

Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano

ISBN 978-958-57723-4-2



Dímar
Dirección General Marítima
Autoridad Marítima Colombiana

Ministerio de Defensa Nacional



Centro de Investigaciones
Oceanográficas e Hidrográficas
del Pacífico

*Estudio de la Amenaza por Tsunami
y Gestión del Riesgo
en el Litoral Pacífico Colombiano*

Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano

Contralmirante Ernesto Durán González
Director General Marítimo

Capitán de Fragata José Manuel Plazas Moreno.
M.Sc (c) en Oceanografía Física
Director Centro de Investigaciones Oceanográficas e
Hidrográficas del Pacífico-CCCP

AUTORES

INVESTIGADORES DIMAR-CCCP

Ronald Efrén Sánchez Escobar
Ingeniero Físico / Investigador Riesgo Marino-Costero (CCCP)
Milton Gabriel Puentes Galindo
M.Sc. en Ciencia y Tecnología Marina / Responsable Área
Investigación Científica Marina, Dirección General Marítima
(Dimar)

Capitán de Navío Ricardo José Molares Babra
M.Sc. en Coastal Marine Engineering And Management /
Director Centro de Investigaciones Oceanográficas e
Hidrográficas del Caribe (CIOH)
Capitán de Corbeta Ricardo Andrés de la Rosa Namén
Oceanógrafo Físico / Responsable Área Manejo Integral Zona
Costera, 2010-2012, (CCCP)

INVESTIGADORES INVITADOS

Jesús Otero Díaz
Ph.D. en Ciencia y Tecnología Marina / Docente Investigador
Universidad del Norte (UN)
Mauricio González Rodríguez
Ph.D. en Ingeniería de Costas y Puertos / Profesor Titular
Universidad de Cantabria
Maitane Olabarrieta Lizaso
Ph.D. en Ciencias y Tecnologías Marinas / Profesora Asistente,
Universidad de Florida
Jaime Raigosa Arango
Geólogo / Coordinador Red Sismológica Nacional de Colombia,
Servicio Geológico Colombiano (SGC)
Ruth Emilse Bolaños Cifuentes
Ingeniera Física / Investigadora del Servicio Geológico
Colombiano (SGC)
Juan Camilo Restrepo López
Ph.D. (c) en Ciencias del Mar / Docente Investigador
Universidad del Norte (UN)
Gary Javier González Núñez
Oceanógrafo Físico / Jefe Departamento de Operaciones ARC
"Cartagena de Indias"
Graciela María Ustáriz Manjarrés
Especialista en Gestión del Riesgo/Subdirectora para la
Reducción del Riesgo, Unidad Nacional de Gestión del Riesgo
de Desastres (Ungrd)
Capitán de Navío Julián Augusto Reyna Moreno
M.Sc. en Ingeniería de Costas y Puertos / Secretario General
Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS)

REVISORES EXTERNOS

Capitán de Fragata Rafael Ricardo Torres Parra
Ph.D. en Ocean & Earth Sciences / Decano Académico
Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla" (ENAP)
Hugo Monsalve Jaramillo
M.Sc. en Sismología y Física del Interior de la Tierra /
Investigador Universidad del Quindío
Edgar Castilla Bohórquez
M.Sc. en Ciencias de la Tierra / Investigador Centro de Investiga-
ciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP)
Omar Joaquín Agudelo Suárez
M.Sc. en Desarrollo Sustentable con Énfasis en Prevención
de Desastres / Docente Investigador,
Director Centro de Estudios para la Prevención de Desastres
CEPREVÉ, Universidad Nacional (UNAL)

COLABORADORES

Harry Quiñónez Quiñónez
Delineante de Arquitectura, Centro de Investigaciones Oceano-
gráficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP)
Suboficial Primero Jairo Peñaranda
Tecnólogo en Hidrografía, Centro de Investigaciones Oceanográfi-
cas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP)
Laura Vásquez
Ingeniera Física, Centro de Investigaciones Oceanográficas e
Hidrográficas del Pacífico (CCCP)
Anlly Guerrero
Ingeniera Física, Centro de Investigaciones Oceanográficas e
Hidrográficas del Pacífico (CCCP)

COORDINACIÓN EDITORIAL

Angélica María Castrillón Gálvez
Máster en Edición / Editora de Publicaciones
Área Comunicaciones Estratégicas,
Dirección General Marítima (Dimar)

EDITORIAL DIMAR

DIAGRAMACIÓN E IMPRESIÓN

Luigi Pérez Lopsant
Diseñador Litoflash

Litoflash, Santa Marta
ISBN 978-958-57783-4-2



Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano by Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico is licensed under a Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional License. Puede hallar permisos más allá de los concedidos con esta licencia en www.dimar.mil.co

Citar esta obra como:

Dimar-CCCP. 2013. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp.

© copyright - Ninguna parte de este libro puede ser reproducida, almacenada en sistema recuperable o transmitida en ninguna forma o por ningún medio electrónico, fotocopia, grabación u otros, sin el permiso escrito de los editores.

Tabla de Contenido

PRÓLOGO	9
INTRODUCCIÓN	10
CAPÍTULO I - Avances en la investigación de la amenaza por tsunami en zonas costeras	11
1.1 Los mapas de inundación costera como base para evaluar la peligrosidad, vulnerabilidad y riesgo frente a tsunamis	15
1.2 Aproximación determinista y probabilista para la elaboración de mapas de inundación	20
1.3 Los modelos numéricos como herramientas para evaluar la peligrosidad	23
1.4 Referencias bibliográficas	28
CAPÍTULO II - Aspectos sismo-tectónicos	31
2.1 Sismos históricos tsunamigénicos en los últimos cien años	33
2.2 Estructura de la tierra y placas tectónicas	35
2.3 Aspectos sismológicos	38
2.3.1 Mecanismos focales	40
2.4 Tipos de ondas sísmicas	41
2.4.1 Ondas de cuerpo	41
2.4.2 Ondas superficiales	42
2.5 Energía sísmica	43
2.6 Magnitud e intensidad sísmica	43
2.6.1 Magnitud local o de Richter	43
2.6.2 Magnitud de momento	44
2.6.3 Magnitud de manto	45
2.6.4 Magnitud de momento calculado con la onda P (<i>mwp</i>)	45
2.6.5 Fase W	46
2.7 Instrumentación	46
2.7.1 Red sismológica nacional de Colombia (RSNC)	48
2.8 Referencias bibliográficas	49

CAPÍTULO III - Modelado numérico de tsunamis: caso de estudio	51
3.1	Revisión del estado actual del modelado de tsunamis 53
3.1.1	Modelos tipo Boussinesq 54
3.1.2	Modelos basados en las SWE 54
3.2	Fundamentos conceptuales del modelado numérico de tsunamis 55
3.3	Modelos numéricos utilizados en el estudio de tsunamis que emplean las SWE 59
3.3.1	TUNAMI (<i>Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field Tsunamis</i>) 57
3.3.2	MOST (<i>Method of Ssplitting Tsunami</i>) 57
3.3.3	COMCOT (<i>Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model</i>) 60
3.3.4	NEOWAVE (<i>Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVE</i>) 61
3.4	Modelos numéricos para tsunami herramienta en la gestión del riesgo: centro de alerta de tsunamis (CAT - Dimar), mapas de inundación. 61
3.5	Caso de estudio: Bahía de Tumaco (casco urbano) 62
3.6	Referencias Bibliográficas 68
CAPÍTULO IV - Investigación de la amenaza por tsunami en el litoral Pacífico colombiano: herramienta fundamental en la gestión del riesgo	71
4.1	Introducción 73
4.2	Estimación de la amenaza por tsunami en el golfo de Cúpica 75
4.3	Impacto por eventos tsunamigénicos en la bahía de Buenaventura 78
4.4	Evaluación de la amenaza por tsunami en el municipio de Tumaco 82
4.4.1	Amenaza por tsunami en el casco urbano del municipio de Tumaco 82
4.4.2	Aproximación a la amenaza por tsunami en la zona litoral de la bahía de Tumaco 88
4.5	Síntesis final 88
4.6	Referencias bibliográficas 91
CAPÍTULO V - Tsunami: gestión del riesgo en el territorio colombiano	93
5.1.	Zonas de riesgo por tsunami en las costas colombianas 96
5.2.	La comunidad costera del Pacífico 96
5.3.	Gestión del riesgo por tsunami en Colombia 97
5.4.	Plan nacional para la gestión del riesgo por tsunami (PNGRT): una medida efectiva 97

5.4.1	Conocimiento del riesgo	98
5.4.2	Sistema de alerta temprana (SAT)	98
5.4.3	Reducción del riesgo	101
5.4.4	Fortalecimiento de la capacidad de respuesta y recuperación	101
5.5	Iniciativas regionales y la cooperación internacional	102
5.6	Respuesta del país frente a los sismos-tsunamis de Perú, Chile y Japón	103
5.7	Colombia en el Sistema Mundial de Alerta y Mitigación de Riesgo por Tsunami.	104
5.8	Referencias bibliográficas	107

CAPÍTULO VI - La Dirección General Marítima en la gestión del riesgo por tsunami

109

6.1	Investigación	111
6.2	Priorización	118
6.3	Centro de Alerta de Tsunami	118
6.4	Divulgación	124
6.5	Referencias bibliográficas	129

GLOSARIO DE SIGLAS Y ACRÓNIMOS

Tabla de Contenido de Figuras y Tablas

FIGURAS

Figura 1.1	Placas tectónicas y principales zonas de generación de tsunamis alrededor del mundo (elipsoides blancos).	13
Figura 1.2	Mapa de Inundación para la Isla de Cascajal en la Bahía de Buenaventura. Pacífico Colombiano	18
Figura 1.3	Proceso para la obtención de los valores máximos de las variables de interés para una fuente tsunamigénica dada (aproximación determinista).	21
Figura 1.4	Algoritmos para elaborar mapas probabilísticos de peligrosidad debido a tsunami, de variables seleccionadas.	22
Figura 1.5	Perfil de la superficie libre en diferentes instantes de tiempo para el runup de un tsunami en una playa plana. Comparación entre las soluciones analíticas (Carrier <i>et al.</i> , 2003) y numéricas arrojadas por el modelo C3. Los resultados numéricos consideran dos situaciones: los obtenidos únicamente con el módulo en diferencias finitas y los obtenidos con volúmenes finitos (FV).	26
Figura 1.6	Evolución temporal de la línea de costa para el runup de un tsunami en una playa plana. Comparación entre las soluciones analíticas (Carrier <i>et al.</i> , 2003) y numéricas arrojadas por el modelo C3. Los resultados numéricos consideran dos situaciones: los obtenidos únicamente con el módulo en diferencias finitas, y los obtenidos con volúmenes finitos (FV).	27
Figura 2.1	Estructura interna de la Tierra	36
Figura 2.2	Principales placas tectónicas. Tomada del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)	37
Figura 2.3	Tipos básicos de fallas.	39
Figura 2.4	Plano de falla con los ángulos de azimut, buzamiento y deslizamiento. Modificado de Stein and Wysession (2003)	40
Figura 2.5	Proyección de un punto localizado sobre la esfera focal sobre el plano ecuatorial. En la proyección estereográfica, la distancia $OA' = \tan(1/2 i)$, en la proyección equiareal $OA' = \sqrt{2} \text{seno}(1/2 i)$.	40
Figura 2.6	Tipos de fallas y diagramas “beachball” asociados con cada una de ellas.	41
Figura 2.7	(a) Par de fuerzas paralelos al plano de falla, (b) Doble par de fuerzas paralelas al plano de falla y al plano auxiliar.	41
Figura 2.8	Movimiento de las partículas en una onda P. La dirección del movimiento es paralelo al de la propagación de la energía, generando compresiones y distensiones en su recorrido.	42
Figura 2.9	Movimiento de las partículas en una onda S. La dirección del movimiento es perpendicular al de la propagación de la energía, generando movimientos de cizalla.	42
Figura 2.10	Movimiento de las partículas en una onda Love, La dirección del movimiento es sobre el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación de la energía, y en una onda Rayleigh, con movimiento elíptico, sobre un plano paralelo vertical, paralelo a la dirección propagación de la energía.	43
Figura 2.11	Cálculo de magnitud Richter a partir de la amplitud máxima y la diferencia de tiempo entre la onda S y la onda P. Tomado de Earthquakes, Bruce A. Bolt (1987).	44

Figura 2.12	Periodos a los cuales se calculan los diferentes tipos de magnitud. Tomado de Emile Okal, 2010, presentación en power point.	44
Figura 2.13	Red de estaciones sismológicas de la RSNC.	47
Figura 2.14	Esquema de una estación sismológica	48
Figura 3.1	Representación gráfica variables de la teoría de aguas someras.	56
Figura 3.2	Ubicación: Área urbana municipio de San Andrés de Tumaco, El punto rojo indica la zona de los epicentros reportados para el evento de Tsunami de 1979.	63
Figura 3.3	Altura y extensión horizontal de inundación en el área urbana Tumaco para el escenario E1, en condiciones de marea alta. La escala de colores indica la máxima altura (metros respecto al NMM) alcanzada por el tsunami. Las zonas en blanco indican terrenos que no son cubiertos por el agua.	64
Figura 3.4	Señales Sintéticas, P1 Isla Vaquería primer máximo en 15 minutos línea roja. P2, P3, P7 y P8 occidente de las Islas de La Viciosa, Tumaco y, El Morro promediando primer máximo en 20 minutos círculo rojo y línea verde. Los tiempos se miden desde el origen del sismo, Figura 3.2.	65
Figura 3.5a	(a) Mapa de inundación por tsunami actual para la zona de estudio, elaborado en 2004.	66
Figura 3.5b	Mapa de inundación por tsunami para la zona de estudio propuesto en esta investigación resultado de la simulación del escenario Mw=7.9, elaborado en 2012	67
Figura 4.1	Litoral Pacífico colombiano y localización de los lugares en donde se han realizado estudios de amenaza por tsunami: (a) Golfo de Cúpica, (b) bahías de Buenaventura y Málaga, y (c) bahía de Tumaco.	74
Figura 4.2	Mareogramas sintéticos en los poblados de Ciudad Mutis, Huina, Mecana, Paridera y Nabugá, considerando diferentes escenarios de generación: (a) sismo precursor - evento de 1906, (b) sismo precursor - evento de 1979, (c) Cabo corrientes - Arusí, y (d) Arusí - Cabo Marzo (nivel de marea de 3.5 m) (Tomado y adaptado de González y Otero, 2010).	76
Figura 4.3	Máximo desplazamiento de la superficie libre generada por la fuente de 1906 para un nivel de marea de 3.5 m, superpuesto en una cartografía IGAC. El sombreado verde indica la zona inundada para este escenario (Tomado de González y Otero, 2010).	77
Figura 4.4	Campos de inundación homogéneos (m) para un tsunami generado por un sismo MW = 8.6, durante marea alta, para los ocho epicentros definidos por Restrepo y Otero (2007): (A) 1, (B) 2, (C) 3, (D) 4, (E) 5, (F) 6, (G) 7, y (H) 8. La numeración corresponde a la información presentada en la Tabla 4.1 (Tomado de Restrepo y Otero, 2007).	81
Figura 4.5	Mapas de velocidad alrededor de Isla Cascajal durante ascenso y descenso del nivel del mar para diferentes escenarios de generación y propagación de tsunami (Tomado y adaptado de Bastidas, 2008).	83
Figura 4.6	Altura y extensión horizontal de inundación en el área urbana Tumaco para el escenario E2 definido por Sánchez y Puentes (2013), en condiciones de marea alta. La escala de colores indica la máxima altura (metros respecto al NMM) alcanzada por el tsunami. Las zonas en blanco indican terrenos que no son cubiertos por el agua (Tomado de Sánchez y Puentes, 2013).	84
Figura 4.7	Mapa de inundación por tsunami para el municipio de Tumaco: (a) elaborado en 2004 a partir de la información generada por Quiceno y Ortiz (2001) y Cardona (2005); y (b) elaborado en 2012 a partir de la información de Sánchez y Puentes, 2012 (Tomado y adaptado de Sánchez y Puentes, 2012).	86

Figura 4.8	Clasificación de la amenaza por inundación, considerando el efecto conjunto de la velocidad y la profundidad (a) durante el tránsito de la primera onda, y (b) durante todo el evento de inundación. Los colores indican el grado de amenaza de acuerdo con la escala propuesta por Cardona et al. (2007). El color blanco indica las zonas que permanecen no inundadas (Tomado de Cardona <i>et al.</i> , 2007).	87
Figura 4.9	Señales sintéticas de tsunami para las poblaciones de la bahía de Tumaco, durante 120 minutos de modelación: (a) Punta cascajal, (b) Llanaje - La Chorrera, (c) Soledad - Curay, (d) Colorado, (e) La Caleta, (f) Trujillo, (g) Tumaco y (h) Vaquería (Tomado de Cardona, 2004).	89
Figura 5.1	Sectores del Área Urbana de Tumaco. Fuente OSSO	99
Figura 5.2	Valla zona de evacuación - Municipio San Andrés de Tumaco	100
Figura 5.3	Identificación zona de encuentro - Municipio San Andrés de Tumaco	100
Figura 5.4	Señalización rutas de evacuación Municipio San Andrés de Tumaco	101
Figura 5.5	Taller Municipio de Bajo Baudó (Choco)	101
Figura 5.6	Taller regional realizado en Cali (Valle)	101
Figura 6.1	Ubicación de la isla barrera El Guano antes (1958) y después del tsunami de 1979.	111
Figura 6.2	Mapa de inundación por tsunami en Tumaco.	112
Figura 6.3	Mapa de aumento del nivel del mar en el casco urbano de Tumaco.	113
Figura 6.4	Mapa de inundación por tsunami para la bahía de Buenaventura.	114
Figura 6.5	Mapa de inundación por tsunami Bahía Málaga.	115
Figura 6.6	Mapa de inundación por tsunami población de Juanchaco.	116
Figura 6.7	Mapa de inundación por tsunami población de Guapi.	117
Figura 6.8	Criterios de priorización según la densidad de población	119
Figura 6.9	Imagen parcial del Centro de alerta de tsunami ubicado en el CCCP.	123
Figura 6.10	Área de monitoreo del Centro de Alerta por Tsunami Principal ubicado en la ciudad de Bogotá D.C., 2011.	124
Figura 6.11	Centro de Alerta de Tsunami ubicado en el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH).	124
Figura 6.12	Cartilla didáctica Ola Tsunami que ha sido de gran utilidad en la familiarización de la población en las acciones de respuesta ante un tsunami.	124
Figura 6.13	Ubicación espacial señalización isla de Tumaco	125
Figura 6.14	Ruta de evacuación Institución Educativa en Tumaco, como apoyo al simulacro de evacuación por tsunami 2009.	126
Figura 6.15	Participación Simulacro por tsunami 2012 Tumaco - Nariño	127
Figura 6.16	Reunión preparatoria UNGRD simulacro Binacional Colombia - Ecuador	127

TABLAS

Tabla 4.I	Síntesis de los principales parámetros sismo-tectónicos para los escenarios de generación de tsunami empleados en el litoral Pacífico colombiano.	75
Tabla 6.I	Estadísticas del impacto del tsunami de Tumaco de 1979 (S.L Soloviev <i>et al.</i> , 1992).	119
Tabla 6.II	Plan de reuniones para la implementación del Centro de Alerta de Tsunami	121
Tabla 6.III	Relación de actividades desarrolladas por la DIMAR en relación a la gestión del riesgo.	128

PRÓLOGO

En el pasado siglo XX, Colombia quedó perpleja en dos ocasiones ante la devastación que es capaz de ocasionar la naturaleza del tsunami. El último de ellos, reportado en diciembre de 1979, sacudió el Pacífico Sur colombiano con un sismo de magnitud 8,1 Mw, generando un tren de olas que destruyó parcialmente a la población de San Andrés de Tumaco y por completo a San Juan de la Costa, dejando tras de sí, cientos de víctimas fatales.

Dichos acontecimientos llevaron al Estado a determinar la creación en 1982 del Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami (Ctnat), al interior de la hoy Comisión Colombiana del Océano (CCO). Este Comité, que desde sus inicios ha contado con la participación de referentes en cooperación y conocimiento de la comunidad científica internacional, realizó los primeros acercamientos y coordinaciones institucionales, reuniendo por primera vez a un grupo nacional interdisciplinario para hablar del fenómeno 'tsunami'.

