunamis around and Behind Breakwater using a 3D Model, Annual Journal of Coastal Engineering, JSCE, Vol. 51, pp. 296-300 (in Japanese).

Tomita, M., Hirabuki, Y., Kanno, H. and Hara, K. 2014. Influence of tsunamis as large, infrequent disturbances on tree communities of coastal forest. Japanese Journal of Conservation Ecology, 99, pp.163-176. (in Japanese with English abstract)

Tsuji, Y., F. Imamura, H. Matsutomi, C. E. Synolakis, P.T. Nanag, Jumadi, S. Harada, S. S. Han, K. Arai, and B. Cook, Field survey of the East Java earthquake and tsunami of June 3, 1994, Pure Appl. Geophys., 144, 839-854, 1995a.

Tsuji, Y., H. Matsutomi, F. Imamura, M. Takeo, Y. Kawata, M. Matsuyama, T. Takahashi, Sunarjo, and P- Harjadi, Damage to coastal villages due to the 1992 Flores Island earthquake tsunami. Pure Appl. Geophys., 144, 481-524, 1995b.

Uda, T. et al. (1988): Two-dimensional Deformation of Nonlinear Long Waves on a Beach, Report No. 2627, Public Works Research Institute, Ministry of Construction (in Japanese).

Utsu, T. And A. Seki (1954): A relation between the area of aftershock region and the energy of main shock (in Japanese). J. Seism. Soc. Jap., 7, 233-240.

Wiegel, R. L. (2005): Tsunami Information Sources, University of California, Berkeley Hydraulic Engineering Lab, Report UCB/HEL. 2005-1, pp. 1-115. Also available at: <http://www.lib.Berkeley.edu/WRCA/tsunamis.html>.

Wiegel, R. L. (2006): Tsunami Information Sources, Part 2, University of California, Berkeley Hydraulic Engineering Lab, Report UCB/HEL. 2006-1, pp. 1-36.

Wiegel, R. L. (2006): Tsunami Information Sources, Science of Tsunami Hazards, 24, 2, 58-171.

Woodworth and Smith (2003): IOC Manual of Sea Level Measurement and Interpretation, Vol. 4.

Wyss, M. (1979): Earthquake Prediction and Seismicity Patterns. Contributions to Current Research in Geophysics, No. 8, Birkhauser, Basel. 238 pp.

Wyss, M. (1979): Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology* 7, 336-340.

Yeh, H. (2005): Maximum fluid forces in the tsunami run up zone. *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE.

Yeh, H.H., Ghazali, A., & Marton, I. (1989): Experimental study of bore run up. *J. Fluid Mech.* 206, 563-578.

Yen 2008 Evaluation of earthquake potential and surface deformation by Differential Interferometry Jiun-Yee Yena,

Yoneyama, N., M. Matsuyama and H. Tanaka (2002): Numerical Analysis for Locally High Runup of - 24 - 1993 Hokkaido Nansei-Oki Seismic Tsunami, *Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering*, JSCE, No. 705/II-59, pp. 139-150 (in Japanese).

ANEXO 1. HISTORIA DE LA OCURRENCIA DE TSUNAMIS EN EL MUNDO Y EN MÉXICO

Los primeros eventos de tsunamis han sido documentados en varias civilizaciones: En el año 684 DC en Japón, en el año 173 DC en China, en el año 1480 AC en el Mediterráneo oriental, en el año 1821 Hawai, en el año 1788 en Alaska, en el año 1562 en Chile [Iida, 1967]. La isla volcánica de Santorini hizo erupción en el año 1500 AC, creando oleajes de tsunami que golpearon en Creta, los cuales probablemente dieron lugar a la extinción de la civilización de Minoan [Myles, 1985]. Grandes desastres humanitarios se han documentado en los últimos años, incluyendo el gran tsunami de Chile ocurrido el 22 de mayo de 1960. Este tsunami fue detectado y una alerta fue emitida por el Sistema de Alerta de ondas sísmicas el cual es operado por la Sociedad de Costa y Geodesia del departamento de Comercio de los Estados Unidos de Norteamérica. Aunque el tsunami de Chile fue detectado y emitió una alerta, dicho fenómeno natural ocasionó masivas víctimas mortales por dos razones.

La primera razón se debió a que el tsunami de Chile fue mortal, ya que se originó en una zona muy extensa, pues se detectó en 630 sitios en todo el Océano Pacífico. La segunda razón se debió a que más de una ola del tsunami golpeó la costa. El tsunami fue generado por el último de más de cuatro docenas de terremotos que ocurrieron sobre la línea de falla que corre paralela a la costa de Chile. El mayor terremoto tuvo una magnitud de 9,5 que originó que las zonas costeras se hundieran de dos a cuatro metros. Muchas personas que vivían cerca de la costa no pudieron escapar de las inundaciones que se originaron al golpear el tsunami en la costa. Una hora después, un olaje de tsunami con altura de ocho metros de altura regresó a la costa, viajando el tsunami a una velocidad de 200 Km/hora.