Sin embargo, el mundo siguió presenciando los impactos de este tipo de eventos meteomarineros, siendo el siglo XXI escenario de varias alarmas por sismos precursores de tsunami que afectaron a Indonesia (2004), Perú (2007), Chile (2010) y Japón (2011). De allí que los países con plena identificación de su vulnerabilidad frente al fenómeno, que integran la región circundante al Anillo de Fuego del Pacífico, a partir de los catastróficos hechos de Indonesia en 2004, generaran la necesidad de contar con un sistema de alarmas adecuadas y oportunas frente a eventos de tsunami, que tantas vidas han cobrado en diversas regiones geográficas del globo.

La Dirección General Marítima (Dimar), en su calidad de Autoridad Marítima Nacional, lideró la conformación del primer Centro de Alerta por Tsunami (CAT), con carácter gubernamental, encargando al Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP), como aporte al fortalecimiento del Sistema Nacional de Alerta por Tsunami.

Por lo anterior, Dimar, en su afianzamiento como la futura entidad del orden nacional que será la responsable de ejercer el rol de 'Punto Focal de Alerta de Tsunami', presenta con enorme satisfacción la primera edición del libro 'Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano'; con la finalidad de revelar una completa compilación de la investigación desarrollada por CCCP en procura de la estimación de la amenaza por tsunami, desde 1999, la cual aporta como principal producto los mapas de inundación para las principales poblaciones de la costa Pacífica colombiana. Dichos productos se encuentran a disposición de los comités municipales de gestión del riesgo (Cmgrd), como principal insumo para los planes de respuesta ante tales eventos.

Como Director General Marítimo, considero que esta publicación es un aporte al Estado colombiano en general, y en especial para la región del Pacífico, que cuenta con el respaldo del trabajo, la investigación y la voluntad de servicio del CCCP, que celebra 30 años dedicados a la investigación científica marina con esta publicación de importancia estratégica, al constituirse como base de conocimiento para la toma de decisiones en materia de gestión de la seguridad integral marítima.

**Contralmirante
Ernesto Durán González
Director General Marítimo**

INTRODUCCIÓN

Con el fin de registrar los avances alcanzados en el estudio de amenazas de origen marino para el Pacífico colombiano, así como de las estrategias mancomunadas de mitigación del riesgo, el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP) se dio a la labor de publicar el libro 'Estudio de la Amenaza Por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano'.

Este documento integra el esfuerzo de destacados investigadores en el ámbito nacional como generadores de nuevo conocimiento en la evaluación de la amenaza por tsunami. Presenta además, el estado del arte en la aplicación de los últimos modelos que se desarrollan globalmente, los cuales son idóneos para reconstruir a través de la simulación numérica los peores escenarios creíbles, con el fin de proponerle a la Nación cómo enfrentar esta amenaza y, en el caso propio, extrapolar estrategias de mitigación del riesgo para la costa Pacífica colombiana.

Igualmente, hace referencia a los aspectos sismo-tectónicos que de manera general describen la génesis de las fallas precursoras de ondas de tsunami; para finalizar con la instrumentación que tiene el sismólogo para el estudio de los movimientos telúricos, y una breve descripción de la Red Sismológica Nacional de Colombia.

Luego de describir el origen y la geometría de los sismos, profundiza en el modelado y propagación de la onda oceánica propiamente dicha, que al llegar a la costa transforma su gran velocidad en altura, descargando su energía devastadora en la zona costera. En su aparte más relevante expone los resultados en investigación de los casos de estudio, en particular analizados a la fecha, estimándose la amenaza por tsunami para el Golfo de Cupica, Buenaventura y Tumaco, cubriendo las áreas más pobladas del Pacífico norte, centro y sur colombiano.

A continuación cubre la gestión del riesgo y el papel que juegan las distintas instituciones en el desarrollo de estrategias de mitigación del riesgo por tsunami, haciendo un breve análisis del actual sistema y de su implementación.

Para finalizar, registra las actividades educativas dirigidas a la comunidad y los entes encargados de tomar las acciones propias de mitigación del riesgo. Asimismo, expone la evolución de los centros de alerta por tsunami que acoplan el anterior esfuerzo de contar con escenarios pre-computados y el uso de herramientas de monitoreo adicional tales como: visualizadores en tiempo real del registro de mareógrafos, y receptores de boyas de detección y evaluación de tsunamis del océano profundo; así como la responsabilidad de contar con personal capacitado en la comprensión del fenómeno, y entrenamiento para el procesamiento de un boletín de alerta confiable, dentro de estándares y glosario comunes en el ámbito internacional.

Esta publicación representa un aporte a la investigación, engalanando la celebración del trigésimo aniversario del CCCP, que desde su fundación el primero de febrero de 1984, fecha en que se reunieron el señor Vicealmirante Tito García Motta, en aquella época Comandante de la Armada Nacional, y el señor Contralmirante Gustavo Ángel Mejía, Director General Marítimo y Portuario, para dar inicio a la labor científica de esta nueva regional de Dimar en el Pacífico, contribuyendo de manera permanente y sin descanso al estudio de las Ciencias Marinas en este litoral colombiano.



Capitán de Fragata
José Manuel Plazas Moreno
Director Centro de Investigaciones Oceanográficas
e Hidrográficas del Pacífico (CCCP)

CAPÍTULO I

Avances en la investigación de la amenaza por tsunami en zonas costeras

Luis Jesús Otero Díaz, Mauricio González Rodríguez y Maitane Olabarrieta Lizaso



Playa de El Morro, San Andrés de Tumaco (Nariño). (Foto: Ronald Sánchez Escobar).

Otero Díaz, L.J., González Rodríguez, M. y Olabarrieta Lizaso, M. 2013. Avances en la Investigación de la Amenaza por Tsunami en Zonas Costeras. Pp. 11-30. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN: 958-33-5689-1

Los tsunamis son ondas oceánicas generadas a causa de movimientos sísmicos, deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas, impactos de meteoritos o explosiones submarinas. Esta perturbación repentina en el océano causa una deformación prácticamente inmediata en la superficie del agua. La energía potencial transmitida al volumen de agua es convertida en energía cinética por la fuerza gravitacional, la cual trabaja como fuerza restauradora del sistema. Como resultado se genera un grupo de ondas de período muy largo (5 a 100 min), donde la onda inicial o líder del grupo tiene una gran longitud de onda con respecto a la profundidad de la fuente de generación (3 a 10 km), usualmente del orden de $\sim (100 \text{ km})$. Dicha onda líder se propaga con una velocidad de \sqrt{gh} ; donde, h es la profundidad del agua. Por ejemplo, la profundidad media en el Océano Pacífico es del orden de 4 km, por lo que la onda líder de un tsunami viaja, aproximadamente, a una velocidad de 700 km/h. Sin embargo, la amplitud de la onda típica de un tsunami en aguas profundas es usualmente muy pequeña, del orden de los centímetros a 5 m.

La velocidad orbital de las partículas del fluido y el flujo de momento asociado son pequeños en el océano. Sin embargo, cuando el tsunami alcanza la región costera, donde se reduce la

profundidad del agua, la longitud de la onda disminuye y la amplitud de éste se incrementa. A partir de la fuente de generación y en aguas profundas, la energía del tsunami se dirige radialmente hacia la costa y dependiendo de su configuración batimétrica (forma del fondo marino) puede provocar el aumento o disminución de la energía en la zona costera. Un tsunami puede llegar a viajar grandes distancias y causar graves daños materiales y pérdidas de vidas humanas en zonas costeras.

Debido a la estrecha relación existente entre los movimientos sísmicos y los tsunamis, las principales zonas generadoras de este fenómeno coinciden con las áreas sísmicas oceánicas y costeras más activas. En el ámbito mundial se distinguen cuatro zonas generadoras de tsunamis que son: (i) la pacífica, (ii) la índica, (iii) la atlántica y (iv) la mediterránea (Figura 1.1).

Los tsunamis son fenómenos que ocurren con poca frecuencia, pero representan una mayor amenaza que los terremotos, huracanes y tornados, (Synolakis & Bernard, 2006). En los últimos 100 años se ha presentado un promedio de 10 eventos/año ($h < 1 \text{ m}$), 1 evento/año ($1 < h < 5 \text{ m}$) y un evento en 17 años ($h > 5 \text{ m}$); los cuales, desde 1850, han causado, alrededor del mundo, la pérdida de más de 420 mil vidas humanas y cuantiosos daños sobre

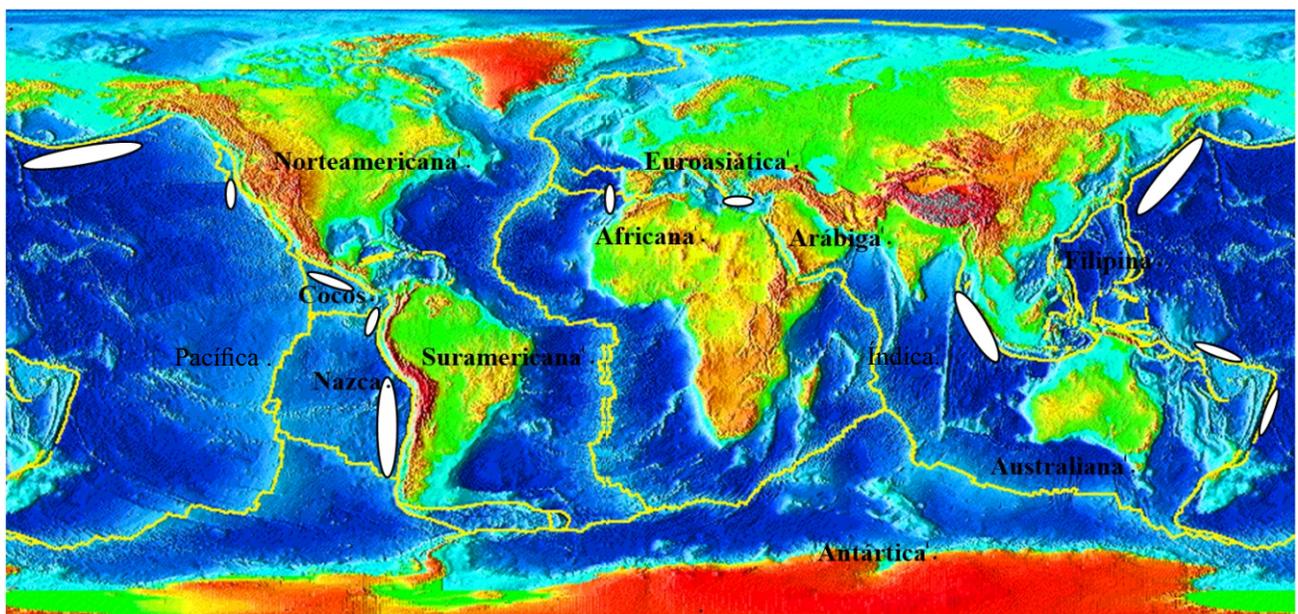


Figura 1.1 Placas tectónicas y principales zonas de generación de tsunamis alrededor del mundo (elipsoides blancos).

las infraestructuras costeras (Bernard *et al.*, 2006). El 26 de diciembre de 2004, en la región costera de Indonesia el movimiento del lecho marino generó un tsunami que alcanzó más de 30 m de amplitud a lo largo de la zona costera adyacente, provocando pérdidas superiores a 168000 vidas (Bernard *et al.*, 2006). Este mismo evento, a las 2 horas de haberse generado, ya había cobrado la vida de otras 63.000 personas en Tailandia, Sri Lanka e India.

El 11 de marzo de 2011, ocurrió un sismo gigantesco en el Pacífico, frente a la costa de Tohoku, Japón. El terremoto y tsunami resultante causaron enormes daños en el Este de Japón. El terremoto fue de magnitud $M_w = 9.0$, el máximo registrado en Japón. El tsunami también fue histórico, en términos de su altura y el área afectada. Alcanzó una altura de más de 39 m. Alrededor de 24.000 personas fueron declaradas muertas o desaparecidas, (Mimura *et al.*, 2011, Suppasri *et al.*, 2012).

El primero de noviembre de 1755 se presentó uno de los terremotos más destructivos de la historia, con una magnitud estimada de $M_w 9,0$, el cual sacudió a Lisboa, causando entre 60000 y 100000 víctimas fatales. El sismo fue seguido por un tsunami y un incendio, causando la destrucción casi total de Lisboa. Cuarenta minutos después del sismo, tres ondas de tsunami con alturas entre 6 y 20 m, impactaron el puerto y la zona centro. Olas de hasta 20 m de altura barrieron la costa del norte de África y golpearon las islas de Martinica y Barbados al otro lado del Atlántico. Un tsunami de 3 m golpeó también la costa meridional inglesa. En España produjo al menos 5.300 muertos, según el recuento de la época y gran cantidad de daños. En la costa de España afectó los puertos de Cádiz y Huelva, donde, según evidencias históricas, el tsunami tuvo una altura mayor a 15 m, (Baptista *et al.*, 1998).

Durante los últimos 100 años una gran cantidad de eventos de tsunami destructivos han sido documentados alrededor del mundo. El 28 de diciembre de 1908 se produjo un fuerte sismo en las regiones de Sicilia y de Calabria, al sur de Italia. Estuvo acompañado por un tsunami que arrasó completamente la ciudad de Messina en Sicilia. Ésta quedó totalmente destruida y tuvo

que ser levantada de nuevo. Se calcula que murieron cerca de 70000 personas en la catástrofe. La ciudad contaba entonces con unos 150000 habitantes. También la población de Reggio di Calabria, situada al otro lado del Estrecho de Messina, sufrió importantes consecuencias. Fallecieron unas 15.000 personas sobre una población total de 45.000 habitantes (Tinti & Armigliato, 2001).

El Primero de abril de 1946, en las Islas Aleutianas, un sismo de 7.8 en la Escala de Richter generó una ola de 35 m de altura que destruyó el faro de Scotch de 30 m sobre el nivel del mar. Al cabo de 5 horas, olas de 8 m arribaron a Hawaii causando víctimas fatales y destrucción. Tras este hecho, en 1948 se creó el Centro de Alerta por Tsunami del Pacífico en Hawaii (Fryer *et al.*, 2004).

El terremoto de Valdivia (también llamado el Gran Terremoto de Chile), ocurrido el 22 de mayo de 1960, es el sismo de mayor intensidad registrado en la historia. Tuvo una magnitud de 9.5 en la Escala de Richter y afectó al sur de Chile. En los minutos posteriores, un tsunami arrasó lo poco que quedaba en pie. Como consecuencia del sismo se originaron olas de tsunami que arrasaron las costas de Japón (138 muertes y daños por US\$ 50 millones), Hawaii (61 muertes y 75 millones de dólares en daños) y Filipinas (32 muertos y desaparecidos). La Costa Oeste de Estados Unidos también registró una ola de tsunami que provocó daños por más de US\$ 5.000.000 de la época (Lagos y Gutiérrez, 2005).

Un sismo importante de magnitud 7.9 ocurrió el 12 de diciembre de 1979 a lo largo de la costa Pacífica de Colombia y Ecuador. El terremoto y el tsunami asociado fueron responsables de la destrucción de por lo menos seis aldeas de pescadores y de la muerte de centenares de personas en la costa sur del Pacífico Colombiano. El tsunami generado causó gran destrucción en el municipio de Tumaco y las poblaciones de El Charco, San Juan, Mosquera y Salahonda en el Pacífico colombiano. El número total de víctimas de esta tragedia fue 259 muertos, 798 heridos y 95 desaparecidos (Otero & González, 2004).

El 12 julio de 1993 al menos 202 personas murieron en la isla nipona de Okushiri a causa del tsunami originado por un sismo de $M_s = 7.8$ frente a la costa de Hokkaido, Japón. Después de 2 a 5 minutos del sismo, ondas de tsunami inundaron las costa de Okushiri y la costa oeste de Hokkaido, causando graves daños sobre el sector sur de la Isla de Okushiri en el poblado de Aonae. El *runup* vertical medido varió entre 15 a 30 m sobre una extensión de 20 km de costa del sector sur de la isla de Okushiri, con alturas de ola de 10 m en el sector norte de la isla. Las pérdidas materiales debidas al tsunami fueron estimadas en 600 millones de dólares (Shuto & Matsutomi, 1995).

Los deslizamientos submarinos, asociados a pequeños sismos, también son capaces de generar eventos de tsunami con un alto poder destructivo. Por ejemplo, el tsunami que devastó Papua, Nueva Guinea, el 17 de julio de 1998, fue generado por un sismo de magnitud $M_s = 7.0$ en la Escala de Richter y aparentemente provocado por un fuerte deslizamiento submarino. Este tsunami causó la muerte a más de 2000 personas y la inundación de amplios sectores de la costa (Synolakis *et al.*, 2002). La erupción del volcán Krakatoa en Indonesia el 27 de agosto de 1883 produjo un tsunami de 30 m de amplitud que causó la muerte de, aproximadamente, 36.000 personas (Simkin & Fiske, 2003). En 1988 un grupo de científicos descubrió que hace 65 millones de años, un meteorito de 10 Km de diámetro impactó en el Golfo de México, lo que generó un megatsunami que inundó una gran extensión del sur de los Estados Unidos (Bourgeois *et al.*, 1988).

1.1 Los mapas de inundación costera como base para evaluar la peligrosidad, vulnerabilidad y riesgo frente a tsunami

Con frecuencia se emplea el término riesgo para referirse a lo que hoy se denomina amenaza o peligrosidad, y también el término vulnerabilidad se emplea, muchas veces, con el mismo significado que el de riesgo. Sin embargo, se trata de términos que implican conceptos diferentes, aunque muy relacionados. Con el fin de diferenciar entre los términos riesgo, peligrosidad y vulnerabilidad, a continuación

se presentan las siguientes definiciones acordadas en la reunión de expertos “Natural Disaster and Vulnerability Analysis” promovida por la Organización de las Naciones Unidas para el Socorro (UNDRO por su sigla en inglés) y la Organización de las Naciones Unidas para la Educación y la Cultura (UNESCO por su acrónimo en inglés) en 1979, que fueron recogidas y adaptadas por Varnes (1984):

- “Amenaza”, “Peligro” o “Peligrosidad Natural” (*NH*, *Natural Hazard*): es la probabilidad de que un fenómeno natural potencialmente dañino suceda en un sector determinado y dentro de un intervalo específico de tiempo.

- “Vulnerabilidad” (*VR*): se define como el grado de pérdidas que un determinado elemento o conjunto de elementos experimenta como consecuencia de un fenómeno natural de magnitud dada.

- “Elementos del Territorio” (*ET*): constituyen la población, propiedades, actividades económicas, incluyendo los servicios públicos, que están expuestos a un peligro natural en un área dada.

- “Riesgo en Sentido Estricto” (R_s): Es el grado de pérdidas esperado en un determinado elemento, debido a un fenómeno natural específico de una magnitud particular y en un periodo de exposición determinado. El riesgo se suele expresar mediante la convolución de la peligrosidad y de la vulnerabilidad del elemento expuesto:

$$R_s = (NH) \otimes (VR) \quad (1.1)$$

- “Riesgo en Sentido Global” (R_t): expresa una valoración global de las consecuencias del evento en el sector analizado, en función de la pérdida de vidas humanas, heridos, propiedades dañadas o perturbación de la actividad económica como consecuencia de un determinado fenómeno natural. Se calcula como la convolución entre el riesgo específico y los elementos de riesgo:

$$R_t = (ET) \otimes (R_s) = (ET) \otimes (NH) \otimes (VR) \quad (1.2)$$

Con posterioridad a Varnes (1984), Milutinovic y Petrovsky (1985) y después Spence *et al.* (1992), eliminaron de la ecuación (1.2) la variable *ET* (elementos en riesgo) por considerarse implícita en el concepto de vulnerabilidad (*VR*).

En general, hoy se acepta que el concepto de amenaza o peligrosidad se refiere a un peligro latente o factor de riesgo externo de un sistema o de un sujeto expuesto. Éste se puede expresar en forma matemática como la probabilidad de exceder un nivel de ocurrencia de un suceso con una cierta intensidad, en un sitio específico y durante un tiempo de exposición determinado. Por otra parte, la vulnerabilidad se entiende, en general, como un factor de riesgo interno que matemáticamente está expresado como la factibilidad de que el sujeto o sistema expuesto sea afectado por el fenómeno que caracteriza la amenaza. De esta manera, el riesgo corresponde al potencial de pérdidas que pueden ocurrirle al sujeto o sistema expuesto, resultado de la convolución de la amenaza y la vulnerabilidad. Así, el riesgo puede expresarse en forma matemática como la probabilidad de exceder un nivel de consecuencias económicas, sociales o ambientales en cierto sitio y durante cierto periodo de tiempo.

Es importante mencionar que la convolución es un concepto que se refiere a la concomitancia y mutuo condicionamiento, en este caso, de la peligrosidad y la vulnerabilidad. Dicho de otra forma, no se puede ser vulnerable si no se está amenazado y no existe una condición de amenaza para un elemento, sujeto o sistema si no está expuesto y es vulnerable a la acción potencial que representa dicha amenaza.

En el caso de los riesgos naturales, como el debido al fenómeno tsunami, al ser imposible intervenir sobre la amenaza, es comprensible que los trabajos científicos y técnicos se centren en estudiar la vulnerabilidad y las técnicas de prevención-mitigación para reducirla, ya que el objetivo final es conseguir así la reducción del riesgo. Cualquier acción preventiva tomada antes, durante o después de la ocurrencia de un fenómeno natural destructivo intentando reducir sus consecuencias, se denomina mitigación. Un ejemplo de acción mitigadora es la elaboración de un plan de evacuación de zonas costeras, en caso de alerta por tsunami.

Es indudable que los avances en el conocimiento y pronóstico del impacto de los eventos de tsunami sobre las zonas costeras, inciden profundamente en

el desarrollo de estrategias de mitigación que reducen el riesgo. El desarrollo de estas estrategias depende del conocimiento que se tenga del fenómeno que da origen a la amenaza. Es por ello que el principal objetivo de la evaluación de la peligrosidad o amenaza por tsunami, debe ser el pronosticar su comportamiento, sobre todo en cuanto a la capacidad de destruir y/o causar daños; por lo tanto, la evaluación dependerá de su magnitud, intensidad y extensión espacial.

La base de cualquier programa de mitigación estriba en la valoración de la amenaza y para el caso de tsunami su valoración incluye elementos tales como: frecuencia de ocurrencia, extensión, fuerza y duración de la inundación; el impacto de la inundación sobre estructuras y la población, facilidades e infraestructura, y una valoración del uso de las áreas costeras que potencialmente podrían ser afectadas (Bernard *et al.*, 2006).

La capacidad para identificar zonas en riesgo por tsunami proporciona a las comunidades costeras la principal herramienta para prepararse ante esta amenaza, ya que una vez la comunidad ha identificado las zonas en riesgo se pueden desarrollar planes y programas que permitan a los residentes una evacuación segura y eficiente ante la alerta de un tsunami.

De forma general, la evaluación correcta de la peligrosidad que es generada por fenómenos naturales, como es el caso de tsunami, requiere la realización de una serie de pasos, que se resumen en los siguientes puntos:

- Identificación de las fuentes o potenciales fuentes que la originan.
- Identificación y caracterización de los mecanismos generadores del fenómeno.
- Conocimiento de la magnitud, intensidad y nivel de energía del fenómeno, sobre todo en cuanto a su capacidad y poder de destrucción.
- Establecimiento de los periodos de recurrencia, es decir, con qué frecuencia ocurre.
- Identificación de factores ambientales que podrían afectar el impacto de la amenaza, sobre todo para determinar cuáles pueden agravar su impacto.

- Capacidad numérica y computacional que permita simular de forma fiable el impacto de estos fenómenos tomando en cuenta diversos escenarios.

Lo anterior lleva al cumplimiento del objetivo principal que tiene la evaluación de la peligrosidad, que como ha sido mencionado, consiste en predecir y conocer el impacto del fenómeno tsunami en las zonas costeras. Ahora bien, pronosticar cuándo, dónde y con qué intensidad ocurrirá el próximo tsunami es una tarea imposible hoy en día. Sin embargo, el término de “predecir” si que puede ser aplicado para dar respuesta a lo que podría ocurrir ante el impacto de un tsunami que se origina y genera con unas características determinadas. Es por ello que se han desarrollado métodos de aproximación estadística y probabilística que intentan responder en términos de cuál es el peor escenario “creíble” de inundación por tsunami que se podría presentar, o con que probabilidad de ocurrencia se presentaría una inundación determinada en una zona específica.

La valoración de la peligrosidad por tsunami, por tanto, se debe realizar de forma integrada a través de la definición de escenarios creíbles que, de forma complementaria, con la aplicación de técnicas de simulación numérica, permitan su correcta representación. Para ello se elaboran mapas de la distribución espacial de las características de la amenaza, en términos de las variables que mejor representen el poder destructivo de los tsunamis en las zonas costeras.

Los mapas de inundación y evacuación son la base fundamental del planeamiento local contra la amenaza por tsunami (González *et al.*, 2005). Sin un claro conocimiento de qué áreas están bajo amenaza y cuáles tienen poca probabilidad de ser afectadas no es posible desarrollar planes de respuesta efectivos hacia la emergencia. Tampoco pueden desarrollarse programas educativos concretos y específicos que brinden el soporte que se requiere para tomar decisiones de hacia dónde deben estar orientados los esfuerzos en la prevención y atención de la emergencia. En un mapa es posible plasmar, de forma simultánea, la amenaza y lo que se encuentra expuesto a su impacto, permi-

tiendo establecer diferentes grados de intensidad del fenómeno sobre las áreas cubiertas por el mapa, lo que define el grado de riesgo de una zona.

Los mapas son la base de estudios de vulnerabilidad que sirven para determinar las características estructurales de diseño y funcionalidad que la infraestructura costera y portuaria a construir en esas zonas requiere tener, e incluso la ya construida, para efectos de su reacondicionamiento a la nueva realidad. Lo anterior se puede llevar a cabo bajo el concepto de que es posible hacer un uso apropiado del territorio, siempre y cuando se incorpore, en los respectivos planes de desarrollo y de ordenamiento territorial, el grado de exposición a la amenaza. Por ejemplo, una zona que se encuentra bajo un grado de exposición medio ante un tsunami podría no servir para uso residencial o colegios, ni permitir el establecimiento de infraestructuras de emergencia (hospitales, estaciones de bomberos, etc.); pero sí podría ser empleada para algún tipo de uso industrial, explotación agrícola o ganadera de bajo impacto ambiental, social y económico.

Cuando la elaboración del mapa de inundación concluye y se coloca a disposición para su estudio, los conceptos confusos y poco claros que existían previamente son repentinamente aclarados y resueltos. Es en este momento posible identificar la amenaza específica en cada punto de la comunidad y, por ende, se pueden desarrollar e implementar medidas de mitigación específicas para contrarrestar las características de la amenaza en cada punto particular (González *et al.*, 2001). Un mapa de inundación es, entonces, el punto de partida fundamental para cualquier programa efectivo de planeación y mitigación, como parte de estudios de riesgo, ayudando en la evaluación de aspectos críticos, tales como la población e infraestructura vulnerable y la identificación de posibles rutas de evacuación (Figura 1.2).

Un mapa de inundación también es una herramienta que ayuda al proceso de educación y preparación de la población para enfrentar la amenaza. La importancia de estos mapas radica en que dan claridad respecto al peligro al cual están expuestos los ciudadanos, previamente llenos de

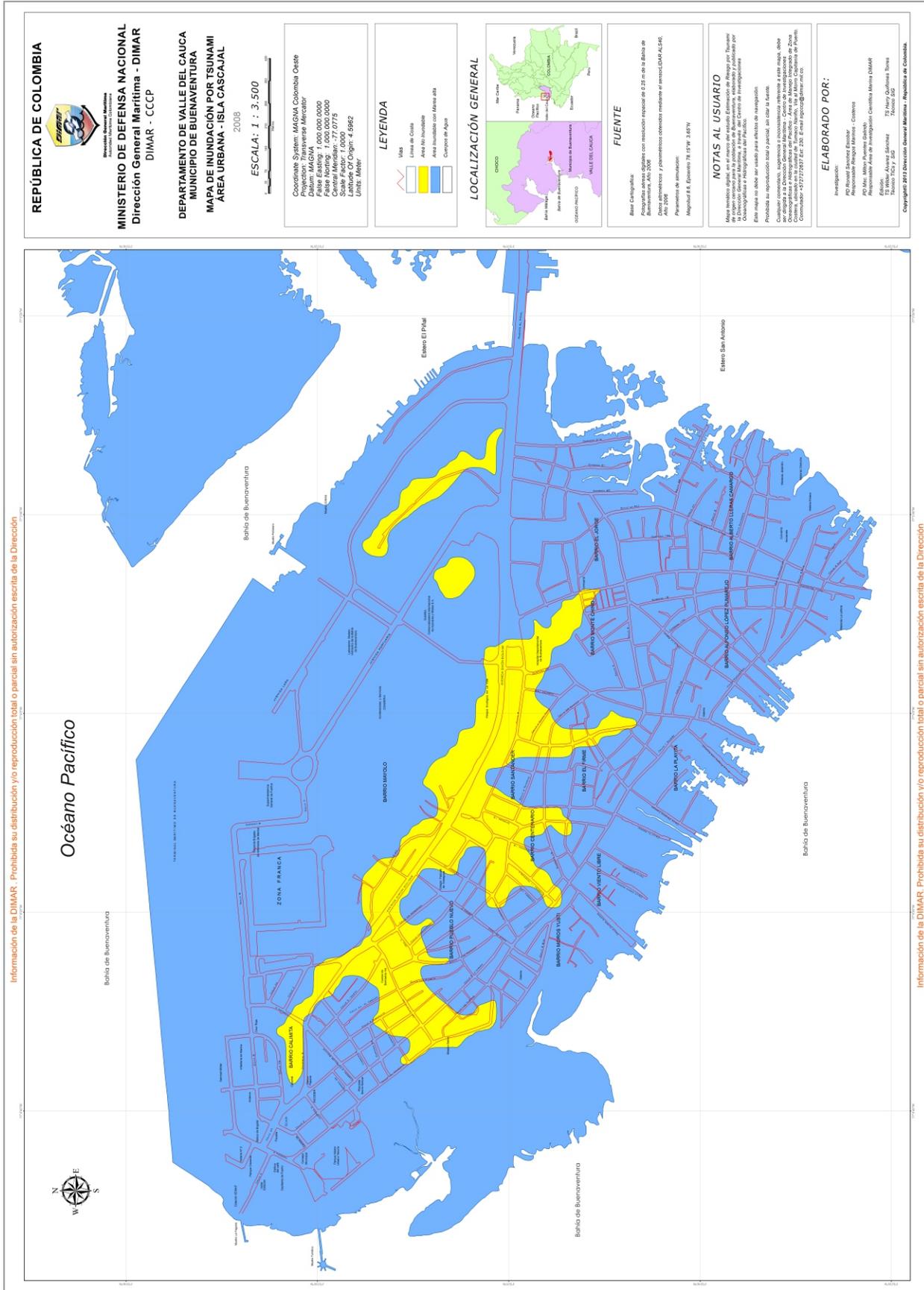


Figura 1.2 Mapa de Inundación por Tsunami para Isla Cascajal en la Bahía de Buenaventura, Pacífico colombiano.

confusión e incertidumbre, para involucrarlos como participantes activos en el programa de mitigación, por lo que muchas vidas serán indudablemente salvadas. Las mejoras que se obtienen en el planeamiento y preparación de la emergencia se traducirán en muchas menos fatalidades, cuando el próximo tsunami destructivo ataque a aquellas comunidades costeras que hayan realizado la valoración correcta de la amenaza (González *et al.*, 2005).

En el ámbito mundial, uno de los esfuerzos más importantes con objetivos concretos y ambiciosos adelantados para efectuar una valoración completa de la amenaza por tsunami es el Programa Nacional de Mitigación de la Amenaza por Tsunami en los Estados Unidos (NTHMP, por sus siglas en inglés). Este programa fue establecido en 1997 con participación de cinco estados de la costa Pacífica (Alaska, Oregon, California, Hawaii y Washington) y cuatro agencias federales: la Administración Nacional para los Océanos y la Atmósfera (NOAA, por sus siglas en inglés), el Geological Survey (USGS, por sus siglas en inglés), la Agencia Federal para el Manejo de Emergencias (FEMA, por sus siglas en inglés) y la Fundación Nacional para la Ciencia (NSF, por sus siglas en inglés).

El objetivo principal del NTHMP es la mitigación del riesgo por tsunami en todas las zonas costeras de Estados Unidos y los objetivos de largo plazo del componente de evaluación de la amenaza son: (i) Desarrollar mapas de inundación y productos científicos asociados para la gestión de la emergencia en las comunidades costeras de los EE.UU en riesgo por tsunami; (ii) Mejorar continuamente los métodos y tecnologías para el modelado de tsunamis y gestión de la emergencia; (iii) Establecer un programa sistemático para revisar y mejorar los productos científicos y de gestión de la emergencia existentes, (González *et al.*, 2005).

A partir de la experiencia obtenida en la producción de mapas de inundación para cinco estados, en siete años de trabajo del programa (1997-2005) ha surgido una lista de pasos a seguir para la elaboración de dichos mapas (Bernard, 2005):

- Identificación de las comunidades prioritarias.
- Identificación de las potenciales fuentes de tsunami.
- Aplicación de un modelo numérico de tsunami con mallas computacionales de tamaño de celda menor a 50 m para la comunidad seleccionada.
- Interpretación, análisis y control de calidad a los resultados de las simulaciones numéricas.
- Publicación final y difusión de los mapas y productos derivados.

Los resultados de la evaluación de la amenaza, hasta el año 2005, por el NTHMP pueden resumirse en lo siguiente: se cubrieron 113 comunidades en cinco estados, con un total de población de 1191311 de habitantes, se elaboraron 23 mapas de evacuación y se invirtieron aproximadamente 6 millones de dólares (González *et al.*, 2005).

Los mapas de inundación del NTHMP están basados en el “peor caso creíble” y las simulaciones numéricas de tsunami han sido llevadas a cabo mediante el uso de diferentes modelos numéricos. Para la elaboración de los mapas en el estado de Oregon se utilizó un modelo de circulación oceánica, adaptado para la inundación por tsunami, conocido como ADCIRC (Priest *et al.*, 1991), el cual usa una malla en elementos finitos con resolución espacial variable, apropiadamente gruesa o fina, de acuerdo como sea requerido. En el estado de Washington se ha utilizado el modelo en diferencias finitas TUNAMI2, desarrollado por investigadores de la Universidad de Tokio (Imamura *et al.*, 1988 e Imamura, 1996), también conocido como TIME (*Tsunami Inundation Model for Exchange*).

En el estado de Alaska se ha empleado un modelo que utiliza mallas embebidas en diferencias finitas, desarrollado por la Universidad de Alaska (Kowalik y Murty, 1993), que proporciona una apropiada resolución espacial gruesa y fina para su aplicación donde sea necesario. En el estado de California se ha utilizado el modelo numérico MOST (*Method of Splitting Tsunami*) (Titov & Synolakis (1995, 1997)), caracterizado por tener tecnología de mallas embebidas en diferencias finitas. En Hawaii se han utilizado dos modelos numéricos: el TSUNAMI2 y el modelo

COMCOT (*Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model*) (Liu *et al.*, 1994), que también emplea mallas embebidas en diferencias finitas.

Las clases de mapas finales que se han generado en el programa NTHMP (Titov *et al.*, 2003) para la evaluación de la amenaza por tsunami son:

- Máxima altura de la onda con respecto al nivel medio del mar.
- Máxima profundidad de la inundación.
- Máxima velocidad de las corrientes.
- Líneas de máxima inundación.
- Zonas de máxima inundación.
- Zonas de máximas velocidades de las corrientes.

Otro de los programas de mitigación del riesgo por tsunami que, se ha desarrollado con éxito ha sido el proyecto “Cartas de Inundación por Tsunamis para la Costa de Chile” (CITSU), desarrollado por el Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile (SHOA) desde 1997. En este programa se ha utilizado el peor escenario creíble para la elaboración de los mapas de inundación para cada una de las zonas de la costa chilena. La selección del peor escenario creíble se realiza mediante el análisis histórico de tsunamis. El modelo numérico empleado para la elaboración de los mapas ha sido el TUNAMI2. A la fecha, como resultado de este proyecto se han publicado 28 cartas de inundación en igual número de comunidades.

En Perú también se ha adelantado un programa con gran cobertura para elaborar mapas de inundación por tsunami, por la Dirección de Hidrografía de la Marina de Guerra del Perú. Como resultado se han elaborado 52 mapas de inundación, basados en el peor escenario creíble para las costas peruanas utilizando el modelo numérico TIME.

En los países afectados por el tsunami del 26 de diciembre de 2004 en Asia, los mapas de inundación se han estado elaborando, tal es el caso de los realizados para algunas poblaciones de la costa de Sri Lanka, utilizando este mismo evento de tsunami como el peor escenario creíble bajo el modelo numérico COMCOT. Esta actividad es patrocinada por la Agencia Internacional para el Desarrollo de los Estados Unidos (USAID, por sus siglas en inglés).

En Indonesia, con apoyo del Gobierno de Alemania, se ha implementado un Sistema de Alerta Temprana por Tsunami (GITEWS, por sus siglas en inglés). Este programa también incluye la valoración de la amenaza por tsunami mediante la elaboración de mapas de inundación y la definición de diferentes escenarios de evaluación. Para el efecto se está utilizando el modelo numérico Tsunami, desarrollado por investigadores del Instituto para la Investigación Polar y Marina “Alfred Wegener” (Harig *et al.*, 2007).

1.2 Aproximación determinista y probabilista para la elaboración de mapas de inundación

El análisis de peligrosidad por tsunami tiene como objetivo condensar la complejidad y variabilidad tsunami en una serie de parámetros manejables, y proporcionar una sinopsis de la amenaza por tsunami a lo largo de la costa para ayudar a identificar áreas vulnerables y fuentes específicas de generación a las cuales la costa se encuentra expuesta (Annaka *et al.*, 2007). La definición del escenario o escenarios de la potencial amenaza por tsunami, así como la evaluación exacta de los procesos hidrodinámicos que se presentan en las zonas costeras durante la etapa de inundación por tsunami, son los aspectos más críticos dentro de la valoración integral de la peligrosidad por tsunami.

La definición de los escenarios para evaluar la amenaza puede ser analizada desde los puntos de vista probabilístico y determinista. La selección de cada aproximación depende de los objetivos del análisis (Geist & Parson, 2006). Gran parte de los mapas de evacuación por tsunami que actualmente se desarrollan han sido elaborados a partir de mapas de inundación basados en el peor caso creíble de tsunami que se podría presentar en una determinada región. Por otro lado, los mapas orientados a la seguridad se basan sobre el 1% de probabilidad de excedencia (Geist & Parson, 2006).

No obstante, las aproximaciones determinista y probabilista son complementarias y sirven para múltiples objetivos en actividades de mitigación.

Tinti & Armigliato (2003) proponen que el análisis detallado de un escenario determinista de tsunami particular puede ser la mejor alternativa para que los ingenieros de costas desarrollen medidas que permitan contrarrestar los efectos de un tsunami. En un análisis multi-objetivo de la peligrosidad, la desagregación de los resultados probabilísticos es una herramienta efectiva para definir escenarios que puedan ser utilizados en simulaciones deterministas (Harmsen & Frankel, 2001).

La aproximación determinista se basa en el peor escenario creíble de tsunami, el cual es usualmente seleccionado a partir de registros históricos de eventos de este tipo en la región de estudio. La aproximación probabilista al problema se puede explicar desde un punto de vista empírico o mediante la generación sintética de futuros escenarios de tsunami, combinando la aleatoriedad de los fenómenos involucrados con la propagación numérica de dichos eventos hacia la costa.

Ambas aproximaciones, determinista y probabilista, son complementarias y proporcionan información valiosa para evaluar la amenaza por tsunami en zonas costeras, dependiendo de los objetivos del análisis. Por ejemplo, la aproximación determinista proporciona infor-

mación útil para el desarrollo de medidas de mitigación, el diseño de estructuras, el diseño de sistemas de alarma y el establecimiento de rutas de evacuación, entre otras. Mientras que la aproximación probabilista proporciona información útil para el diseño de obras marítimas, el análisis probabilístico de vulnerabilidad y riesgo, el uso por parte de las compañías de seguros y la planificación del uso del litoral, entre otras.

La aproximación determinista considera básicamente los siguientes pasos: (i) Identificación de potenciales fuentes de tsunami; (ii) Selección de un escenario sísmico característico para cada zona; (iii) Definición de la condición de nivel del mar; (iv) Generación y propagación de eventos; (v) Selección y representación de los valores máximos de las variables en cada nodo de la malla. En la Figura 1.3 se esquematiza este proceso.