Una hora más tarde, una ola de más de once metros llegó a tierra, y esta última se movió más lentamente que la primera. Debido a la demora de tiempo antes de la embestida de la primera ola y la diferencia entre la primera y la segunda ola, muchas personas abandonaron las zonas seguras y posteriormente fueron muertos [Bryant, 2001]. Las personas que salieron en embarcaciones inmediatamente después del terremoto fueron arrastradas hacia el mar. Se desconoce la pérdida total de vidas humanas en Chile, pero probablemente oscila entre las 5.000 y las 10.000 personas; Los daños materiales fueron de \$ 417 millones de dólares. En los siguientes días, el tsunami barrió a todo el Pacífico, causando la muerte de más de 2.231 personas y causando cuantiosos daños materiales en muchos países.

El tsunami de Chile de 1960 provocó que las comunidades internacionales se involucraran para formar el Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico.

Otros importantes y mortales tsunamis se han detectado en todo el mundo en el pasado. En la Tabla A1.1 se indica el mayor número de muertes humanas originadas por la acción de los tsunamis más fuertes ocurridos en los últimos 2000 años. El tsunami de Sumatra ocurrido en diciembre de 2004, ha sido el tsunami que ha ocasionado más muertes humanas. Se podría considerar el primer desastre a nivel mundial debido a que las personas afectadas en docenas de países de dos continentes diferentes [Athukorala y Resosudarmo, 2005]. La respuesta a este desastre mundial fue muy positiva, pues muchas naciones se unieron para contribuir con asistencia para la reconstrucción de las viviendas de los afectados por el tsunami. Sin embargo, la región del Océano Índico fue golpeada muy fuerte por el tsunami, debido a que no había ningún sistema de alerta para estas comunidades. El Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico detectó una magnitud de 9,0 grados del terremoto y en 18 minutos publicó una comunicación por correo electrónico a los países europeos indicando que dichos países no estaban en peligro. Un segundo e-mail se envió indicando la posibilidad de un tsunami que afectaría a la región del Océano Índico, pero la advertencia no fue escuchada, porque los países en situación de riesgo no pudieron comunicarse eficazmente con sus habitantes.

Ningún sistema de alerta se puso en marcha en el Océano Índico en el momento de la ocurrencia del tsunami de 2004. Incluso si el gobierno recibió alguna alerta, por la poca infraestructura de comunicación existente, fue difícil distribuir la alerta de la ocurrencia del tsunami a los habitantes costeros. En general, en los desastres ocurridos, destacó la incapacidad para comunicar rápidamente a los habitantes de las zonas amenazadas.

No importa qué tan eficaz sea un sistema de alerta de desastres, pues el factor crítico de un país es la capacidad para advertir a sus ciudadanos acerca de una amenaza.

Tratándose de tsunamis, cuando se produce este fenómeno natural es la física que rodea el maremoto y sus olas, en la que destacan las características de cómo se creó el tsunami y la topografía del fondo de los océanos, factores se deben analizar a fin de comprender un tsunami y sus propiedades.

De acuerdo con lo antes descrito, La amenaza de un tsunami en las comunidades costeras es de considerable interés, especialmente en el Océano Pacífico y en el Océano Índico. En la actualidad los sistemas de alerta constan de dos redes: (1) una red de sismómetros, y

(2) una red de los medidores del nivel del mar y/o de sensores de presión que se colocan en el fondo del mar.

Fecha	Fatalidades	Localización
26 de Diciembre de 2004	297,248	Sumatra, Indonesia
4 de Febrero de 1976	22,778	Guatemala
21 de Enero de 1917	15,000	Bali, Indonesia
15 de Junio de 1896	27,122	Sanriku, Japón
27 de Agosto de 1883	36,500	Krakatau, Indonesia
13 de Agosto de 1868	25,674	Arica, Chile
22 de Noviembre de 1815	10,253	Bali, Indonesia
5 de Febrero de 1783	30,000	Messina, Italia
21 de Mayo de 1792	14,524	Unzen, Mar Ariake de Japón
1 de Noviembre de 1775	100,000	Lisbon, Portugal
24 de Abril de 1771	13,486	Archipiélago Ryukyu, Mar del Este de China
Mayo 1765	10,000	Guangzhou, Mar del Sur de China
29 de Octubre de 1746	18,000	Lima, Peru
28 de Octubre de 1707	30,000	Nankaido, Japón
20 de Septiembre de 1498	26,000	Nankaido, Japón
27 de Mayo de 1293	23,024	Bahía Sagami, Japón

Tabla A1. 1 Mayor número de fatalidades ocurridas en el mundo por tsunamis en los últimos 200 años. Fuente [NGD, 2007] and [Bryant, 2001]

(1) Historia de tsunamis ocurridos en México

La zona de subducción de la Placa de Cocos, adyacente a la costa occidental de México es una de las zonas sísmicas más activa en el Hemisferio Occidental. En esta zona han ocurrido aproximadamente 40 sismos de magnitud mayor que siete en hasta el siglo XIX. En comparación, en la zona correspondiente a la falla de San Andrés en California han ocurrido cinco sismos con magnitud mayor de siete grados (Singh et. al., 1981 y 1984). Del total de sismos mexicanos producidos en la zona de Subducción de la Fosa Mesoamericana en los últimos tres siglos, al menos 14 eventos generaron tsunamis destructivos con alturas de 2 a 11 metros.

La costa Oeste de México ha recibido también tsunamis de orígenes distantes no destructivos, generados por sismos producidos alrededor del *Océano Pacífico*. En la costa mexicana del Pacífico se pueden diferenciar claramente dos zonas de riesgo.