Dentro de la aproximación probabilista (PTHA, *Probabilistic Tsunami Hazard Analysis*) los análisis empíricos son llevados a cabo en regiones particulares, donde existen registros históricos disponibles de alturas de tsunami y *runup*. No es necesario un conocimiento *a priori* del tipo de fuente para calcular las probabilidades. Por el contrario, las series sintéticas dependen del conocimiento

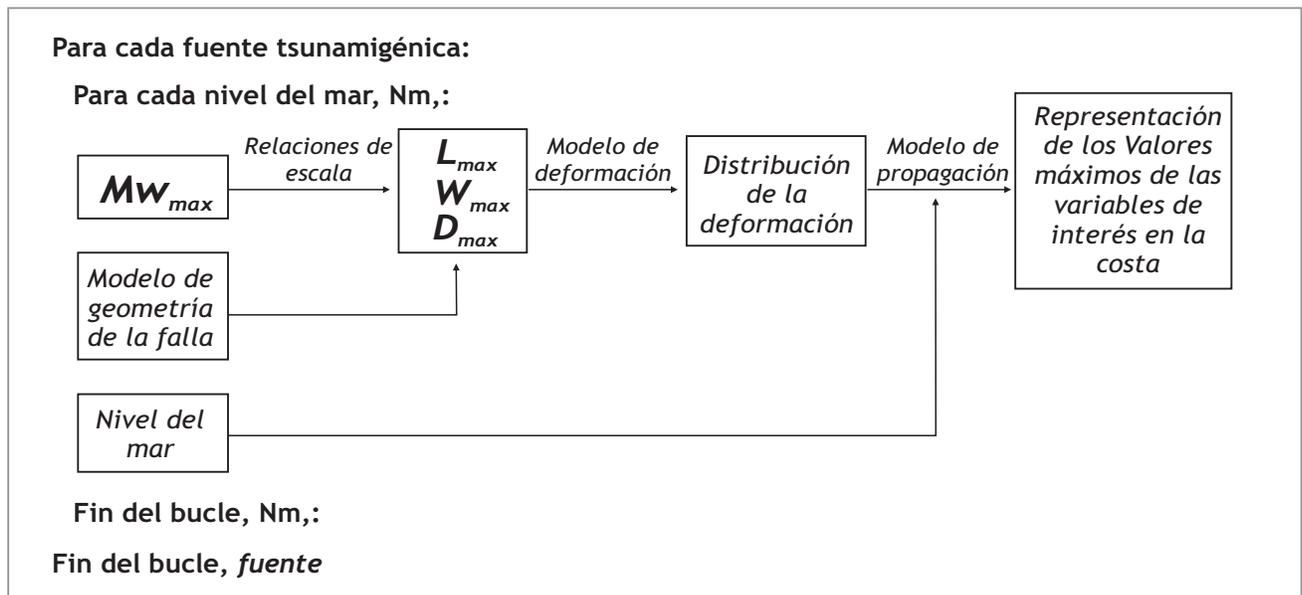


Figura 1.3 Proceso para la obtención de los valores máximos de las variables de interés para una fuente tsunamigénica dada (aproximación determinista).

de los parámetros de las fuentes, periodos de recurrencia y su incertidumbre. La ventaja de esta última aproximación, en comparación con los empíricos, es que ellos pueden ser aplicados en regiones donde existen pocos registros históricos y, además, pueden incluir en el análisis estimaciones sobre la sensibilidad a los diferentes parámetros.

Debido a que los registros históricos de *runup* por tsunami son escasos en la mayor parte del mundo, usualmente se recurre a aproximaciones PTHA basadas en la generación sintética de eventos (Geist & Parson, 2006). El análisis probabilístico del riesgo por tsunamis (PTHA) normalmente se realiza en tres etapas: (i) Determinación de los parámetros de la fuente sismotectónica y la incertidumbre asociada; (ii) Establecimiento de eventos de tsunami a ser propagados, (iii) Representación probabilística de parámetros de interés en zonas costeras.

La principal diferencia entre los métodos sintéticos empleados para el PTHA, depende del hecho de que algunos de ellos, como aquellos propuestos por Ward (2001) o aquellos usados por

Rikitake & Aida (1988), son empleados para analizar la peligrosidad por tsunami en una región específica de la zona costera. Sin embargo, otros métodos, como aproximaciones de árbol lógico, (Annaka *et al.*, 2007) o los basados en el método de Monte Carlo (González *et al.*, 2010), son usados para analizar el riesgo en amplias regiones de la costa, los cuales son muy útiles para incluir diversas fuentes de incertidumbre en el análisis de riesgo.

Precisamente este último método es uno de los más usados por las ventajas que ofrece. Las técnicas de Monte Carlo son muy útiles para incluir diversas fuentes de incertidumbre en el análisis de peligrosidad (Savage, 1992; Cramer *et al.*, 1996; Ebel y Kafka, 1999, Gonzalez *et al.*, 2005). Las simulaciones de Monte Carlo involucran el uso de una gran muestra estadística en los cálculos de las condiciones iniciales para un modelo numérico. En líneas generales, para determinar los periodos de recurrencia y probabilidades de tsunami, los pasos que se siguen son los siguientes: (i) Basado en la estructura y tectónica de fallas, que involucra tanto fuentes cercanas como lejanas, se construye un esquema de

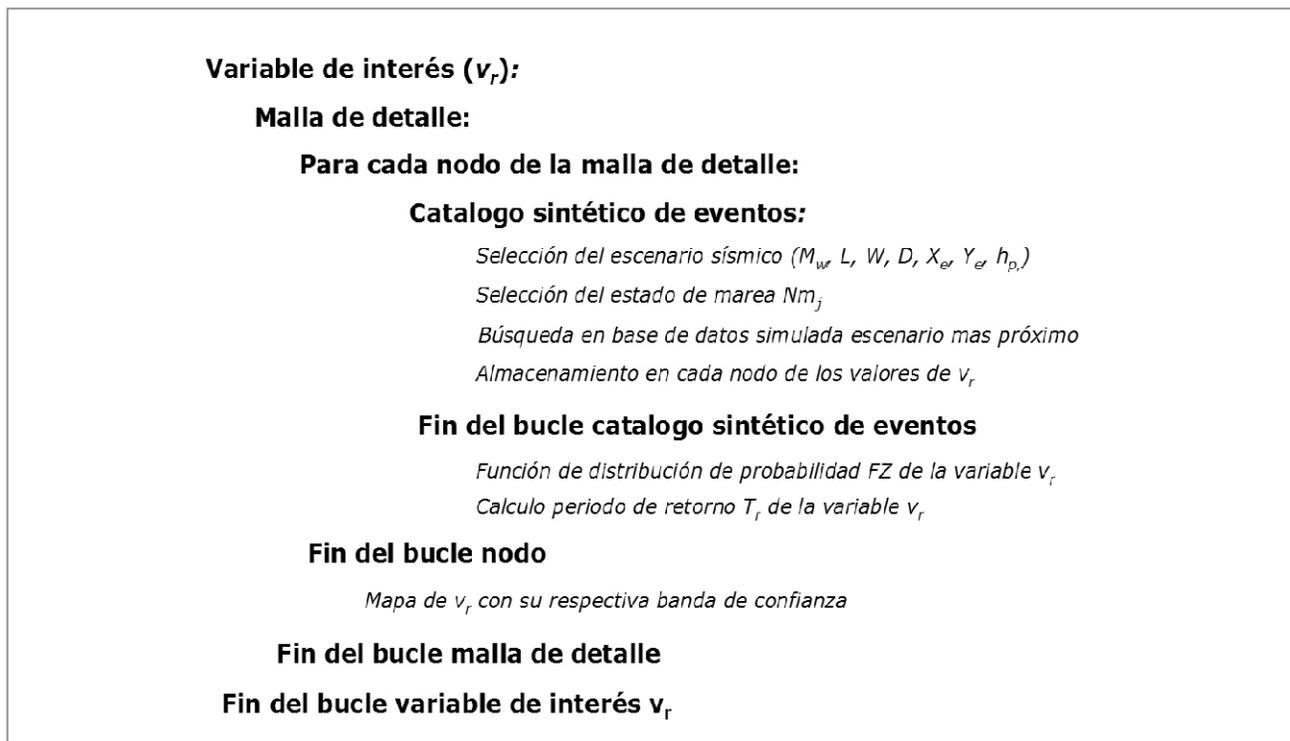


Figura 1.4 Algoritmos para elaborar mapas probabilísticos de peligrosidad debido a tsunamis, de variables seleccionadas.

zonificación sísmica (Ward, 2001; Kagan 2002a); (ii) Dentro de cada zona, una muestra aleatoria de magnitudes de sismos es seleccionada de acuerdo con la distribución G-R, con el epicentro seleccionado de forma aleatoria, tal que el área de ruptura no se extienda por fuera de la zona sísmica; (iii) Una vez la muestra aleatoria de magnitudes del sismo ha sido obtenida, las relaciones de escala pueden ser usadas para calcular el área de ruptura, (iv) Adicionalmente, para cada sismo, una distribución estocástica de la dislocación es empleada para calcular las condiciones iniciales para la propagación del tsunami (Geist & Bilek, 2001).

Otros parámetros, que usualmente se mantienen constantes son la geometría del plano de falla, el módulo de cizalla y una relación de escala constante entre el momento sísmico y las dimensiones del área de ruptura. Finalmente, para cada distribución de la dislocación, magnitud y epicentro de un sismo, se ejecuta un modelo de propagación de tsunami, desde las fuentes definidas en cada zona sísmica, para determinar la amplitud y *runup* del tsunami a lo largo de la costa.

Con este método, el efecto de los diferentes tipos de incertidumbres puede ser incluido en el análisis de riesgo. Por ejemplo, para incluir el nivel de incertidumbre que se genera al utilizar una relación de escala para obtener los parámetros geométricos de ruptura de una falla, es recomendable el uso de múltiples relaciones de escala, en vez de utilizar solo una (su elección podría estar sujeta a interpretaciones). Lo mismo puede ser aplicado para incluir el efecto de incertidumbres aleatorias (Geist & Parsons, 2006).

En esencia los métodos basados en técnicas de Monte Carlo siguen las siguientes etapas: (i) Generación de una base de datos de eventos de tsunami simulados numéricamente, para las distintas fuentes de generación; (ii) Generación de un catálogo sintético de escenarios de tsunami por fuentes; (iii) Representación probabilística de los valores máximos de las variables seleccionadas para evaluar la peligrosidad. En la Figura 1.4 se presenta un esquema para la generación de mapas probabilísticos por tsunami.

1.3 Los modelos numéricos como herramientas para evaluar la peligrosidad

De la evaluación correcta de los procesos hidrodinámicos, sobre todo durante la etapa de inundación de un tsunami, depende en gran medida la fiabilidad de los mapas de inundación, que a la postre serán el insumo principal para evaluar la peligrosidad y, por tanto, en la elaboración de los planes de mitigación. Tal como se ha dicho anteriormente, los modelos numéricos de inundación que simulan eventos de tsunami son hoy en día herramientas esenciales para elaborar estos mapas. Sin embargo, es importante resaltar que dichos modelos deben ser ampliamente contrastados y validados mediante casos con soluciones analíticas conocidas, datos de laboratorio, medidas instrumentales de tsunami reales, evidencias de inundación por tsunami históricas, etc. En ese sentido, la comunidad científica realiza importantes esfuerzos para construir y mejorar modelos capaces de simular de forma exacta la inundación debido a ondas largas. Es así como desde 1990 hasta la fecha se han realizado varios talleres y reuniones con participación de los más importantes investigadores de esta temática, los cuales han sido enfocados, exclusivamente, a la mejora de las herramientas numéricas empleadas para simular tsunami y su impacto en las zonas costeras.

Como ejemplo de esos esfuerzos puede mencionarse el taller realizado en Santa Catalina en 1990, cuyos resultados se encuentran resumidos en Liu *et al.*, (1991). La principal conclusión de esta reunión fue que el *runup* de una onda no rota podía ser calculado numérica y analíticamente, y que el Modelo No Lineal de Aguas Someras (NLSW, por sus siglas en inglés) es el apropiado para aplicaciones de interés geofísico. Posteriormente, en 1995, se realizó una reunión en Friday Harbor (Washington), la cual estuvo centrada en la validación de los modelos utilizados para predecir el *runup* y la inundación. Como principal resultado de esta reunión se obtuvo que únicamente los modelos TUNAM12, COMCOT y VTCS-3 (más tarde conocido como MOST) fueron capaces de simular el *runup* y la inundación en los casos de prueba 2D.

La última reunión para validación de códigos tuvo lugar en la Isla de Catalina en 2004. En ella se apreció un gran avance en el desarrollo de códigos capaces de simular el *runup* e inundación de tsunami. La novedad estuvo en que se incluyeron dos problemas con deslizamientos submarinos, uno analítico y un problema con datos de laboratorio. La mayoría de modelos fueron capaces de resolver el problema analítico de deslizamiento con diversos grados de éxito. Sin embargo, únicamente un código con cierto grado de complejidad basado en la técnica “*Large Eddy Simulation*” (LES, por sus siglas en inglés) para resolver la disipación turbulenta, y el Método de Volumen de Fluido (VOF, por sus siglas en inglés) para representar la superficie libre desarrollado por Liu *et al.*, (2005), fue capaz de simularlo correctamente. No obstante, se hizo evidente que aún persisten limitaciones en la simulación del *runup* de ondas rotas.

Los productos científicos basados en el modelado numérico de tsunami, incluyendo máxima inundación y máxima velocidad de las corrientes, entre otros, proporcionan una información básica sobre la evaluación de la peligrosidad en sitios específicos, debido a potenciales eventos de tsunami. Buena parte de los productos y de las actividades para la gestión de la emergencia, incluyendo los mapas de inundación y evacuación, así como folletos, reuniones con las comunidades potencialmente en riesgo, talleres y otra clase de esfuerzos educacionales, son entonces desarrollados con productos derivados del modelado numérico, datos históricos y otros tipos de información.

Debido a que en la fuente de generación los tsunami comienzan como ondas largas, han sido históricamente modelados empleando las Ecuaciones de Aguas Someras, tanto en su forma lineal (LSW) como no lineal (NLSW). Las NLSW han sido ampliamente utilizadas para modelar la propagación y el *runup* de las ondas largas. Si la disipación de energía asociada con el proceso de rotura de la onda también se ha tenido en cuenta en el modelo numérico, entonces es posible simular el *runup* de ondas rotas.

Los métodos de diferencias finitas han sido utilizados con éxito para resolver las ecuaciones de aguas someras. Este método utiliza mallas independientes en espacio y tiempo, donde las variables no conocidas son calculadas en cada nodo de la malla. Actualmente, modelos como COMCOT, TUNAMI2 y MOST se basan en este método numérico, con la capacidad de resolver el dominio computacional en mallas embebidas. Son los modelos, como ha sido establecido anteriormente, que actualmente son utilizados como herramienta en la evaluación de la amenaza por tsunami en las zonas costeras de Estados Unidos, dentro del programa NTHMP y también en otros países expuestos a la amenaza.

Los modelos que utilizan las ecuaciones no lineales de aguas someras, aunque tienen limitaciones para proporcionar variaciones de la velocidad en la columna de agua y omiten los efectos de la dispersión frecuencial, parecen tener la habilidad para modelar aspectos del proceso de rotura de las ondas y su correspondiente *runup*. Lo anterior fue resumido por Titov & Synolakis (1995) como: “Esto parece ser una manifestación más, de la bien documentada, pero inexplicable capacidad de las ecuaciones de aguas someras para proporcionar buenos resultados cualitativos del *runup*, aún en la escala de parámetros donde las asunciones esenciales de las ecuaciones de gobierno son violadas”.

Los modelos del tipo Boussinesq también han sido ampliamente usados para simular la rotura y *runup* de las ondas. Ellos pueden representar los efectos no lineales y dispersivos, teóricamente, en cualquier grado de exactitud y pueden describir la mayoría de los fenómenos asociados a las ondas. No obstante, un término de rotura especial, que no proviene de la derivación original de las ecuaciones, tiene que ser incluido en la ecuación de conservación de cantidad de movimiento para modelar la disipación asociada con la rotura de la onda. Este término requiere incorporar unos coeficientes que necesitan ser calibrados mediante datos experimentales o de campo (Zelt & Raichlen, 1990; Zelt, 1991; Madsen

et al., 1997a, 1997b; Kennedy *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2000; Lynett *et al.*, 2002). Este inconveniente limita la aplicación de modelos Boussinesq. En general, los modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq tienen la gran desventaja de que requieren una gran resolución espacial y temporal, por lo que consumen mucho tiempo de cómputo en sus cálculos.

Cuando se están tratando con discontinuidades del flujo, como el proceso de rotura de las ondas, la conservación de las propiedades del flujo llega a ser un inconveniente para los modelos basados en la forma diferencial no conservativa de las ecuaciones no lineales de aguas someras. Los métodos de volúmenes finitos del tipo Godunov tienen la ventaja de resolver la forma integral de las ecuaciones no lineales de aguas someras como un esquema completamente conservativo. La principal ventaja de los métodos desarrollados y aplicados, basados en este método, es el tratamiento que realizan a las ondas de tsunami cuando se encuentran en aguas someras, sobre todo cuando se presenta rotura de la onda y la formación de bores turbulentos. Las soluciones estándar en diferencias finitas de las ecuaciones de aguas someras pueden ser problemáticas en esta situación, conllevando a resultados numéricos espurios (George, 2006).

La forma no conservativa de las ecuaciones de aguas someras no es válida cerca de ondas de choque, LeVeque (1990, 1997). La definición de ondas de choque se hace desde dos puntos de vista: como una solución matemática discontinua a las ecuaciones de aguas someras y como un bore turbulento. Entonces, las soluciones de onda de choque a las ecuaciones de aguas someras, resolviendo su forma conservativa con métodos del tipo Godunov, representan muy bien los bores turbulentos, tomando en cuenta las características macroscópicas de los bores, tales como el instante en que se forman, su velocidad de propagación y cómo afectan la inundación.

Una ventaja adicional de utilizar los métodos de volúmenes finitos para la forma integral de las ecuaciones de aguas someras es que la validez de las asunciones se mantiene en las regiones alrede-

dor de las interfaces seco-mojado. Esto evita la realización de discretizaciones y/o especial tratamiento para modelar la posición de la línea de costa. Es decir, se puede modelar de forma exacta la inundación, simplemente resolviendo el problema de Riemann entre las celdas secas y mojadas, usando la misma técnica numérica empleada en el resto del dominio de cálculo (George, 2006).

Con el fin de ilustrar las bondades de los métodos basados en volúmenes finitos, a continuación se presenta los resultados de comparar los métodos en diferencias finitas y los métodos en volúmenes finitos, incorporados en modelo C3 (Olabarrieta *et al.*, 2010), simulando un caso de prueba analítico clásico. Este caso consiste en una pendiente de playa uniforme y sin variaciones laterales, es básicamente un problema 2-D en el plano vertical. La técnica del problema del valor inicial (IVP) introducida por Carrier *et al.*, (2003) es utilizada para encontrar la solución analítica al problema. La pendiente de la playa ha sido establecida en 1/10 y la elevación inicial de la superficie libre es definida *a priori*.

Este caso consiste en comparar la elevación de la superficie libre y la velocidad calculada por el modelo numérico en los instantes $t=160$ s, 175 s y 220 s, con la calculada mediante la técnica IVP, antes mencionada. Asimismo, se requiere calcular la variación temporal de la posición de la línea de costa.

La Figura 1.5 muestra la comparación entre la solución analítica y la calculada por el modelo para la superficie libre en $t=160$ s, 175 s y 220 s, mediante los módulos de diferencias finitas y volúmenes finitos del modelo C3. En la Figura 1.6 se presenta la variación temporal de la línea de costa.

De forma general, los resultados numéricos muestran una buena concordancia con la solución analítica, siendo la forma en volúmenes finitos la que mejor representa los resultados analíticos. La discrepancia entre la solución analítica y la solución calculada en diferencias finitas se debe a que en esta situación, el modelo simula la propagación de la onda con una celeridad ligeramente mayor.

La relación de la evolución temporal de la posición de la línea de costa muestra, también este desfase en tiempo Figura 1.5 Con el módulo en volúmenes finitos del modelo C3, el error en la estimación del máximo *runup* es de 9%, mientras que con el módulo de diferencias finitas este error se incrementa hasta un 34%.

Este capítulo presenta de manera general la investigación de la amenaza por tsunami que se desarrolla a nivel mundial, haciendo evidentes productos que se generan del estudio de la amenaza, como los mapas de inundación que conllevan a realizar una evaluación de la peligrosidad de los tsunamis en las zonas costeras y, con esto desarrollar planes de mitigación y respuesta que permitan una correcta gestión del riesgo.

Los capítulos 2, 3 y 4 hacen referencia al conocimiento de la amenaza, a partir de los aspectos sismotectónicos que generan tsunamis, modelación numérica como herramienta de conocimiento presentando un caso particular de estudio y panorama general de la investigación de la amenaza por tsunami en el litoral Pacífico colombiano, respectivamente. La gestión del riesgo por tsunami se presenta en los capítulos 5 y 6. Las actividades en un contexto general a nivel país se presentan en el capítulo 5, para finalmente cerrar en el capítulo 6 con los aportes de la Autoridad Marítima Nacional (DIMAR) en la gestión del riesgo por Tsunami en Colombia.

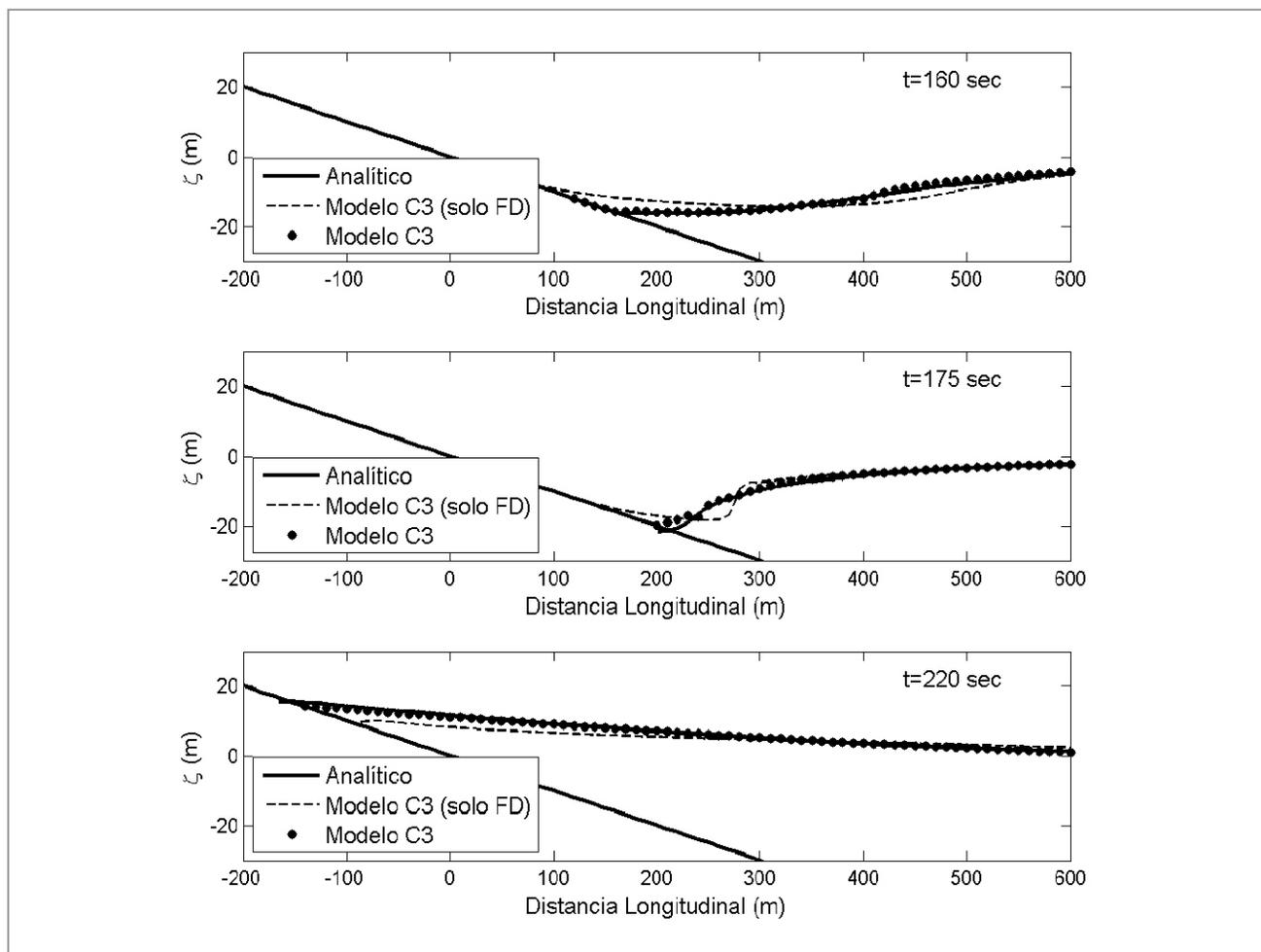


Figura 1.5 Perfil de la superficie libre en diferentes instantes de tiempo para el *runup* de un tsunami en una playa plana. Comparación entre las soluciones analíticas (Carrier *et al.*, 2003) y numéricas arrojadas por el modelo C3. Los resultados numéricos consideran dos situaciones: los obtenidos únicamente con el módulo en diferencias finitas y los obtenidos con volúmenes finitos (FV).

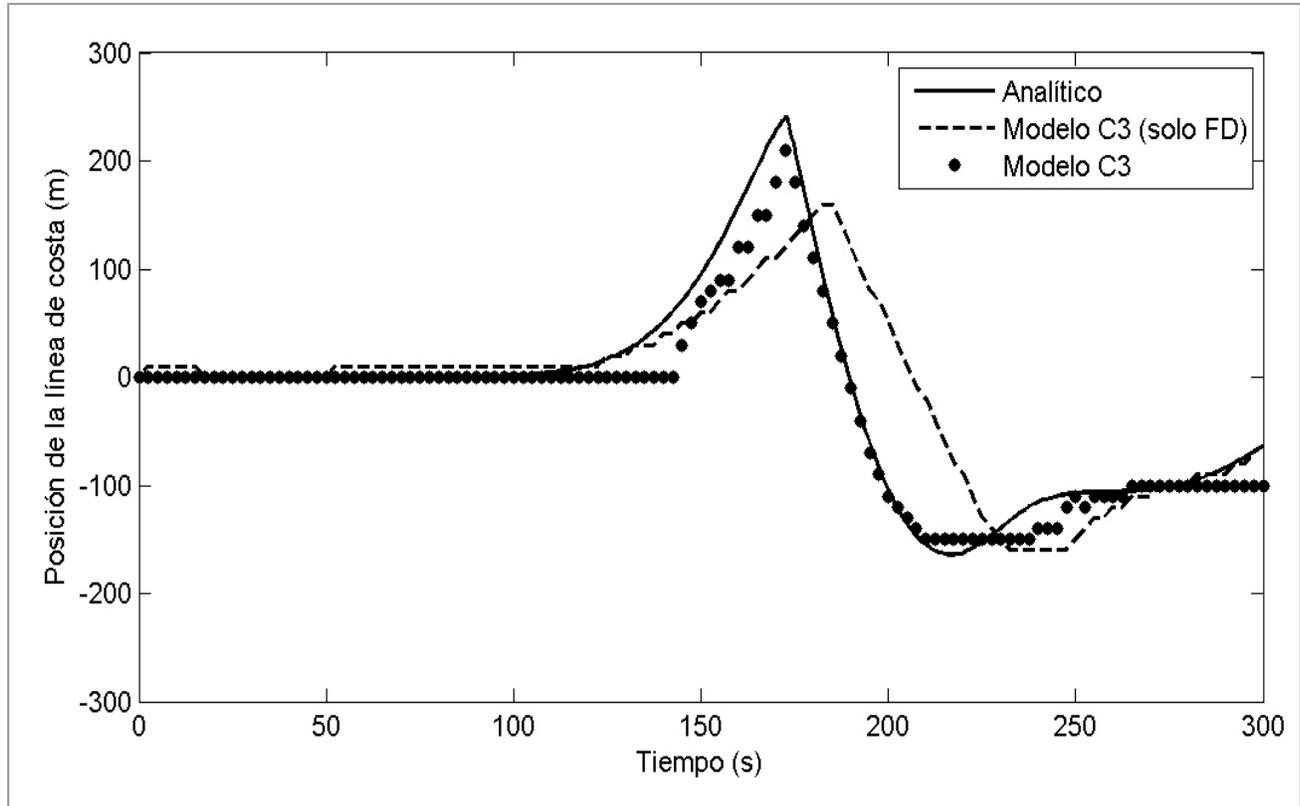


Figura 1.6 Evolución temporal de la línea de costa para el *runup* de un tsunami en una playa plana. Comparación entre las soluciones analíticas (Carrier *et al.*, 2003) y numéricas arrojadas por el modelo C3. Los resultados numéricos consideran dos situaciones: los obtenidos únicamente con el módulo en diferencias finitas, y los obtenidos con volúmenes finitos (FV).

1.4 Referencias bibliográficas

Annaka, T., Satake, K., Sakakiyama, T., Yanagisawa, K. and Shut, N. 2007. Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese coasts. *Pure and Applied Geophysics*, 164(2-3): 577-592.

Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M. and Victor, L.M. 1998. Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2): 159-174.

Bernard, E.N. 2005. The US National Tsunami Hazard Mitigation Program: A successful State-Federal partnership. *Natural Hazards*, 35(1): 5-24.

Bernard, E.N., Mofjeld, H.O., Titov, V., Synolakis, C.E. and Gonzalez, F.I. 2006. Tsunami: scientific frontiers mitigation, forecasting and policy implications. *Philosophical Transactions of the Royal*

Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences, 364(1845): 1989-2006.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. and Kauffman, E.G. 1988. A tsunami deposit at the cretaceous-tertiary boundary in Texas. *Science*, 241(4865): 567-570.

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.

Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B. and Chawla, A. 2000. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. II: 2D. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 126(1): 48-56.

Cramer, C.H., Petersen, M.D. and Reichle, M.S. 1996. A Monte Carlo approach in estimating uncertainty for a seismic hazard assessment of Los

Angeles, Ventura, and Orange Counties, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(6): 1681-1691.

Ebel, J.E. & Kafka, A.L. 1999. A Monte Carlo approach to seismic hazard analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(4): 854-866.

Fryer, G.J., Watts, P. and Pratson, L.F. 2004. Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc. Marine Geology, 203(3-4): 201-218.

Geist, E.L. & Bilek, S.L. 2001. Effect of depth-dependent shear modulus on tsunami generation along subduction zones. Geophysical Research Letters, 28(7): 1315-1318.

Geist, E.L. & Parsons, T. 2006. Probabilistic analysis of tsunami hazards. Natural Hazards, 37(3): 277-314.

George, D.L. 2006. Finite volume methods and adaptive refinement for tsunami propagation and inundation. PhD thesis, University of Washington.

Gonzalez, F. I., Titov, V. V., Mofjeld, H. O., Venturato, A. J., and Newman, J. C., 2001. The NTHMP Inundation Mapping Program. In: Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001 (ITS 2001) (on CD-ROM), NTHMP Review Session, R-2, Seattle, WA, 7-10 August 2001, pp. 29-54. <http://www.pmel.noaa.gov/its2001/>.

Gonzalez, F.I. *et al.*, 2005. Progress in NTHMP Hazard Assessment. Natural Hazards, 35(1): 89-110.

Gonzalez, M., Medina, R., Olabarrieta, M. and Otero, L. 2010. Tsunami Hazard Assessment on the Southern Coast of Spain. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 19, pp. 351- 366

Harig, S., Chaeroni, C., Behrens, J. and Schroeter, J. 2007. Tsunami Simulations with unstructured grids (TsunAWI) and a comparison to simulations with nested grids (TUNAMI-N3). 6th International Workshop on Unstructured Mesh Numerical Modelling of Coastal, Shelf and Ocean Flows. Imperial College, London, 19-21.

Harmsen, S. & Frankel, A. 2001. Geographic deaggregation of seismic hazard in the United States. Bulletin of the Seismological Society of America, 91(1): 13-26.

Imamura, F. 1996. Review of tsunami simulation with a finite difference method. Long Wave Runup Models, World Scientific Publishing Co, 25-42.

Imamura, F., Shuto, N. and Goto, C. 1988. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis. Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, Japan, 265-272.

Kagan, Y.Y. 2002. Seismic moment distribution revisited: II. Moment conservation principle. Geophysical Journal International, 149(3): 731-754.

Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T. and Dalrymple, R.A. 2000. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, end runup. I: 1D. Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce, 126(1): 39-47.

Kowalik, Z., & Murty, T.S. 1993. Numerical simulation of two-dimensional tsunami runup. Marine Geodesy, 16: 87-100.

Lagos, M. y Gutiérrez, D. 2005. Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del Centro-Sur de Chile. Revista de Geografía Norte Grande, 33: 5-18.

LeVeque, R. J. 1990. Numerical Methods For Conservation Laws. Birkhäuser-Verlag.

LeVeque, R.J. 1997. Wave propagation algorithms for multidimensional hyperbolic systems. Journal of Computational Physics, 131(2): 327-353.

Liu, P.L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S.B., and Seo, S.N. 1994. Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. Recent Developments in Tsunami Research, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 99-115.

Liu, P.L.F., Synolakis, C.E. and Yeh, H.H. 1991. Report on the international workshop on long-wave run-up. Journal of Fluid Mechanics, 229: 675-&

Liu, P.L.F., Wu, T.R., Raichlen, F., Synolakis, C.E. and Borrero, J.C., 2005. Runup and rundown generated by three-dimensional sliding masses. Journal of Fluid Mechanics, 536: 107-144.

Lynett, P.J., Wu, T.R. and Liu, P.L.F. 2002. Modeling wave runup with depth-integrated equations. Coastal Engineering, 46(2): 89-107.

- Madsen, P.A., Sorensen, O.R. and Schaffer, H.A. 1997a.** Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves. *Coastal Engineering*, 32(4): 255-287.
- Madsen, P.A., Sorensen, O.R. and Schaffer, H.A. 1997b.** Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part II: Surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves. *Coastal Engineering*, 32(4): 289-319.
- Milutinovic, Z. & Petrovsky, J. 1985.** Earthquake vulnerability and loss assessment for physical and urban planning. *Proceedings of the International Conference on Reconstruction, Restoration and Urban Planning of Towns and Regions in Seismic Prone Areas*, IZIS. Skopje, Yugoslavia.
- Mimura, N., K. Yasuhara, S. Kawagoe, H. Yokoki and S. Kazama. 2011.** "Damage from the Great East Japan Earthquake and Tsunami-A quick report," *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, pp. 1-16.
- Olabarrieta M., Medina R., González M., and Otero L. 2010.** C3: a finite volume-finite difference hybrid model for tsunami propagation and run-up. *Computers and Geosciences*, Volume 37, Issue 8, p. 1003-1014.
- Otero, L. J. y González, E. M. 2004.** Regeneración de la Isla Barrera el Guano como un elemento protector de Tumaco frente a la acción de tsunamis, evaluación preliminar. XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Sao Pedro (Brasil).
- Priest, G. R., Myers, E., Baptista, A., Fleuck, P., Wang, K., Kamphaus, R. A. and Peterson, C.D. 1991.** Cascadia Subduction Zone Tsunamis: Hazard Mapping at Yaquina Bay, Oregon. Final Technical Report to the National Earthquake Hazard Reduction Program, DOGAMI Open File Report O-97-34, 143 pp.
- Rikitake, T. & Aida, I. 1988.** Tsunami hazard probability in Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3): 1268-1278.
- Savage, J.C. 1992.** The uncertainty in earthquake conditional probabilities. *Geophysical Research Letters*, 19(7): 709-712.
- Shuto, N. y Matsutomi, H. 1995.** Field survey of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 144(3-4): 649-663.
- Simkin, T. & Fiske, R.S. 2003.** Krakatoa - The day the world exploded: August 27, 1883. *Science*, 301(5629): 50-51.
- Spence, R.J.S., Coburn, A.W., Pomonis, A. and Sakai, S. 1992.** Correlation of ground motion with building damage - the definition of a new damage-based seismic intensity scale. *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, Vols 1-10: 551-556.
- Suppasri, A., Shuto, S., Imamura, F., Koshimura, S., Mas, E. and Yalciner, A. C. 2012.** Lessons learned from the 2011 Great East Japan tsunami: Performance of tsunami countermeasures, coastal buildings and tsunami evacuation in Japan, *Pure and Applied Geophysics*. In press. Online publication date: 7-Jul-2012.
- Synolakis, C.E. & Bernard, E.N. 2006.** Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364(1845): 2231-2265.
- Synolakis, C.E. et al. 2002.** The slump origin of the 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Proceedings of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 458(2020): 763-789.
- Tinti S., & Armigliato A. 2001.** Impact of large tsunamis in the Messina Straits, Italy: the case of the 28 December 1908 tsunami. G.T. Hebenstreit (ed), *Tsunami Research at the End of a Critical Decade*, lower Academic Publishers, 139-162.
- Tinti, S. & Armigliato, A. 2003.** The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199(3-4): 221-243.
- Titov, V. V., Gonzalez, F. I., Mofjeld, H. O. and Venturato, A. J. 2003.** NOAA TIME Seattle Tsunami Mapping Project: Procedures, data sources, and products. Technical Report NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-124, Seattle, WA.

Titov, V.V. & Synolakis, C.E. 1995. Modeling of breaking and nonbreaking long-wave evolution and runup using VTCS-2. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 121(6): 308-316.

Titov, V.V. & Synolakis, C.E. 1997. Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami. *Geophysical Research Letters*, 24(11): 1315-1318.

Varnes, D. J. 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards*. Nº 3. UNESCO, Paris. 63 pp.

Ward, S.N. 2001. A multidisciplinary approach to seismic hazard in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5): 1293-1309.

Zelt, J.A. & Raichlen, F. 1990. A lagrangian model for wave-induced harbor oscillations. *Journal of Fluid Mechanics*, 213: 203-225.

Zelt, J.A. 1991. The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves. *Coastal Engineering*, 15(3): 205-246.



Cantera Las Terrazas, salida sur de Pasto. (Foto: Bernardo Pulgarín).

Raigoza Arango, J y Bolaños Cifuentes, R.E. 2013. Aspectos Sismo-Tectónicos. Pp. 31-50. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN: 958-33-5689-1

Los tsunamis pueden ser originados por deslizamientos, impactos de meteoritos, erupciones volcánicas o sismos de origen tectónico, aunque estos dos últimos son los principales fenómenos naturales que han producido eventos de este tipo en el pasado. Un ejemplo de tsunami originado por deslizamiento es el ocurrido en el monte Unzen, Japón en 1792, este evento es el desastre de origen volcánico más grande del Japón. Un deslizamiento en el monte Mayuyama destruyó la ciudad de Shimabara, el material generado entró en el mar generando un tsunami que afectó las costas cercanas. Esta tragedia ocasionó la muerte de aproximadamente 15.000 personas.

Aunque en tiempos históricos no se tiene ejemplos de los efectos producidos por impactos de meteoritos, el registro geológico presenta algunos indicios de las consecuencias de estos fenómenos, uno pudo producirse hace 65 millones de años, cuando un meteorito impactó sobre la Península del Yucatán (México), y pudo ser la causa de una de las grandes extinciones que han ocurrido. Crawford and Mader (1998) modelaron la generación y propagación de un tsunami en las costas de Chile que pudo haber generado el asteroide Eltanin, cerca de 2.16 millones de años atrás, encontrando ondas con periodos de 1000 a 2000 s y amplitud máxima en aguas cerca a las costas de Chile de 80 a 40 m en Nueva Zelanda, 28 m en Hawaii y 8 m en Japón, lo que da idea de lo devastadores que pueden ser este tipo de fenómenos.

Alrededor del 5% de los tsunamis registrados han sido ocasionados por procesos relacionados con actividad volcánica. Aunque la altura de las olas generadas por sismos y por actividad volcánica puede ser comparable, los mecanismos generadores difieren considerablemente. Eventos de origen volcánico pueden ser producidos por fenómenos como erupciones de volcanes submarinos, flujos piroclásticos que se desplazan por el agua, colapsos de caldera, avalanchas de escombros, deslizamientos, lahares, explosiones freatomagmáticas, acoplamiento entre el agua y ondas turbulentas originadas en erupciones explosivas, y colapsos de bloques de lava en erupciones efusivas (Beget, 2000); todos estos fenómenos usualmente están

restringidos a profundidades superficiales en un área pequeña, y el mecanismo de generación puede ser considerado como una fuente puntual (Kienle *et al*, 1987).