Los tsunamis de origen local fueron generados en la parte Sur, a lo largo de la Fosa Mesoamericana, donde la Placa de Cocos se desliza bajo la Placa de Norteamericana (Fig. 1); algunos de ellos fueron localmente muy destructivos. Sus alturas, así como sus efectos, disminuyeron gradualmente desde el origen hacia el Norte y Sur a lo largo de la línea de Costa, llegando a ser aún menores cuando se comparan con otros lugares de arribo a través del Pacífico. Esto se debe a la direccionalidad en el patrón de distribución de energía desde el origen. El ejemplo más reciente de esto es el evento de Septiembre 19, 1985 (Pararas-Carayannis, 1985; Farreras y Sánchez, 1987). Al Norte de la fractura de Rivera, la Placa del pacífico se desliza hacia el Norte a lo largo de la falla de cizalla del Golfo de California con respecto a la Placa de Norteamérica. Como resultado California y el Golfo de California no son áreas de origen de tsunamis locales pero si son recipientes de aquellos de origen distante (ver Figura A1.1).

Las alturas de ola máxima en todos los registros de los únicos nueve eventos de origen local registrados en los últimos 40 Años, con pocas excepciones, son menores de 2 metros (Sánchez y Farreras, 1987). Esta información obtenida en un corto plazo de tiempo puede conducir a interpretaciones erróneas, llegando a la falsa conclusión de que los tsunamis de origen local no son una amenaza real; mientras que la información histórica de los últimos tres siglos indica lo contrario.

Una comparación de los parámetros tectónicos de 6 sismos tsunamigénicos mexicanos con los de los macrosismos de Chile 1960 y Alaska 1964, muestran que los sismos mexicanos tienen momentos sísmicos más pequeños (de 1 a 2%), las áreas de generación son más cortas, angostas y profundas y el levantamiento vertical es más pequeño (Sánchez y Farreras, 1988). Esto parece indicar que los 10 sismos mexicanos más grandes no tienen la potencia ni la eficiencia para generar y esparcir energía suficiente en forma de macro tsunamis a través del Océano Pacífico. La información histórica disponible, al menos hasta ahora, confirma esta conclusión. En las Tablas A1.2 y A1.3 se presentan resúmenes de los tsunamis locales y lejanos ocurridos en México, respectivamente. Así mismo en la Tabla A1.4 se presenta un listado de los tsunamis recientemente observados o registrados en México.

En la Fig. A.1.3 se muestra unas fotografías de las afectaciones en el poblado de la Manzanilla, Jal., del tsunami ocurrido en 1995 en Manzanillo, Col.

Figura A1. 1 Zonificación de la ocurrencia de tsunamis locales y distantes en México (según Farreras et. al., 1993).

Los tsunamis de origen lejano, registrados u observados, rara vez han alcanzado a tener más de 2 metros de altura de olas o a presentar alguna amenaza significativa para las poblaciones costeras. Como la operación de la red mareográfica no tiene más de 40 años de antigüedad, y la costa occidental de México, a excepción de unos pocos lugares como Acapulco, permaneció casi deshabitada hasta los años 1800's, la información sobre la llegada de tsunamis de origen lejano en tiempos remotos es muy limitada y poco confiable. La red mareográfica mexicana en el Pacífico, inició sus operaciones en el año 1952. Desde 1952 a 1985, un total de 21 eventos diferentes de tsunamis fueron registrados en dicha red (Figura. A1.2).

Figura A1. 2 Localización de estaciones mareográficas, fecha, origen y número de tsunamis de origen local y lejano registrados a lo largo de la costa Occidental de México.

Fecha	Epicentro del Sismo (°N, °O)	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar Registrado del Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
25, Feb. 1732	No Definido	Guerrero		Acapulco.	4.0
01, Sep. 1754	No Definido	Guerrero		Acapulco	5.0
26, Mar. 1767	No Definido	Guerrero	> 8.0	Acapulco	3.0 – 8.0
03, Abr. 1767	No Definido	Oaxaca		Juquila Pochutla	4.0 4.0
04, May. 1820	17.2° 99.6°	Guerrero	7.6	Acapulco	4.0
10, Mar. 1833	No Definido	Guerrero		Acapulco	N/D
11, Mar. 1834	No Definido	Guerrero	7.9	Acapulco	N/D
07, Abr. 1845	16.6° 99.2°	Guerrero		Acapulco	N/D
29, Nov. 1852	No Definido	B. California		Rio Colorado	3.0
04, Dic. 1852	No Definido	Guerrero		Acapulco	N/D
11, May. 1870	15.8° 96.7°	Oaxaca	7.9	Puerto Ángel	N/D
23, Feb. 1875	No Definido	Colima		Manzanillo	N/D
14, Abr. 1907	16.7° 99.2°	Guerrero	7.6	Acapulco	2.0
30, Jul. 1909	16.8° 99.9°	Guerrero	7.2	Acapulco	N/D
16, Nov. 1925	18.0° 107°	Guerrero	7.0	Zihuatanejo	7.0-11.0
22, Mar. 1928	15.670° 96.100°	Oaxaca	7.5	Puerto Ángel	N/D
16, Jun. 1928	16.330° 96.700°	Oaxaca	7.6	Puerto Ángel	N/D
03, Jun. 1932	19.570° 104.420°	Jalisco	8.2	Manzanillo San Pedrito Cuyutlan San Blas	2.0 3.0 N/D N/D
18, Jun. 1932	19.5° 103.5°	Jalisco	7.8	Manzanillo	1.0
22, Jun. 1932	18.740° 104.680°	Jalisco	6.9	Cuyutlan Manzanillo	9.0 – 10.0 N/D
29, Jun. 1932		Jalisco		Cuyutlan	N/D
03, Dic. 1948	22.0° 106.5°	Nayarit	6.9	Islas Marias	2.0-5.0
14, Dic. 1950	17.220° 98.120°	Guerrero	7.2	Acapulco	0.3
26, Jul. 1957	17.110° 99.100°	Guerrero	7.8	Acapulco Salina Cruz	2.6 0.3
11, May. 1962	17.250° 99.580°	Guerrero	7.2	Acapulco	0.6
19, May. 1962	17.120° 99.570°	Guerrero	7.1	Acapulco	0.3
23, Ago. 1965	16.178° 95.877°	Oaxaca	7.3	Acapulco	0.4
30, Ene. 1973		Colima	7.6	Acapulco Manzanillo Salina Cruz La Paz Mazatlán	0.4 1.1 0.2 0.2 0.1
29, Nov. 1978	16.013° 96.586°	Oaxaca	7.6	P. Escondido	1.5
14, Mar. 1979	17.750° 101.263°	Guerrero	7.4	Acapulco Manzanillo	1.3 0.4
19, Sept. 1985	18.419° 102.468°	Michoacán	8.1	Lázaro Cárdenas Ixtapa- Zihuatanejo Playa Azul Acapulco Manzanillo	2.5 3.0 2.5 1.1 1.0
21, Sept. 1985	17.828° 101.681°	Michoacán	7.6	Acapulco Zihuatanejo	1.2 2.5