Un caso muy conocido de tsunami generado por actividad volcánica es la explosión del volcán Krakatoa en 1883. Es el tsunami de origen volcánico más devastador de los últimos tiempos, varios mecanismos estuvieron involucrados en el proceso, tales como explosiones magmáticas y freatomagmáticas que destruyeron parte del edificio volcánico y produjeron ondas audibles a miles de kilómetros de distancia y avalanchas de escombros producidas durante el colapso de la caldera, entre otros, las cuales generaron olas cercanas a los 40 m de altura que destruyeron más de 250 poblaciones en Java y Sumatra, donde murieron alrededor de 36.000 personas

En el año 1650 A.C. (+/- 50 años) se produjo la explosión de la isla volcánica de Santorini. Una serie de grandes erupciones freatomagmáticas que culminaron con una erupción pliniana y el colapso final de la caldera del Santorini, el cual se atribuye a un gran sismo cerca a la isla de Santorini, asociado a una falla normal de dirección NE-SW (a la cual también se le atribuyen eventos de tsunami en 1650, 1672 y 1956), generaron el tsunami más grande. Se estima que la altura de las olas alcanzó entre 40 a 50 m en la isla de Anaphi, la más cercana al origen, destruyó la ciudad de Teras (Creta), principal puerto comercial de los minoicos. Se cree que sus dramáticas consecuencias fueron el origen del mito de la Atlántida, del éxodo del pueblo Israel descrito por la Biblia y el ocaso de la civilización Minoica.

2.1 Sismos históricos tsunamigénicos

Alrededor del 80% de los tsunamis de los que se tiene registro han sido originados por sismos tectónicos localizados debajo del fondo marino; de estos, alrededor del 70% se han originado en la cuenca del Pacífico. Algunos de los eventos reportados durante el último se presentan en orden cronológico:

- **Enero 31 de 1906:** un sismo de magnitud 8.8 en la costa norte ecuatoriana generó un tsunami que afectó la costa Pacífica de Ecuador y Colombia, donde murieron 500 y 1500 personas, respectivamente. Se reportaron alturas de olas de 5 m en Tumaco y 1 m en Guapi. La ola se desplazó por todo el Pacífico y llegó a Hilo, Hawaii, alrededor de 12.5 horas después.

- **Diciembre 28 de 1908:** se produjo un terrible terremoto de magnitud 7.1 en Sicilia, ocasionando un maremoto que arrasó completamente la ciudad de Messina en Sicilia, la mayor altura de ola fue de 13 m en Pellaro, Italia. Se calcula que murieron cerca de 70000 personas, de los 150000 habitantes con que contaba la ciudad.

- **Noviembre 11 de 1922:** un terremoto de magnitud 8.3 en el sur de la provincia de Atacama, Chile, generó grandes daños a nivel local, la máxima altura de olas fue de 9 m en Chanaral, Chile. El tsunami alcanzó a Hilo, Hawaii en 14.5 horas, donde se registraron alturas de 2.1 m y las costas de Japón, donde se observaron olas de 0.3 m de altura.

- **Noviembre 4 de 1952:** ocurrió un sismo en Kamchatka, Rusia, la magnitud del sismo se ha calculado varias veces siendo la mejor determinación la de magnitud 9.0. Este sismo ocasionó daños graves localmente, sin pérdidas de vidas humanas y generando un tsunami con una altura de ola de 18 m en Paramushir, Kurilskiye, Rusia; también afectó las costas de la isla Kauai, Hawaii, donde se presentaron alturas de ola de 10.40 m.

- **Septiembre 3 de 1957:** un sismo en las islas Andreanof, Alaska de magnitud 8.6. Este terremoto dejó una grieta de 4.5 m en una carretera de la isla de Adak; provocó la erupción del volcán Vsevidof, después de 200 años de inactividad; generó un tsunami que llegó a la costa de Scotch Cap, Alaska, con una altura de 15 m, y causó grandes daños en Hawaii. Afortunadamente, no hubo víctimas ni por el sismo ni por el tsunami. Hasta la fecha, es el cuarto sismo más grande registrado en Estados Unidos

- **Julio 7 de 1958:** un sismo de magnitud 8.3 a lo largo de la falla Fairweather y localizado en la bahía Lituya, golpeó el sudeste de Alaska. Este evento generó una ola que alcanzó una altura máxima 525 m

dentro de la bahía. Se ha propuesto la combinación de varios fenómenos para explicar la altura extrema de esta ola, tales como movimientos asociados con el mismo terremoto, el colapso de un frente glaciar y caída de rocas, como los principales, aunque no hay pruebas concluyentes sobre esto. Este es un ejemplo claro de las consecuencias y fenómenos asociados a actividad sísmica, que pueden generar olas con alturas anómalas

- **Mayo 22 de 1960:** ocurrió el sismo más grande del siglo XX, con una magnitud de 9.5, se localizó cerca a Valdivia, Chile, donde generó olas de 10 m de altura, el tsunami causó además grandes daños a lo largo de la costa de Chile, su altura máxima de 25 m se presentó en la isla Mocha, destruyó completamente Puerto Saavedra por olas que alcanzaron alturas de 11.5 m e inundó 3 km adentro de la costa; en Hilo la altura de la ola alcanzó 10.7 m; el tsunami llegó a Japón un día después con una altura máxima de 6.4 m en Miyagi. En el extremo sur de la península de Arauco a Quellón en la isla de Chiloé de la costa chilena se produjo un hundimiento de 1 a 1.5 m; mientras que en la isla Guafo se presentó una elevación de 3 m. La zona de ruptura se estima en unos 1000 km de largo, desde Lebu a Puerto Aisen. A este sismo se asocia también la erupción, el 24 de mayo, del volcán Puyehue, generando una columna de ceniza y vapor de 6.000 m de altura.

- **Marzo 28 de 1964:** un sismo de magnitud 9.2 en Prince William Sound (en español estrecho o bahía del Príncipe Guillermo), Alaska, causó desplazamiento vertical en una superficie de unos 520000 km², estos desplazamientos oscilaron entre 11.5 m de levantamiento hasta 2.3 m de hundimiento en relación con el nivel del mar. El consiguiente tsunami con olas de 6 m acabó con la vida de 11 personas en Crescent City (California). Este sismo generó un tsunami que devastó muchas ciudades a lo largo del Golfo de Alaska, dejó daños graves en Alberní y Port Alberní, Canadá, a lo largo de la costa oeste de los Estados Unidos y Hawaii. La máxima altura de ola registrada fue de 67 m en la Ensenada de Valdez. En Colombia se registraron alturas de 0.2 m en Bahía Solano y 0.1 m en Tumaco.

- **Febrero 4 de 1965:** se presentó un sismo en Rat Islands, Alaska de magnitud 8.7, que generó un tsunami de 10.7 m de altura en la isla Shemya y que inundó la isla de Amchitka.

- **Diciembre 12 de 1979:** un sismo de 7.9° Richter en la costa del Pacífico, a 80 km al occidente de la población de Tumaco, Nariño, generó un tsunami que destruyó varias poblaciones en el departamento de Nariño; la población más afectada fue San Juan de la Costa, donde se reportaron alturas de ola de alrededor de 6 m, 3 m en Tumaco y 2 m en Guapi y El Charco

- **Septiembre Primero de 1992:** ocurrió un sismo de magnitud 7.6 en Nicaragua, es el primer sismo tsunamigénico del cual se tiene registro en estaciones de banda ancha. Fue un sismo lento de cabalgamiento originado en la zona de subducción entre la placa de Cocos y la placa Norteamericana. Su eficiencia para generar este tsunami se pudo deber a la subducción de sedimentos, en la cual la interface de las placas se llena con los mismos. De esta manera, el movimiento se puede extender hasta la superficie a través de un material intraplaca relativamente débil (Kanamori y Kikuchi, 1993). La altura de las olas alcanzó hasta 9.90 m en Tránsito, Nicaragua, llegando a las islas de Galápagos y Baltra, Ecuador con una altura de 0.55 m.

- **Diciembre 26 de 2004:** tras un terremoto de 9.1 Mw, con epicentro 120 km al oeste de la isla indonesia de Sumatra, a una profundidad de 30 km bajo el nivel del mar, se produjo uno de los tsunamis más devastadores de la historia. Se estima en alrededor de 230000 el número de víctimas entre muertos y desaparecidos. Los países más afectados fueron Indonesia, Sri Lanka, India y Tailandia, y sus efectos se sintieron incluso en Somalia, en el Este de África, a 4100 km al oeste del epicentro. Tuvo una intensidad de IX en Banda Aceh, localizada a 250 km de epicentro. Se registraron alturas máximas de olas de más de 50 m en el extremo noroccidental de la isla de Sumatra, a unos 250 km del epicentro, de 20 m en Tahilandia, 11 m en Sri Lanka, 10 m en India y Somalia.

- **Febrero 27 de 2010:** un sismo de magnitud 8.8 fuera de la costa de Bio-Bio Chile dio origen a un tsunami que alcanzó su máxima altura de 29 m en Constitución; en Kahului, Hawaii la ola tuvo una altura de 0.98 m. El terremoto se generó en la zona de subducción entre las placas de Nazca y Suramericana, las cuales convergen a una tasa de 7 m por siglo. La ruptura de la falla superó los 100 km de ancho y se extendió casi 500 km paralela a la costa

- **Marzo 11 de 2011:** se presentó un sismo cerca de la costa oriental de Honshu, Japón con una magnitud Mw de 9.0. La mayoría de las víctimas y los daños se produjeron en Iwate, Miyagi y Fukushima a partir de un tsunami en todo el Pacífico, con una altura máxima de 37.88 m en Miyako. El suministro de electricidad, gas, agua, telecomunicaciones y servicio ferroviario se vio interrumpido y varios reactores gravemente dañados en una planta de energía nuclear cerca de Okuma. El sismo fue el resultado de fallas de cabalgamiento en o cerca del límite de subducción entre la placa Pacífica y la placa Norteamericana, donde la primera se mueve hacia el oeste con respecto a la segunda, a una velocidad de aproximadamente 8.3 m cada siglo y comienza su descenso hacia el oeste por debajo de Japón en la Fosa de Japón. El modelo de la ruptura de este terremoto indica que se presentaron desplazamientos máximos de 30 a 40 m cerca de la zona hipocentral y se deslizó sobre un área de aproximadamente 300 km de largo por 150 km de ancho. Datos de GPS proporcionados por el grupo ARIA del JPL y Caltech indican desplazamientos horizontales de más de 4 m cerca a las costas de Miyagi.

2.2 Estructura de la tierra y placas tectónicas

Hace alrededor 5000 millones de años una masa concentrada de materia del espacio, bajo efectos de la temperatura y la gravedad formó la Tierra, y por el estudio de ondas sísmicas se sabe que está conformada por cuatro partes principales: (i) núcleo, interior que se considera sólido y está compuesto por un alto porcentaje de hierro (Fe), con un radio de 1216 km; (ii) el núcleo exterior,

líquido y muy viscoso y mide 2255 km, el manto, que contiene aproximadamente el 80% del volumen del planeta, su temperatura varía desde los 1000 °C cerca al límite con la corteza hasta los 4000 °C en el límite con el núcleo externo, sus propiedades difieren sustancialmente de las de la corteza debido a sus diferencias en composición, temperatura y presión, se extiende desde aproximadamente 30 km de profundidad (8 a 10 km en las zonas oceánicas) hasta los 2900 km de profundidad y está compuesto por Hierro (Fe), Magnesio (Mg), Aluminio (Al), Silicio (Si) y Oxígeno (O) (Figura 2.1). El manto puede dividirse en tres capas diferentes, identificables por discontinuidades en las velocidades en las ondas sísmicas: el manto superior ubicado entre la discontinuidad de Moho (límite entre la corteza y el manto) y los 400 km, en esta zona, las velocidades de las ondas P son de alrededor de 8 km/s; zona de transición entre los 400 km y 670 km; manto inferior, entre 670 km y 2900 km. Finalmente, la corteza que es la parte superior de la Tierra, se divide en corteza oceánica y corteza continental

con un espesor máximo de 100 km. La litosfera es la capa superficial de la Tierra que se caracteriza por su rigidez, está conformada por la corteza y la parte más externa del manto, debajo de ésta se encuentra la astenósfera; capa del manto superior ubicada entre los 250 y 670 km compuesta por silicatos, muy viscosa, está involucrada directamente en los movimientos relacionados con la tectónica de placas.

De acuerdo a la teoría de tectónica de placas, la cual está construida sobre el concepto de deriva continental, la litosfera, la capa rígida que cubre la Tierra, no es continua sino que está dividida y conformada por un mosaico de segmentos irregulares llamados placas tectónicas, estos segmentos de litosfera varían en tamaño, forma y composición. Las placas oceánicas son mucho más delgadas y más densas que las placas continentales. Existen nueve placas mayores: la Pacífica, la Norteamericana, la Sudamericana, la Euroasiática, la Africana, la Australiana, la de India, la de Nazca y la Antártica y muchas placas pequeñas. La placa Pacífica es

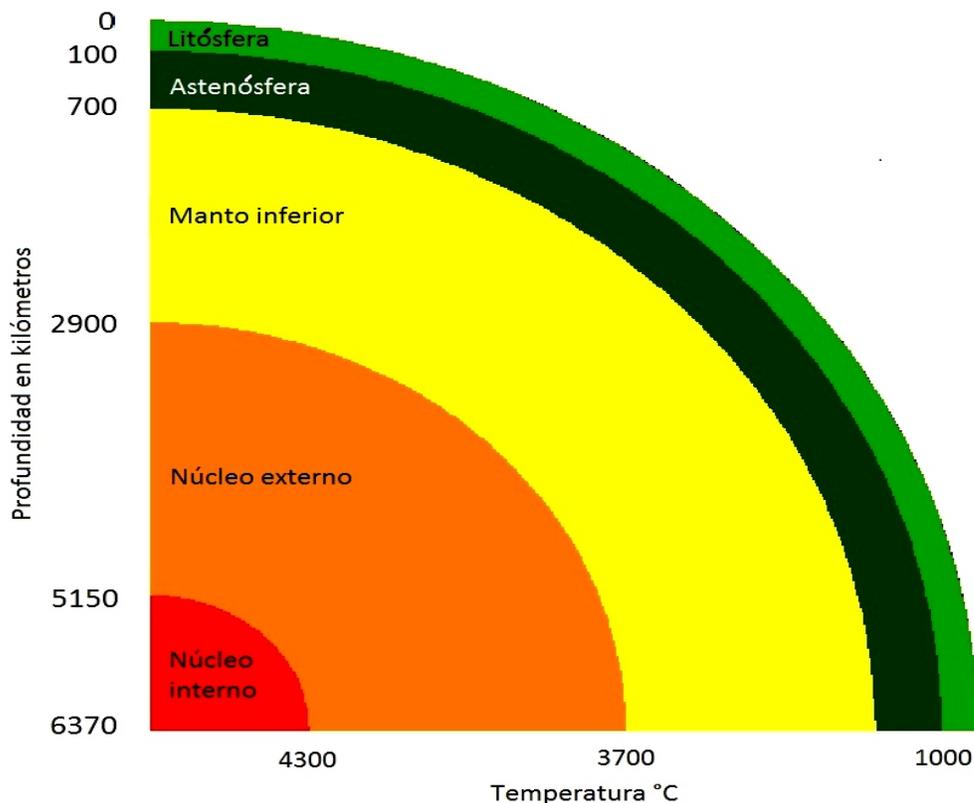


Figura 2.1 Estructura interna de la Tierra.

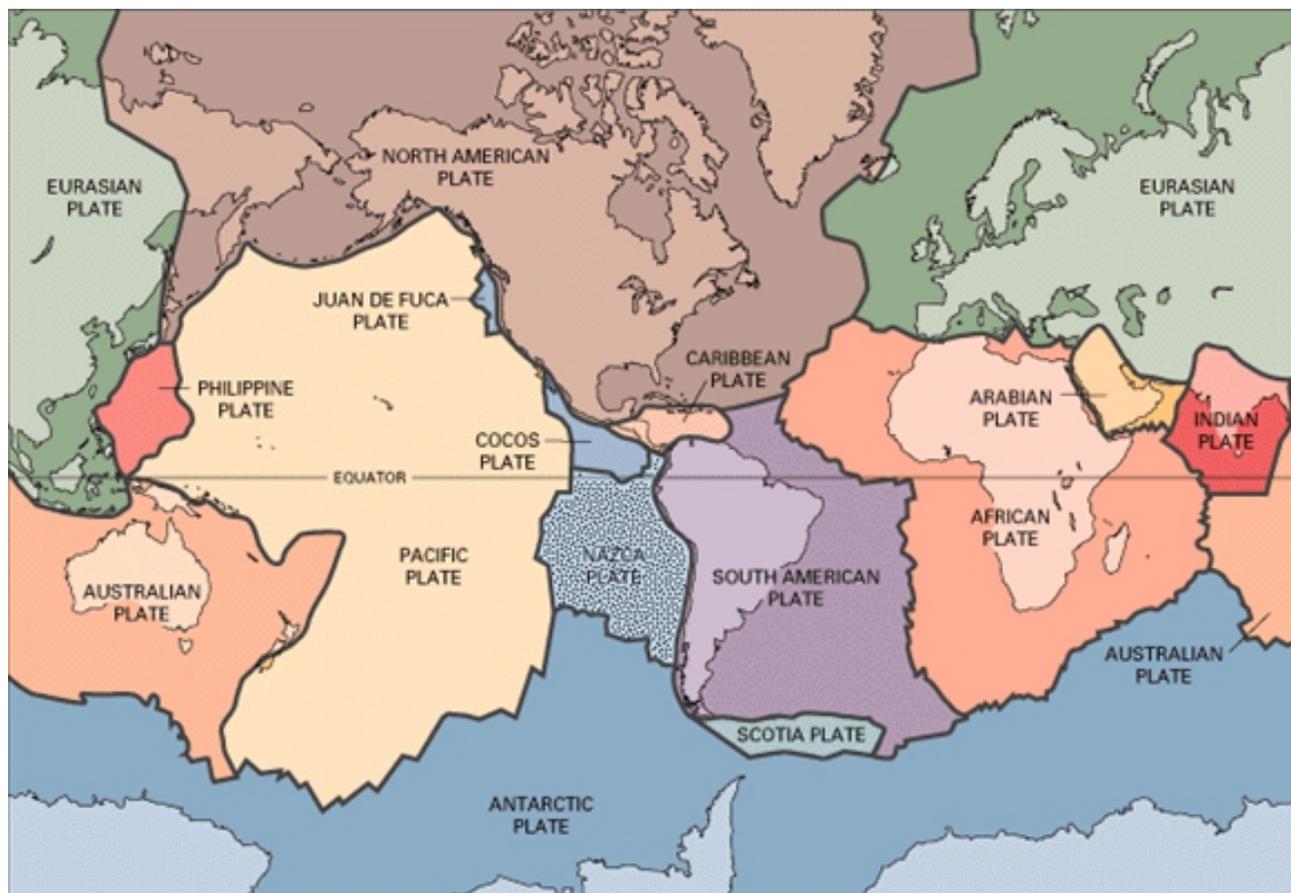


Figura 2.2 Principales placas tectónicas. [Tomada del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)].

completamente oceánica, pero la mayoría son una mezcla de las dos (Figura 2.2). Estas placas tectónicas rígidas se mueven unas con relación a las otras sobre la astenósfera, generando un ciclo continuo de creación y destrucción de la corteza, el cual a su vez es responsable de la mayor parte de la actividad volcánica y sísmica del planeta. Existen tres tipos diferentes de límites de placas, los cuales dependen del movimiento relativo que exista entre ellas, límites convergentes, cuando dos placas se mueven la una hacia la otra, comúnmente formando una zona de subducción o una colisión entre continentes, cuando las dos placas son continentales; límites divergentes, cuando dos placas se mueven alejándose la una de la otra; límites transformantes, cuando dos placas se deslizan lateralmente, una al lado de la otra.

Dependiendo del tipo de movimiento relativo que exista entre las placas, se producen diferentes estructuras que caracterizan estos límites:

- **Dorsales oceánicas:** son uno de los rasgos más sobresalientes del planeta, pues tienen alrededor de 60000 km de largo, se elevan más de 3000 m sobre el fondo oceánico y tienen cientos de kilómetros de ancho. Son formaciones submarinas que constituyen límites divergentes (lugares donde las placas se están separando), en los que continuamente se genera nueva corteza, debido al ascenso de magma a medida que las placas se separan, razón por la cual presentan una intensa actividad sísmica, volcánica y flujo de calor desde el interior de la Tierra a lo largo de todo el límite de placas. Debido a los procesos continuos de ascenso de magma y separación de las placas, entre más se aleja del límite de éstas, más antigua es la corteza.