Tabla A1.2 Resumen cronológico de tsunamis de origen local observados o registrados en la costa occidental de México (Sánchez y Farreras, 1993)

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar en que se registró del Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
4, Nov. 1952	52.8° N 159.5° E	Kamchatka	8.3	La Paz, B.C.S. Salina Cruz, Oax.	0.5 1.2
9, Mar. 1957	51.3°N 175.8° W	I. Aleutianas	8.3	Ensenada, B.C. La Paz, B.C.S. Guaymas, Son. Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col. Acapulco, Gro.	1.0 0.2 < 0.1 0.2 0.4 0.6 0.6
22, May. 1960	39.5°S 74.5°W	Chile	8.5	Ensenada, B.C. La Paz, B.C.S. Guaymas, Son. Topolobampo, Sin. Mazatlán, Sin. Acapulco, Gro. Salina Cruz	2.5 1.5 0.6 0.2 1.1 1.9 1.6
20, Nov. 1960	6.8°S 80.7°W	Perú	6.8	Acapulco, Gro.	0.1
13, Oct. 1963	44.8°N 149.5°E	I. Kuriles	8.1	Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax. Mazatlán, Sin. La Paz, B.C.	0.5 0.5 0.1 <0.1
28, Mar. 1964	61.1°N 147.6°W	Alaska	8.4	Ensenada, B.C. La Paz, B.C.S. Guaymas, Son. Mazatlán, Sin. Manzanillo, Col. Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	2.4 0.5 0.1 0.5 1.2 1.1 0.8
4, Feb. 1965	51.3°N 179.5°E	I. Aleutianas	8.2	Mazatlán, Sin. Manzanillo, Col. Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	0.1 0.3 0.4 0.5
17, Oct. 1966	10.7° S 78.6°W	Perú	7.5	Salina Cruz, Oax.	0.2
16, May. 1968	41.5°N 142.7°E	Japón	8.0	Ensenada, B.C. Mazatlán, Sin. Manzanillo, Col. Acapulco, gro.	0.3 0.1 0.4 0.4
29, Nov. 1975	19.4°N 155.1°W	Hawaii	7.2	Ensenada, B.C. Isla Guadalupe San Lucas, B.C.S. Loreto, B.C.S. Manzanillo, Col. P.Vallarta, Jal. Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	0.5 0.4 0.3 0.1 0.3 0.2 0.3 0.3
14, Ene. 1976	29.0°S 178.0°W	Kermadec	7.3	San Lucas, B.C.S. P.Vallarta, Jal. Manzanillo, Col. Acapulco, Gro. Salina Cruz, Oax.	0.1 0.1 0.2 0.2 0.3
12, Dic. 1979	1.6°N 79.4° W	Colombia	7.9	Acapulco, Gro.	0.3

Tabla A1.3 Resumen cronológico de tsunamis de origen lejano recientes (después de 1950) registrados en la costa occidental de México (Sánchez y Farreras, 1993)

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar Registrado del Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
01, Sept. 1992	11.8°N 87.4°W	Nicaragua (regional)	7.2	Isla Socorro	0.29
				Cabo San Lucas	0.28
30, Jul. 1995	24.2°S 70.7°W	Chile (lejano)	7.8	Isla Socorro	0.23
				Cabo San Lucas	0.10
09, Oct. 1995	18.9°N 104.1°W	México (local)	7.6	Manzanillo	2.0
				Cabo San Lucas	0.50
				Isla Socorro	0.20
				Barra de Navidad	5.10
				Melaque	4.50
				Cuastecomate	4.40
				La Manzanilla	0.40
				Boca de Iguanas	5.10
				El Tecuán	3.80
				Punta Carey	3.50
				Chamela	3.20
				San Mateo	4.90
21, Feb. 1996	9.6°S 80.2°W	Perú (lejano)	7.8	Isla Socorro	0.25
22, Ene. 2003	18.8°N 103.9°W	México (local)	7.8	Manzanillo	1.22
				Lázaro Cárdenas	0.24
				Zihuatanejo	0.60
26, Dic. 2004	3.3°N 95.8°E	Indonesia (lejano)	9.0	Manzanillo	0.80
				El Sauzal	0.20
				Cabo San Lucas	0.20

Tabla A1. 4 Tsunamis recientes observados o registrados en México en la costa occidental de México, Fuente: CENAPRED, agosto 2005

Figura A1. 3 Tsunami originado por el sismo de Jalisco-manzanillo ($M_w = 8.1$) en la Manzanilla, Jalisco, México, Octubre 9, 1995

ANEXO 2. ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y TOPOGRAFÍA DEL OCÉANO

La corteza terrestre es la capa más superficial de la estructura de la Tierra; su espesor varía de 12 Km., en el fondo oceánico, hasta 60 Km. en las zonas montañosas de los continentes; los elementos más abundantes de esta capa son el silicio, el oxígeno, el aluminio y el magnesio.

La tierra se compone de cuatro partes principales: la corteza, el manto, el núcleo externo y el núcleo interno (ver Figura A2.1). La corteza es la capa más delgada y comprende el 1,5 % de la masa total del planeta.; su espesor varía de 12 Km., en el fondo oceánico, hasta 60 Km. en las zonas montañosas de los continentes; los elementos más abundantes de esta capa son el silicio, el oxígeno, el aluminio y el magnesio (ver Figura A2.2). La corteza se compone de materiales más ligeros, por lo que se localiza en la parte superior del núcleo que es más pesado.

Figura A2. 1 Corte esquemático de la estructura interna de la tierra [ATN, 2007].

Hay dos niveles de profundidad bien definidos en el mar. La primera es la plataforma continental, siendo donde los continentes terminan y tiene una profundidad media de 600 pies. Se trata de una zona de transición entre la tierra y la profundidad del océano donde es relativamente superficial. Cuando termina la plataforma continental, existe un aumento repentino de la profundidad y en dicha zona comienza el talud continental, que baja hacia la porción más baja de los fondos oceánicos.

Figura A2. 2 Mapa de contornos del espesor de la corteza terrestre (en millas) [SGA, 2007].

El segundo son las cuencas oceánicas profundas, con una profundidad promedio de 15000 a 18000 pies, inician donde termina el talud continental. La mitad de la superficie total del planeta y cinco séptimos de las regiones cubiertas por mares componen de las cuencas oceánicas profundas [Myles, 1985].

La cuenca oceánica del Pacífico es la más grande, tan grande que todas las zonas terrestres podrían encajar dentro de su área con un considerable margen restante. Esta cuenca contiene la más grande de las cadenas de volcanes del mundo (conocido como el Anillo de fuego). Alrededor del 80% de los terremotos que ocurren en el mundo, ocurren en el Anillo de Fuego, porque la cuenca de la corteza es inestable y está marcado con trincheras profundas, grietas, fisuras, grietas y grietas [Myles, 1985]. Debido a la inestabilidad de la corteza, sus características se encuentran en un constante estado de cambio. Estos cambios pueden crear un tsunami mortal.

Uno de los cambios de la corteza implica el movimiento de las placas, que son grandes secciones intactas de la corteza (ver Figura A2.3). La teoría de la tectónica de placas describen cuatro tipos de movimiento de las placas de la tierra: la difusión del fondo marino, de colisión continental, de subducción, y laterales de transformación, donde una placa se desliza pasado otro movimiento en la dirección opuesta. Cerca de las fosas, las placas del fondo oceánico son impulsadas hacia abajo por el peso y mayores placas de masa de tierra continental. Esto significa que cada trinchera marca una zona de subducción (ver Figura A2.4).

La subducción de placas es un proceso de hundimiento de una placa litosférica bajo otra en un límite de placas convergente, según la teoría de tectónica de placas. Generalmente, es la litosfera oceánica, de mayor peso específico, la que subduce bajo la litosfera continental, de menor peso específico debido a su mayor grosor cortical. Un ejemplo muy estudiado es la subducción de la placa de Nazca bajo la Cordillera Andina.

El lento movimiento, hacia las capas más profundas de la Tierra, de la placa oceánica provoca un aumento lento de las temperaturas en las rocas del antiguo fondo del mar, hasta más de 1.000 grados Celsius y a una profundidad de 100 kilómetros aproximadamente las rocas de la placa oceánica se funden parcialmente. Durante la subducción se observa además un aumento relativo rápido de la presión. En una zona de subducción, la corteza terrestre así derretida asciende nuevamente hacia la superficie en donde ayuda a formar volcanes e islas. La formación de algunos volcanes, montañas, islas y fosas oceánicas están conectadas con el proceso de subducción, deriva continental y orogénesis.

La subducción ocurre principalmente en la costa oeste de América del Sur (Chile, Perú, Ecuador, Colombia), Japón, Aleutianas, Java y partes del Mar Mediterráneo. Siempre provoca fenómenos sísmicos de mayor magnitud.

La litosfera derretida también libera gases de la atmósfera, que fueron atrapados en el suelo y por eso la subducción de la litosfera también contribuye al reciclaje de la atmósfera.