- **Zonas de subducción:** corresponden a límites convergentes de placas; cuando dos placas colisionan, la placa más antigua, usualmente más densa, se arquea y se hunde debajo de la placa

más joven y menos densa. Usualmente, una zona de subducción involucra una placa oceánica que subduce o se desliza debajo de una placa continental u otra placa oceánica. Estas zonas se caracterizan por su alta actividad sísmica, volcánica y la formación de cadenas montañosas. Un rasgo importante de las zonas de subducción es la formación de fosas oceánicas, las zonas más profundas de los océanos, que pueden alcanzar los 11000 m de profundidad (fosa de Las Marianas); estas estructuras son largas y estrechas, y corren paralelas a las zonas de subducción y por lo tanto a las cadenas montañosas asociadas a ellas. Ejemplos de zonas de subducción podemos encontrar a todo lo largo de la costa Pacífica Suramericana, donde la placa de Nazca se desliza debajo de la placa Suramericana. Otro rasgo asociado a las zonas de subducción, son los arcos de islas, tales como las Aleutianas, Kuriles, Japón, Filipinas, Indonesia, etc., localizados a lo largo de las fosas oceánicas, resultado del vulcanismo asociado a procesos de metamorfismo y fusión parcial a medida que las placas se deslizan y calientan en el interior de la Tierra.

Cuando dos placas se deslizan horizontalmente, una al lado de la otra, se forma un límite de placas con fallas de transformación, usualmente se encuentran en el fondo oceánico, pero algunas veces se forman en los continentes; estas pueden desplazar las cadenas de las dorsales oceánicas, dándoles aspecto de zig-zag, se pueden delimitar por su actividad sísmica.

2.3 Aspectos Sismológicos

Existen diferentes fuentes para ondas sísmicas, entre ellas podemos encontrar sismos producidos por fallas, explosiones subterráneas, movimientos de magma y cambios abruptos de fase; dentro de estas, el mecanismo más importante que genera ondas sísmicas son los movimientos abruptos a lo largo de fallas activas, resultado de acumulación de esfuerzos.

El primer modelo para explicar el mecanismo generador de sismos asociado a fallas activas fue establecido por Reid (1910), quien estudió los

desplazamientos del terreno asociados con el sismo de 1906 en San Francisco. De acuerdo a la teoría planteada por este autor, conocida como “Teoría del Rebote Elástico de Sismos”, los esfuerzos en la corteza, resultado de movimientos a gran escala, generalmente de cizalla, causan la acumulación de deformaciones en zonas de falla (Lay & Wallace, 1995). Cuando esta acumulación de esfuerzos alcanza cierto nivel, el cual está determinado por las propiedades del material y la superficie de la falla, se produce un deslizamiento repentino, el cual libera la energía elástica acumulada. Una parte de esta energía se transforma en calor y fracturamiento de las rocas, pero otra parte se convierte en ondas sísmicas, las cuales se propagan radialmente desde la zona de falla; sin embargo, acelerogramas y sismogramas, principalmente con sensores de banda ancha, han mostrado que el proceso de ruptura durante un sismo es bastante complejo. Este tipo de instrumento ha permitido observar los espectros de sismos de gran magnitud, los cuales cuentan con altas frecuencias, cuyo origen se atribuye a la presencia de heterogeneidades¹ en el plano de falla zonas de baja acumulación de esfuerzos que dificultan o detienen el proceso de propagación de la ruptura y asperezas, zonas de alta acumulación de esfuerzos que aceleran la propagación de la ruptura, causan saltos aleatorios en la velocidad de ruptura (Madariaga, 1989).

La localización de un sismo, determinación del tiempo de origen, latitud y longitud (proyección en superficie del foco del sismo) y profundidad, requiere conocer los tiempos de arribo de las ondas sísmicas a diferentes estaciones sismológicas. En la actualidad este proceso se lleva a cabo con programas de localización como el HYPO71, HYPOCENTER e HYPOINVERSE, los cuales utilizan el algoritmo de Geiger (1912), basado en la minimización de las diferencias de tiempo entre los valores teóricos, calculados a partir de un modelo previamente definido, y los valores de los tiempos de arribo de las diferentes fases, leídos en los sismogramas.

1. Heterogeneidades del plano de falla, llamadas también barreras.

Estos procesos de localización han permitido definir las zonas de mayor actividad sísmica del planeta, a gran escala.

Zonas de alta actividad sísmica se localizan a lo largo del archipiélago de Indonesia donde las placas India y Australiana se mueven hacia el nor-noreste con respecto a la placa Euroasiática, en esta zona se localizó el sismo de Sumatra de 2004; entre India y China, como resultado de la colisión entre las placas India y Euroasiática, en esta región se han localizado algunos de los sismos que han causado más víctimas; en la región del Mediterráneo, como resultado de la interacción de las placas Árabe y Africana con la placa Euroasiática. La mayoría de los sismos ocurren alrededor de toda la margen del Pacífico, donde placas tectónicas como la de Nazca, Cocos o la Pacífica subducen a placas como la Sudamericana, Norteamericana, Filipina y Australiana. En esta región se han localizado los sismos de mayor magnitud registrados hasta el momento, como el de Chile en 1960, Alaska en 1964 y, recientemente Japón en 2011, sismos que a su vez han dado origen a algunos de los eventos de tsunami más destructivos.

Relacionados directamente con el potencial de un sismo para generar un tsunami están parámetros como el tipo de falla, la magnitud y la profundidad. El mecanismo generador de un sismo se entiende como el movimiento a lo largo de un plano de falla que separa en dos una porción de litosfera; de acuerdo al movimiento relativo de un bloque respecto al otro y a la inclinación del plano a lo largo del cual ocurre dicho movimiento, se pueden clasificar los distintos tipos de fallas (Figura 2.3).

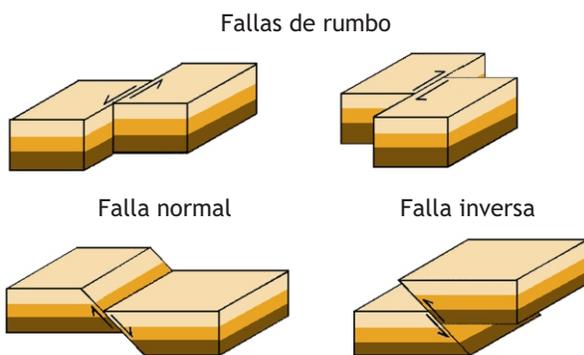


Figura 2.3 Tipos básicos de fallas.

Las fallas normales son generadas por fuerzas de tracción, de tal forma que los bloques involucrados tienden a moverse bajo el efecto de la gravedad, en este caso, el bloque de techo se desliza hacia abajo con relación al bloque de piso, dejando este último un escarpe de falla en forma de acantilado. Las fallas inversas o de cabalgamiento se forman por fuerzas compresivas, así que los bloques a los lados de la falla tienden a acercarse y el bloque de techo tiende a desplazarse hacia arriba con relación al bloque de piso. Los dos tipos de fallas anteriores se llaman dip-slip, ya que el vector de desplazamiento de los bloques está en la misma dirección del buzamiento (dip). En las fallas de rumbo o transcurrentes los movimientos verticales son despreciables o ausentes, el movimiento es preferencialmente horizontal, estas a su vez se pueden dividir en fallas dextrales o sinestrales; si un observador se sitúa sobre un bloque, mirando hacia el otro bloque, se llamará sinistral si el movimiento relativo del bloque hacia el que está mirando es hacia la izquierda y dextral en caso contrario. En la práctica es común encontrar combinaciones de estos mecanismos, encontrando por ejemplo fallas normales o inversas con componente de rumbo. Independientemente del tipo de falla existen tres parámetros (ángulos) que describen la orientación del plano de falla y el movimiento relativo de los bloques (Figura 2.4): (i) El azimut (strike Φ) de la falla, es el ángulo que forma una línea horizontal sobre el plano de la falla con el Norte, medido en el sentido de las manecillas del reloj, el cual corresponde al azimut de la proyección de la falla sobre la superficie, (ii) El buzamiento (dip δ) es el ángulo que forma el plano de falla con la horizontal, que corresponde a un ángulo medido desde la superficie al plano de falla, en un plano vertical perpendicular al rumbo, (iii) El deslizamiento (rake λ), se usa para describir la dirección del movimiento de la falla con relación al rumbo de la misma, describe el movimiento del bloque de techo con relación al bloque de piso, considerando como si este último permaneciera inmóvil, es medido sobre el plano de falla desde la dirección de rumbo al vector de deslizamiento, en el sentido contrario a las manecillas del reloj. La magnitud de este vector de deslizamiento

está dada por el desplazamiento total de los dos bloques. Para las fallas de rumbo, $\lambda = 0^\circ, 180^\circ$, si $\delta = 90^\circ$, es falla de rumbo vertical. Para fallas de dip-slip, si $\lambda = 90^\circ$, el bloque de techo se mueve hacia arriba causando una falla de cabalgamiento (inversa), si $\lambda = 270^\circ$, el movimiento es hacia abajo, causando una falla normal.

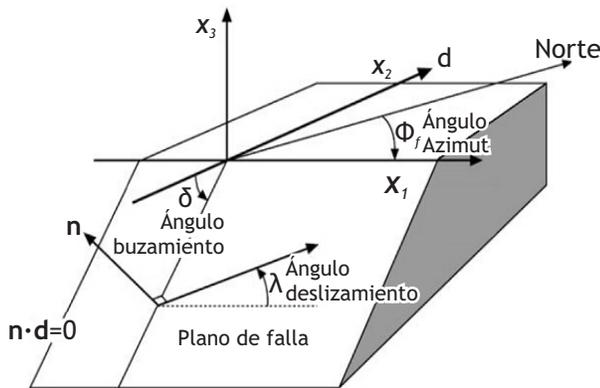


Figura 2.4 Plano de falla con los ángulos de azimut, buzamiento y deslizamiento. [Modificado de Stein & Wysession (2003)].

2.3.1 Mecanismos focales

Los parámetros descritos anteriormente son útiles para describir los mecanismos focales de un sismo. Existen métodos de inversión implementados mediante programas de computador que permiten obtener el tensor de momento sísmico, pero existe también una forma ampliamente conocida, la cual utiliza la polaridad de los primeros arribos de la onda P (compresiva, cuando el primer arribo de la onda P es hacia arriba, puede ser representado con el signo +; distensiva, la cual puede ser representada con el signo -, cuando el primer arribo de la onda P es hacia abajo), en este método se asume un medio homogéneo y se utiliza una pequeña esfera que contiene el foco del sismo (esfera focal de radio unitario). Cada trayectoria de onda P desde la fuente hasta un punto determinado sobre la superficie de la Tierra (por ejemplo, una estación sismológica) se puede identificar de manera única por el azimut y el ángulo de salida, medido desde la vertical del rayo sísmico desde la fuente, al

punto sobre la superficie de la Tierra. Este par de datos determinan igualmente una posición única sobre la superficie de la esfera, posición que es proyectada sobre el plano ecuatorial de la esfera focal (Figura 2.5). Las proyecciones más utilizadas para este proceso son la estereográfica de Wulff y la equiareal de Schmidt, se proyecta la parte inferior de la esfera focal y los rayos que interceptan la parte superior de dicha esfera se trasladan a la parte inferior de la misma sumando 180° al azimut. Si existe suficiente información es posible dividir la esfera focal en cuadrantes de compresión y dilatación y el mecanismo focal se obtiene encontrando dos planos ortogonales que separan estos cuadrantes. La similitud de estas proyecciones con balones de playa les ha dado el nombre de “beachball” (Figura 2.6). Éste y otros métodos para el cálculo de mecanismos de fuente han puesto de manifiesto la ambigüedad que existe entre el plano de falla y el “plano auxiliar” para el patrón de radiación de las ondas P; en el caso de las proyecciones estereográficas, las polaridades de las ondas P pueden separarse en cuadrantes delimitados por dos planos perpendiculares entre sí, uno de estos planos corresponde al plano de falla y el otro al plano auxiliar.

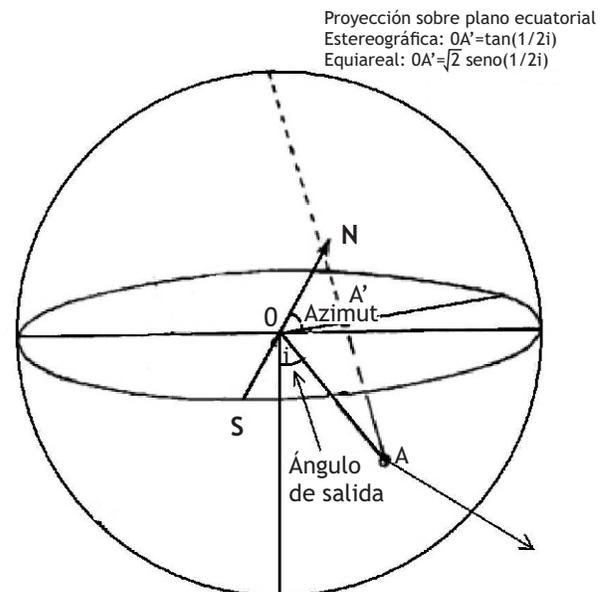


Figura 2.5 Proyección de un punto localizado sobre la esfera focal sobre el plano ecuatorial. En la proyección estereográfica, la distancia $OA' = \tan(1/2 i)$, en la proyección equiareal $OA' = \sqrt{2} \text{ seno}(1/2 i)$.

Esta ambigüedad puede ser superada observando desplazamientos del terreno; patrones de distribución de réplicas, las cuales deben estar distribuidas preferencialmente sobre un plano, o los patrones estructurales de la zona donde el sismo se localiza.

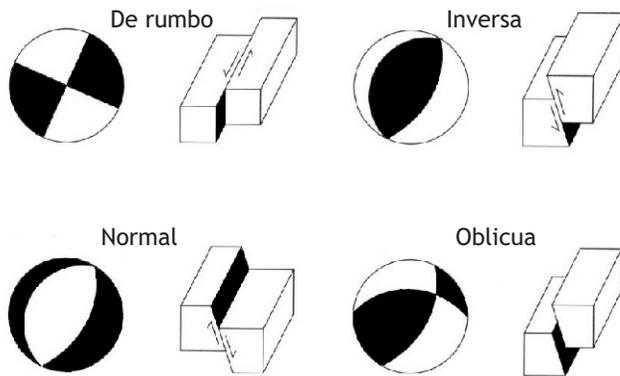


Figura 2.6 Tipos de fallas y diagramas “beachball” asociados con cada una de ellas.

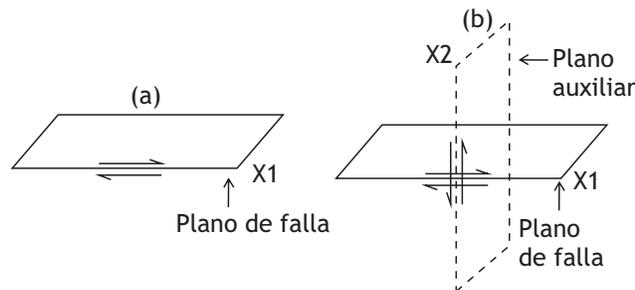


Figura 2.7 (a) Par de fuerzas paralelos al plano de falla, (b) Doble par de fuerzas paralelas al plano de falla y al plano auxiliar.

La mayoría de los sismos de origen tectónico involucran dislocaciones de cizalla a lo largo de una superficie plana o al menos aproximadamente plana. Las observaciones de la distribución de polaridades compresivas y distensivas alrededor de las fuentes de sismos de origen tectónico condujeron a modelos de dislocación que involucran un par de fuerzas o dos pares de fuerzas iguales, opuestas y situadas sobre el mismo plano (Figura 2.7), éstas son similares en concepto a los dipolos en electromagnetismo. Un problema claro con un solo par de fuerzas es que éstas tienen un momento $M_o = |f| \delta d$, donde f es la

fuerza y δd es la distancia que separa al par (Lay & Wallace, 1995), así se tendría un desbalance de momento y deberían tenerse rotaciones observables en el medio, el modelo de doble par no genera momento neto y es el modelo preferido para una fuente de cizalla.

2.4 Tipos de Ondas Sísmicas

Un resultado inmediato de una falla de cizalla como la presentada en la Figura 2.7 (b) es que en cuadrantes que se alternan habrá movimientos estáticos y que igualmente se generarán ondas compresivas (con movimiento alejándose de la fuente) y ondas distensivas (con movimiento hacia la fuente), en cuadrantes que se alternan, este tipo de ondas se conocen como ondas P; como resultado de los movimientos de cizalla a lo largo de los pares de fuerzas se generarán también otro tipo de ondas de corte llamadas ondas S. Estos dos tipos de ondas se llaman ondas de cuerpo, además de este tipo de ondas existen otros tipos llamadas ondas superficiales, las cuales se propagan a lo largo de una superficie libre, llamadas ondas Love y ondas Rayleigh, en honor a los investigadores que explicaron su formación.

2.4.1 Ondas de cuerpo

Las ondas P son ondas elásticas que pueden viajar a través de gases, líquidos y sólidos, frecuentemente se asocia el término P con onda primaria, ya que son las ondas que viajan con mayor velocidad y por lo tanto las primeras en ser registradas en los sismogramas; o también por ondas de presión, ya que están formadas por sucesiones de compresiones y distensiones (Figura 2.8). En un medio isotrópico y homogéneo el modo de propagación de una onda P es longitudinal; es decir, las partículas vibran a lo largo o paralelas a la dirección en que se propaga la onda, su velocidad de propagación en este medio está dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Donde,

K es el módulo de Bulk (módulo de incompresibilidad)

μ es el módulo de rigidez (llamado también segundo parámetro de Lamé)

ρ es la densidad del material

Otra forma de expresar la velocidad de ondas P es:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Donde,

λ es el primer parámetro de Lamé.

Velocidades típicas de propagación de este tipo de ondas oscilan entre 5-7 km/s dentro de la corteza y > 8km/s dentro del manto y el núcleo.

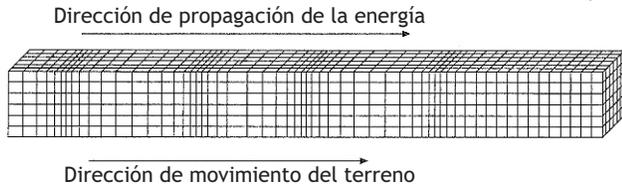


Figura 2.8 Movimiento de las partículas en una onda P. La dirección del movimiento es paralelo al de la propagación de la energía, generando compresiones y distensiones en su recorrido.

Las ondas S, ondas secundarias o de cizalla, se mueven como ondas transversales, de tal forma que su movimiento es perpendicular a la dirección de propagación de la energía (Figura 2.9). Su nombre viene de ondas secundarias, por ser las segundas en tener un arribo directo, después de las ondas P, a diferencia de estas últimas, las ondas S no pueden viajar a través de líquidos y gases, ya que este tipo de materiales no ofrece resistencia a esfuerzos de cizalla ($\mu=0$), por esta razón, las ondas S no viajan a través del núcleo externo líquido de la Tierra, produciendo una zona de sombra (zona sobre la superficie de la Tierra donde ondas directas no son

registradas) a distancias superiores a 104° , la refracción de ondas P en este mismo núcleo externo causa una zona de sombra para este tipo de ondas entre 104° y 140° . La velocidad de propagación de la onda S en un medio isotrópico y homogéneo está dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

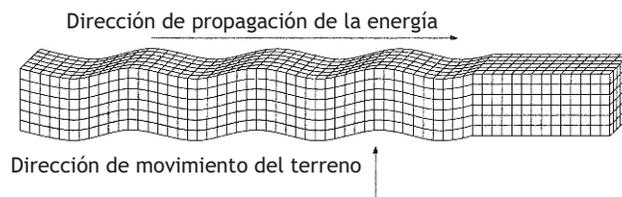


Figura 2.9 Movimiento de las partículas en una onda S. La dirección del movimiento es perpendicular al de la propagación de la energía, generando movimientos de cizalla.

2.4.2 Ondas superficiales

Para estos tipos de ondas su velocidad de propagación es menor que la de las ondas S y su amplitud decrece con la profundidad. El movimiento de las partículas en una onda Rayleigh involucra una mezcla de ondas P y SV (ondas S polarizadas en el plano vertical), con movimientos en el plano vertical paralelos a la dirección de propagación de la onda y describiendo una elipse (movimiento elíptico retrogrado) con el eje mayor en la vertical por un factor de 1.5 (Figura 2.10), la velocidad de propagación de la onda Rayleigh es aproximadamente 0.9-0.95 V_s . Normalmente, estas ondas muestran las amplitudes más grandes en los sismogramas, principalmente debido a su decrecimiento geométrico bidimensional de la amplitud proporcional a $1/\sqrt{r}$. Las ondas Love, por su parte, están polarizadas horizontalmente, como las ondas SH (ondas S polarizadas en el plano horizontal), debido a esto existe una clara separación entre las ondas Love, viajando más rápido y polarizadas en un plano transversal, y las ondas Rayleigh, polarizadas en las componentes vertical y radial (Figura 2.10).