Figura A2. 5 Detalle zona de subducción

La zona de subducción es una zona larga y estrecha donde una placa litosférica desciende por debajo de otra. Dado que la temperatura y la presión aumentan con la profundidad, una parte de los materiales de la placa en subducción son liberados (en especial el agua) lo que conlleva a la fusión del manto, que a su vez, asciende a través de la corteza terrestre continental creando volcanes. Las zonas de subducción constituyen una parte muy importante dentro de la dinámica de los materiales terrestres. Los materiales subducidos han cambiado posiblemente las propiedades del manto, y permitido que la convección se mantenga. Sismológicamente las zonas de subducción son caracterizadas por las zonas de Benioff

A2.2 FALLAS GEOLÓGICAS

Una falla, en geología, es una discontinuidad que se forma en las rocas superficiales de la Tierra (hasta unos 200 Km. de profundidad) por fractura, cuando las fuerzas tectónicas superan la resistencia de las rocas. La zona de ruptura tiene una superficie generalmente bien definida denominada plano de falla y su formación va acompañada de un deslizamiento de las rocas tangencial a este plano.

El movimiento causante de la dislocación puede tener diversas direcciones: vertical, horizontal o una combinación de ambas. En las masas montañosas que se han alzado por movimiento de fallas, el desplazamiento puede ser de miles de metros y muestra el efecto acumulado, durante largos periodos, de pequeños e imperceptibles desplazamientos, en vez de un gran levantamiento único. Sin embargo, cuando la actividad en una falla es repentina y brusca, se puede producir un gran terremoto, e incluso una ruptura de la superficie terrestre, generando una forma topográfica llamada escarpe de falla.

(1) Elementos de una falla

Plano de falla: Plano o superficie a lo largo de la cual se desplazan los bloques que se separan en la falla. Con frecuencia el plano de falla presenta estrías, que se originan por el rozamiento de los dos bloques.

Labio levantado: También llamado Bloque Superior, es el bloque que queda por encima del plano de falla.

Labio hundido: También llamado Bloque Inferior, es el bloque que queda por debajo del plano de falla.

(2) Características de una falla

Las siguientes características permiten describir las fallas:

Dirección: Ángulo que forma una línea horizontal contenida en el plano de falla con el eje Norte-Sur.

Echado, buzamiento o inclinación: Ángulo que forma el plano de falla con la horizontal.

Salto de falla: Distancia entre un punto dado de uno de los bloques (eg. una de las superficies de un estrato) y el correspondiente en el otro, tomada a lo largo del plano de falla.

Escarpe: Distancia entre las superficies de los dos labios, tomada en vertical.

Espejo de falla: Es la superficie plana con declive, que se produce a lo largo del escarpe de falla

Facetas triangulares: Son espejos de fallas que muestran el corte producido en una fila montañosa cuando la falla se presenta en forma perpendicular a la dirección de dicha fila montañosa. Tanto la parte hundida como el propio espejo de falla tienen aspecto triangular, de aquí su nombre.

Figura A2. 6 Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y W indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El echado (inclinación del plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo.

(3) Clasificación de fallas de acuerdo a su movimiento

Las fallas se clasifican en tres tipos en función de los esfuerzos que las originan y de los movimientos relativos de los bloques:

Falla inversa. Este tipo de fallas se genera por compresión horizontal (Figura A2.7 A). El movimiento es preferentemente horizontal y el plano de falla tiene típicamente un ángulo de 30° respecto a la horizontal. El bloque de techo se encuentra sobre el bloque de piso. Cuando las fallas inversas presentan un manteo inferior a 45° , estas pasan a tomar el nombre de cabalgamiento.

Falla normal. Este tipo de fallas se generan por tensión horizontal (Figura A2.6). El movimiento es predominantemente vertical respecto al plano de falla, el cual típicamente tiene un ángulo de 60 grados respecto a la horizontal. El bloque que se desliza hacia abajo se le denomina bloque de techo, mientras que el que se levanta se llama bloque de piso. Otra manera de identificar estas fallas es la siguiente. Si se considera fijo al bloque de piso (aquel que se encuentra por debajo del plano de falla) da la impresión de que el bloque de techo cae con respecto a este. Conjuntos de fallas normales pueden dar lugar a la formación de macizos tectónicos o horsts y fosas tectónicas o grábenes.

Falla de desgarre o Transversal. Estas fallas son verticales y el movimiento de los bloques es horizontal (Figura A2.6). Estas fallas son típicas de límites transformantes de placas tectónicas. Se distinguen dos tipos de fallas de desgarre: derechas e izquierdas. Derechas, o diestras, son aquellas en donde el movimiento relativo de los bloques es hacia la derecha, mientras que en las izquierdas, o siniestras, es el opuesto. También se les conoce como fallas transversales.

Figura A2. 7 Tipos fundamentales de fallas: a) Falla inversa b) Falla normal c) Falla de desgarre d) Rotacional (no ilustrada)

Falla rotacional o de tijeras: Es la que se origina por un movimiento de basculamiento de los bloques que giran alrededor de un punto fijo, como las dos partes de una tijera.

Falla oblicua: Es aquella que presenta movimiento en una componente vertical y una componente horizontal.

(4) Sismo, temblor y terremoto

Evento sísmico o sismo: Es un evento físico causado por la liberación repentina de energía debido a una dislocación o desplazamiento en la corteza terrestre; parte de la energía es irradiada en todas direcciones en forma de ondas elásticas u ondas sísmicas. Es percibido en la superficie como una vibración del terreno, y se le denomina temblor cuando no causa daños, y terremoto cuando la sacudida es violenta y el evento es destructivo, causando danos severos o víctimas.

Falla o falla geológica: zona de fractura en el material de la corteza a lo largo de la cual dos bloques adyacentes han sufrido una dislocación o un desplazamiento relativo paralelo a la falla; el plano de falla puede ser vertical u oblicuo, y la dislocación total puede ser de centímetros o de metros.

El epicentro es el punto sobre la superficie de la tierra donde se registra el sismo.

El hipocentro es el punto subterráneo donde se origina el sismo.

Los sismos pueden tener diversos orígenes: volcánico, de impacto, por explosiones y aquellos producidos por el roce de las placas de la corteza terrestre. La propagación de la energía resultante se da en forma de ondas elásticas. A través de la Tierra viajan dos tipos de ondas elásticas: las de cuerpo o internas, que pueden ser compresionales (ondas P) y se transmiten tanto en medios sólidos como líquidos; y las de corte o cizalla (ondas S) que son más lentas y sólo se transmiten a través de medios sólidos. Ambas se registran y se miden con sismógrafos. Las ondas compresionales son las que se transmiten en la dirección del desplazamiento de las partículas del medio, en el que se producen compresiones y dilataciones. Las ondas de corte o cizalla se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de la deformación en el medio, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla. Los sismos pueden tener diversos orígenes: volcánico, de impacto, por explosiones y aquellos producidos por

el roce de las placas de la corteza terrestre. La propagación de la energía resultante se da en forma de ondas elásticas. A través de la Tierra viajan dos tipos de ondas elásticas: las de cuerpo o internas, que pueden ser compresionales (ondas P) y se transmiten tanto en medios sólidos como líquidos; y las de corte o cizalla (ondas S) que son más lentas y sólo se transmiten a través de medios sólidos. Ambas se registran y se miden con sismógrafos. Las ondas compresionales son las que se transmiten en la dirección del desplazamiento de las partículas del medio, en el que se producen compresiones y dilataciones. Las ondas de corte o cizalla se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de la deformación en el medio, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla.

Los terremotos tsunamigénicos (que producen tsunamis) usualmente están asociados a zonas de subducción. Dado que muchas zonas de subducción se encuentran bordeando la cuenca del Pacífico, la gran mayoría de los tsunamis ha ocurrido en el Océano Pacífico. Las mayores concentraciones están bien definidas: América del Sur y Central, Alaska, Islas Aleutianas, Península de Kamchatka, Islas Kuriles, Japón y el Pacífico Suroeste.

Para que un sismo genere un tsunami, es necesario que ocurra lo siguiente:

- a) Que el epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 Km. (sismo superficial).
- b) Que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, es decir que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral y
- c) Que el sismo libere suficiente energía en un cierto lapso de tiempo, y que ésta sea eficientemente transmitida.

El estado actual del conocimiento científico sobre la condición (c) es insuficiente, no habiendo aún ningún modelo teórico ni método operacional totalmente satisfactorio que permita determinar si un sismo es tsunamigénico o no, ni de que "tamaño" (magnitud, intensidad, o altura de olas) será ese tsunami generado. Tradicionalmente se usó como indicador de certeza de generación de tsunami, que la Magnitud del sismo (M_s) fuera mayor que 7.5, sin embargo este no es un indicador confiable para sismos muy grandes o de duración larga (mayor que 20 segundos).

Por otra parte, han ocurrido sismos de Magnitud M_s menor que 7.0, pero de larga duración, que han producido tsunamis desusadamente grandes respecto de lo esperable (se

denominan Sismo-Tsunamis y un ejemplo es el tsunami destructivo ocurrido en la Fosa Mesoamericana frente a Nicaragua en Septiembre de 1992). Hay consenso actualmente en que el Momento Sísmico (M_0), que es proporcional al área de ruptura y a la dislocación vertical de la falla, y que se determina de los registros de sismógrafos de banda ancha, es el parámetro que mejor estima la certeza de generación de tsunamis para M_0 mayor que 1022 Newton-metros.

Figura A2. 8 Esquema ilustrativo del mecanismo de generación de un maremoto o tsunami.

La perturbación en el agua del mar es más eficiente en fallas inversas o normales (desplazamiento vertical con hundimiento y levantamiento del suelo) pero no en fallas de rumbo (desplazamiento horizontal del suelo a lo largo de la falla). En mar abierto la perturbación es rápida, pero en aguas poco profundas las olas pierden velocidad y distancia, pero ganan amplitud. Si el desplazamiento de la corteza a lo largo de la línea de falla es significativo, cuando la magnitud sísmica es elevada y la ruptura presenta fuerte expresión topográfica, se dan profundas modificaciones en la topografía costera, por corrimientos insulares y variaciones del nivel de aguas, generando desastres significativos.

ANEXO 3. PROGRAMA PARA CALCULAR TSUNAMIS SINTÉTICOS

```
clear all; close all;
% Programa para calcular tsunamis sintéticos y altura máxima del tsunami
% a lo largo de la costa occidental de México y al sur de la Península de
% Baja California.

% Asegúrese de que los siguientes archivos estén contenidos en el mismo
% folder o directorio en el que se ejecuta este programa:

% xya.mat, gxy.mat, areas.mat, costamex.mat, green1001, green1002,... green1189

planos = [100 101 102 103]; % vector que contiene el o los números de los planos de falla.
disloc = planos*0 + 3; % vector que contiene la magnitud de la dislocación (en metros)

% que corresponde a cada uno de los planos de falla definidos en el vector "planos"

s = [30,75]; % vector que contiene el o los números correspondientes a las localidades
% en donde se desea obtener tsunamis sintéticos.

GreenLaw = 2.73; % Factor de amplificación
%***** Ejecute este programa *****
%*****
%***** De aquí en adelante el procedimiento es automático *****
%*****
%***** Ver línea 84 para tamaño de papel de Figura 5 *****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
%*****
mu=4.5e11;
Mo = mu * 9.e12 * sum(disloc)*100;
Mw = (2/3)*log10(Mo) -10.7;
Mw = round(10*Mw)/10;

Z = zeros(2401,172);
t = 0 : 2400; t = 15*t/60; t=t';
Np = length(planos);
Ns = length(s);

G = (GreenLaw-1)*[0:59]'/59 + 1;

for k = 1 : Np
filename = ['green1',num2str(planos(k))];
```

```

if fix(planos(k)/100) < 1; filename = ['green10',num2str(planos(k))]; end
if fix(planos(k)/10) < 1; filename = ['green100',num2str(planos(k))]; end
eval(['load ' filename]);
X = eval(filename);

X = disloc(k)*X/4;
F=X(1,:); R=ones(2401,1); S=R*F;
R(60:119)=G; R(120:end)=GreenLaw;

for kk = 1:172
    X(:,kk)=X(:,kk).*R;
end

Z = Z + X - S;
eval(['clear ' filename]);
filename
end

if ~isempty(s)
for k = 1 : Ns
    fig=figure;
    X1=0; Y1=0; X2=6; Y2=4;
    set(fig,'paperposition',[X1 Y1 X2 Y2],'Renderer','zbuffer'); %A(:,k+1)=Z(:,s(k));%para
PacoCornu
    plot(t/60,Z(:,s(k)));
    title(['Localidad ',num2str(s(k))'],'fontsize',14);
    ylabel('Tsunami Sintético, metros');
    xlabel('tiempo, horas');
    grid;
end
end
%*****
%*****
%*****
fig=figure; hold on;

X1=0; Y1=0; X2=15; Y2=15;

set(fig,'paperposition',[X1 Y1 X2 Y2]);

load xya.mat;
load gxy.mat;
load areas.mat;
load costamex.mat;
h = max(Z);
ind=find(h == max(h)); ind=ind(1);

plot(costamex(:,1),costamex(:,2));grid;
axis equal;
axis([248 273 13 26]);

for k = 1 : length(h);

```

```

plot([xa(gx(k)) xa(gx(k))],[ya(gy(k)+2) ya(gy(k)+2)+ h(k)], 'm');
end

plot(xa(gx(ind)),ya(gy(ind))+ h(ind), 'k+');
text(xa(gx(ind)),ya(gy(ind)) + h(ind) + 0.5 , [ num2str(fix ( 10*h(ind))/10 ), ' metros']);

for k = 2 : 20 : length(h);
plot(xa(gx(k)),ya(gy(k))+ h(k), 'k+');
text(xa(gx(k)),ya(gy(k)) + h(k) + 0.5, num2str( fix ( 10*h(k))/10 ) );
end
axis([248 270 14 29]);
xlabel('Longitud, °E','fontsize',14);
ylabel('Latitud, °N','fontsize',14);
title([' Mw = ' num2str(Mw)], 'fontsize',14);
grid

for k = 1 : Np
Az=360.0;
dip=0.2618;
a1=-( areas(planos(k),3)-90)*pi/180; a2=-(areas(planos(k),3))*pi/180;
r1=30000; r2=30000*cos(dip); r1=r1/(60*1853); r2=r2/(60*1853);
sx(1)=0; sy(1)=0; sx(2)=r1*cos(a1); sy(2)=r1*sin(a1); sx(4)=r2*cos(a2); sy(4)=r2*sin(a2);
sx(3)=sx(4)+sx(2);sy(3)=sy(4)+sy(2); sx(5)=sx(1);sy(5)=sy(1);
I0=areas(planos(k),1); J0=areas(planos(k),2);
px=sx + xa(I0); py=sy + ya(J0);
plot(px,py,'k','linewidth',[2]);
text(mean(px(1:3)),mean(py),num2str(planos(k)));
end
box on
grid

set(gca,'YTick',[15 20 25]);
set(gca,'XTick',[248 250 252 254 256 258 260 262 264 266 268 270]);
set(gca,'XTickLabel',[112 110 108 106 104 102 100 98 96 94 92 90]);
xlabel('Longitud, W','fontsize',12); ylabel('Latitud, N','fontsize',12);

fig=figure;
X1=0; Y1=0; X2=6; Y2=4;
set(fig,'paperposition',[X1 Y1 X2 Y2],'Renderer','zbuffer');
stem(h, '.');
xlabel('Localidad');
ylabel('Altura del tsunami en de la costa, metros');
title([' Mw = ' num2str(Mw)]);
grid

```