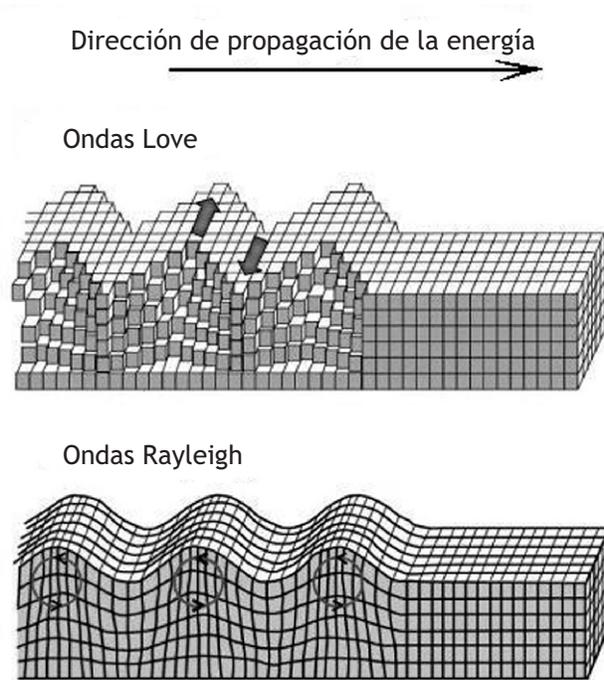


Figura 2.10 Movimiento de las partículas en una onda Love. La dirección del movimiento se da sobre el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación de la energía, y en una onda Rayleigh, con movimiento elíptico, sobre un plano paralelo vertical, paralelo a la dirección de propagación de la energía.

2.5 Energía Sísmica

A las ondas S y P se les llaman ondas de cuerpo, ya que ambas se desplazan a través del “cuerpo” de un objeto, a diferencia de las ondas superficiales, llamadas ondas Love y ondas Rayleigh, las cuales viajan sobre la superficie de la Tierra; debido a esto, las ondas de cuerpo tienen decaimiento geométrico tridimensional de la amplitud proporcional a $1/r$, donde r es la distancia recorrida por la onda. Para muchos problemas de sismología, una buena aproximación es asumir que $\mu=\lambda$, un material con estas condiciones es llamado un sólido de Poisson, despejando de las ecuaciones para V_p y V_s dadas anteriormente, se obtiene que $V_p/V_s = \sqrt{3} = 1,73$.

La energía cinética para una onda sísmica está dada por:

$$EK = \frac{1}{2} \int_V \rho \left(\frac{\partial u_i}{\partial t} \right)^2 dV$$

Donde ρ es la densidad del material. Para una onda P la energía cinética por unidad de frente de onda promediada sobre una longitud de onda es:

$$EK = \frac{1}{2\lambda} \rho A^2 \omega^2 k^2 \int_0^\lambda \cos^2(\omega t - kz) dz = A^2 \omega^2 k^2 \frac{\rho}{4}$$

Con una expresión semejante para la energía potencial, así, la energía total para una onda P será:

$$E = A^2 \omega^2 k^2 \rho \alpha / 2$$

Siendo α la velocidad de propagación de la onda. Una ecuación similar se puede encontrar para la energía asociada a una onda S. Por la ley de conservación de la energía y la relación directa entre la energía transportada por una onda sísmica, su velocidad de propagación y densidad del material, se explica porque estas ondas se amplifican cuando pasan de un material denso y rígido a un material blando y poco denso como una capa de suelo.

2.6 Magnitud e Intensidad Sísmica

Las primeras personas en estudiar las diferentes formas de medir un sismo fueron Giuseppe Mercalli en 1902, quien desarrollo un método cualitativo, y Richter en 1935, quien desarrolló un método cuantitativo para medir los mismos. La escala de intensidad de Mercalli, modificada por Harry Wood y Frank Newman en 1931, se basa en los efectos o daños en las estructuras y en la sensación percibida por la gente.

2.6.1 Magnitud local o de Richter

La escala de magnitud más conocida es la magnitud de Richter, M_L o magnitud local, la cual es expresada como el logaritmo de la amplitud máxima en un registro de un sismógrafo de torsión Wood Anderson, corregida por la distancia entre el epicentro del sismo y el sitio de registro; distancia expresada en función de la diferencia de tiempo entre el arribo de la onda S y la onda P, esta relación fue

desarrollada para sismos locales en California y fue adaptada para aplicarse en otras regiones (Figura 2.11). A partir de esta se empezaron a implementar otras formas de calcular la magnitud de acuerdo al tipo de onda y periodo de la misma, tales como M_b que es la magnitud calculada a partir de ondas de cuerpo y M_s calculada a partir de la amplitud de las ondas de superficie, todos estos métodos tienen un problema de saturación de la magnitud para sismos grandes, el cual está relacionado con el periodo donde estas magnitudes son calculadas y con el espectro de frecuencias generado por un sismo en función de su magnitud (Figura 2.12).

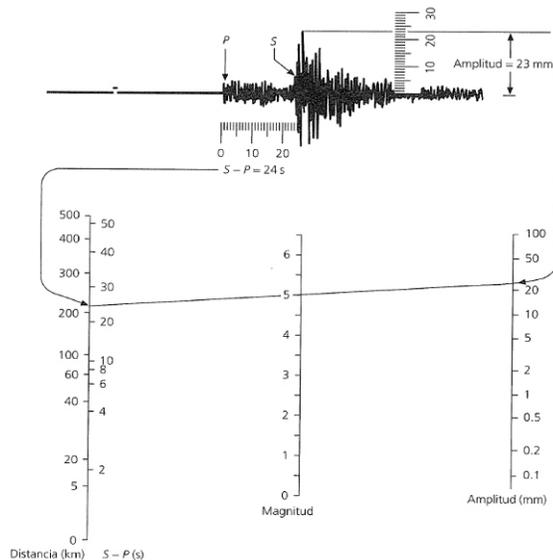


Figura 2.11 Cálculo de magnitud Richter a partir de la amplitud máxima y la diferencia de tiempo entre la onda S y la onda P. [Tomado de Earthquakes, Bruce A. Bolt (1987)].

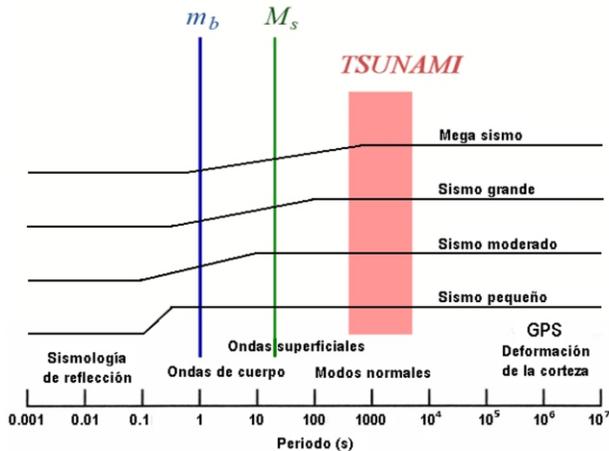


Figura 2.12 Periodos a los cuales se calculan los diferentes tipos de magnitud. [Tomado de Emile Okal, (2010), PPT]

Las ecuaciones para el cálculo de magnitud tienen la forma general :

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, \Delta) + C$$

Donde,

A es la amplitud de la señal

T es el periodo dominante

F es la corrección de la amplitud del sismo con respecto a la profundidad y la distancia (entre el foco y el sitio de registro)

C es el factor de escala regional.

La ecuación que calcula la magnitud local de Richter para un sismo en California está dada por la siguiente ecuación:

$$M_l = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta$$

2.6.2 Magnitud de momento

Para el cálculo del tamaño del sismo Hanks & Kanamori (1979) introdujeron la magnitud de momento, la cual utiliza la amplitud espectral en las bajas frecuencias y la frecuencia de esquina para estimar el valor de la magnitud, obviando de esta forma el problema de la saturación; el mismo Kanamori (1993), introdujo la fase W, utilizada para cuantificar de manera rápida los parámetros de la fuente de un sismo, este método parece ser la mejor alternativa para la cuantificación rápida del tamaño de un sismo, enfocado principalmente a la alerta temprana por tsunami.

El momento sísmico es una cantidad física muy importante relacionada con el tamaño de un sismo, se define como:

$$M_0 = \int_{\Sigma} \mu \Delta U \, dS$$

Donde,

μ es el módulo de rigidez del medio

ΔU es el deslizamiento entre las paredes de la falla en cada punto de la misma

dS es un elemento de superficie de la falla; la integral se realiza sobre la superficie de la falla.

Para una falla rectangular de longitud L y ancho W , con $A = LW$, el momento sísmico es:

$$M_0 = \mu \Delta U A$$

Donde

D es el desplazamiento promedio sobre A

La magnitud de momento M_w introducida por Kanamori (1977) está dada por:

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 16.1)$$

2.6.3 Magnitud de manto

La magnitud de manto (M_m) se basa en la medida de la amplitud espectral $X(w)$ de periodos muy largos de las ondas Rayleigh (Okal & Talandier, 2010). Las medidas se pueden restringir a una sola estación, se ignora el mecanismo focal y la profundidad exacta del sismo, considerando el sismo poco profundo. Dos correcciones son usadas: corrección por distancia C_D y una corrección de fuente C_S que dependen del periodo, compensando la variación de la excitación de las ondas Rayleigh periódicas. La fórmula para la magnitud de manto es:

$$M_m = \log_{10} X(w) + C_D + C_S + C_0$$

Esta magnitud provee en tiempo real la estimación del momento sísmico de sismos distantes. M_m tiene un potencial considerable para fines de alerta por tsunamis.

La magnitud de manto se relaciona con el momento sísmico así:

$$M_m = \log_{10} M_0 - 20$$

Donde las unidades del momento sísmico M_0 están dadas en dinas *segundo.

2.6.4 Magnitud de momento calculado con la onda P

Tsuboi y otros (1995) propusieron utilizar la onda P de sismogramas de banda ancha y desarrollaron la magnitud de momento de ondas P (M_{wp}) para sismos superficiales en Japón, luego la escala fue extendida para sismos a cualquier profundidad con distancias menores a 100 m, mostraron además que M_{wp} concuerda bien con M_w . Whitmore y otros (2002) analizaron 416 sismos y los compararon con el Harvard CMT M_w , encontrando que M_{wp} es más grande que M_w para sismos menores a 6.8 y menor para sismos mayores a 6.8. M_{wp} es calculada a partir de ondas P registradas en la componente vertical de un sismómetro de banda ancha, está basado en la integración del desplazamiento (la doble integración de la traza en velocidad) de la onda P registrada en el sismograma, incluyendo la onda pP, el primer pico y valle de esta integral se usa para determinar el momento sísmico con la fórmula siguiente:

$$M_0 = \max(|P_1|, |P_1 - P_2|) 4\pi\rho\alpha^3 r/F^P$$

De acá,

$$M_{wp} = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 10.73$$

Donde,

M_0 es el momento sísmico,

P_1 y P_2 son los valores del primer pico y valle en la integral del desplazamiento

ρ es la densidad

- α la velocidad de la onda P, a lo largo de la trayectoria de la onda
- r es la distancia epicentral
- F^p es el patrón de radiación.

El método está basado en el hecho de que el desplazamiento en el campo lejano producido por una onda P es proporcional a la derivada de la rata de momento y, por lo tanto, el momento es proporcional a la integral del desplazamiento (doble integral de la velocidad).

2.6.5 Fase W

La fase W en un tipo de onda de largo periodo, hasta de 1000 segundos, la cual arriba después de la onda P y antes de la onda S. Fue identificada en el sismo de Nicaragua de 1992, un sismo tsunamigénico, es decir, un sismo que generó un tsunami muy grande en relación con la magnitud del mismo y que tuvo una duración de la función de la fuente muy larga, de alrededor de entre 80 y 100 s Kanamori (1993). En términos de la teoría de rayos sísmicos, la fase W puede ser interpretada como el resultado de interferencias complejas de las ondas de cuerpo de muy largo periodo. El nombre de fase W fue dado por Kanamori por “*whispering gallery*”, debido a la analogía con la forma en que se propaga el sonido en estas estructuras.

La señal de la fase W puede ser invertida para obtener el mecanismo focal de un sismo, y su amplitud en el dominio del tiempo (en mm) puede ser usada para estimar el momento sísmico (Kanamori & Rivera, 2008):

$$\log_{10} M_0 = 1.311 \log_{10} W + 28.89$$

La fase W es identificada fácilmente en sismos grandes y puede ser usada para estudios de variaciones regionales de velocidad y como una herramienta sismológica en sistemas de alertas por tsunamis. En la actualidad, el método de inversión de la fase W es una herramienta ampliamente

utilizada para el cálculo del centroide del tensor de momento sísmico (CMT), el cual proporciona el tensor de momento y la localización del centroide y su tiempo de origen, entendiendo por centroide como la localización promedio en tiempo y espacio para la liberación de la energía sísmica.

2.7 Instrumentación

La sismología es una ciencia que ha avanzado de manera rápida durante el último siglo, en virtud al avance de las tecnologías de computación y a la fabricación de sismómetros más sensibles, y en las últimas décadas a la utilización de equipos con un ancho de banda más amplio. Existen dos tipos básicos de sensores en sismología, los extensómetros, que miden el movimiento de un punto del terreno con relación a otro, y los sismómetros inerciales los cuales miden el movimiento del terreno relativo a un sistema inercial, dado el hecho de que las medidas se hacen sobre un sistema de referencia en movimiento (la superficie de la Tierra); este tipo de sensor convierte el movimiento relativo entre el terreno sobre el cual está instalado y una masa suspendida en el interior del equipo en una señal eléctrica; el nivel de voltaje entregado depende tanto de la amplitud del movimiento como de la frecuencia del mismo, es decir, la respuesta de un sismómetro al movimiento del terreno es sensible a la escala de tiempo en que éste se realiza y en tal sentido actúa como un filtro. Dentro de los sismómetros inerciales, el transductor (convierte una clase de energía en otra) de velocidad es el que usualmente se ha utilizado. El principio de funcionamiento consiste en una bobina suspendida que se mueve dentro de un campo magnético, la salida en este tipo de sensores es un voltaje generado por la bobina, el cual es proporcional a la velocidad relativa entre ésta y el campo magnético. Debido a que la velocidad y la aceleración son proporcionales a la frecuencia y al cuadrado de la frecuencia, respectivamente, es difícil construir sensores que midan frecuencias muy bajas y en la actualidad normalmente estos se encuentran con periodo natural de alrededor de 1 Hz (sensores de corto periodo). Más recientemente, los

sensores de velocidad de banda ancha han permitido registrar con mayor grado de precisión los movimientos producidos por un sismo. Este tipo de sensores no utiliza un campo magnético, en lugar de ello, una bobina produce una fuerza igual y opuesta (*feedback*) a la fuerza de inercia generada por la aceleración en el sitio donde se hace la mediación, esta compensación hace que la masa

del sensor se mantenga inmóvil con respecto al sistema de referencia del sensor. A manera de comparación, un sismómetro de corto periodo puede tener sensibilidad de 280 voltios/m/s y un periodo natural de 1 Hz, mientras que la sensibilidad de un sensor de banda ancha puede ser del orden de 1500 voltios/m/s y un ancho de banda entre 120 s y 50 Hz.

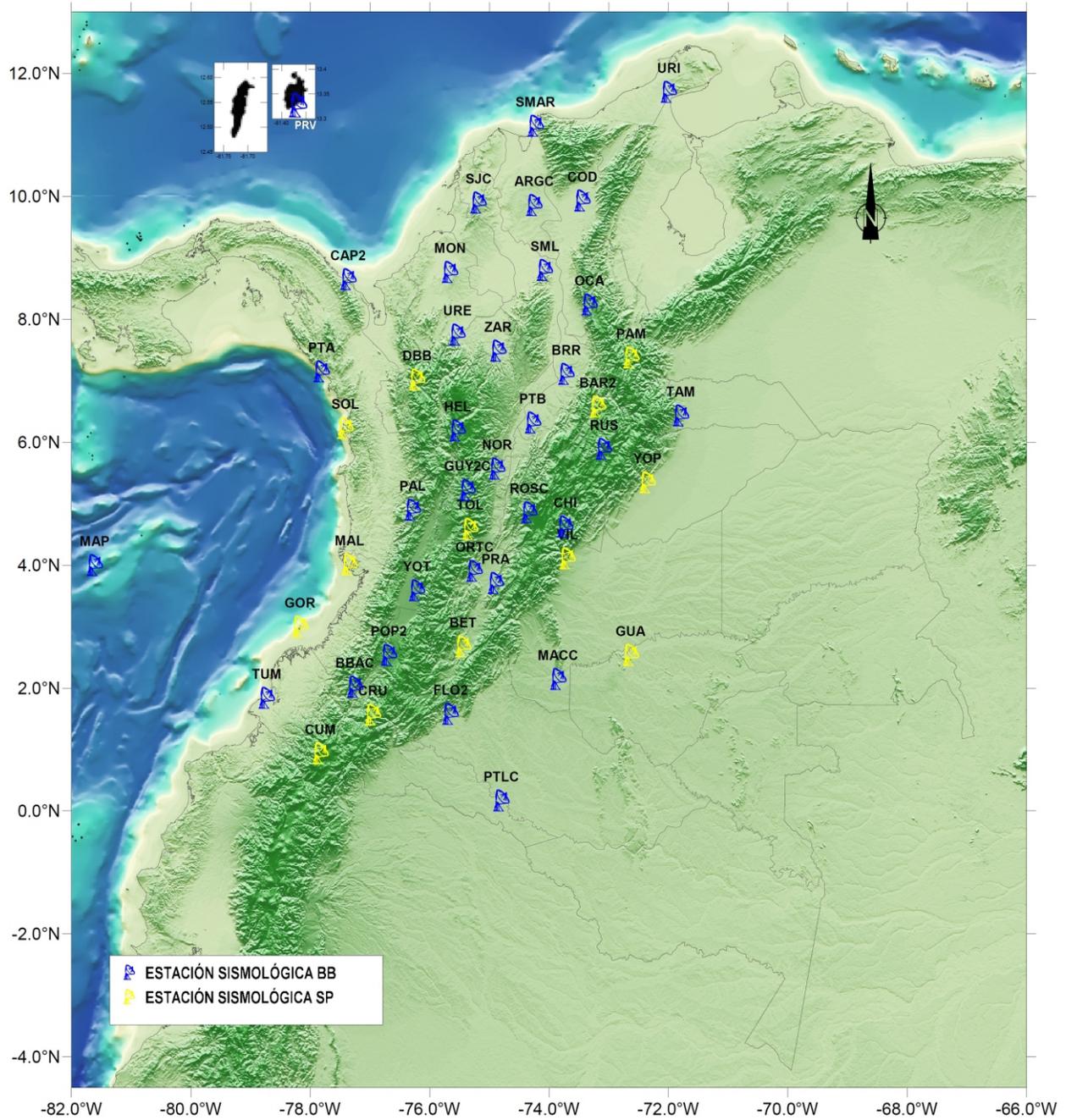


Figura 2.13 Red de estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC).

2.7.1 Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC)

La RSNC surgió de la necesidad de contar con un instrumento moderno y confiable para suministrar información precisa y oportuna relacionada con la sismicidad de Colombia, opera desde 1993 inicialmente con trece estaciones de corto periodo. En la actualidad, la RSNC opera 48 estaciones de las cuales catorce son de corto periodo y 34 de banda ancha (Figura 2.13), éstas cubren las zonas de mayor actividad sísmica, tales como la Región Andina, el borde Llanero, la costa Pacífica y la costa Atlántica; cuenta además con 97 estaciones de la Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia. La transmisión de la información sobre la actividad sísmica del país se hace a través de enlaces satelitales que llevan la información desde las estaciones remotas, distribuida sobre la mayor parte del territorio nacional, a la sede de la RSNC en Bogotá; para ello, la estación remota cuenta con un digitalizador, el cual convierte el voltaje o señal analógica, generada por el sensor en una señal digital. Esta información digital es enviada a un

módem de transmisión satelital, el cual está conectado a una antena parabólica que transmite la información (Figura 2.14).

El funcionamiento de todo este sistema requiere de un suministro continuo de energía, para lo cual las estaciones remotas cuentan con bancos de baterías que almacenan la energía proporcionada por paneles solares o acometidas eléctricas convencionales y la suministran a los equipos instalados. La estación maestra cuenta con sistemas permanentes de adquisición, procesamiento y almacenamiento de la información originada por las diferentes estaciones, y los resultados allí obtenidos alimentan y actualizan las bases de datos de la sismicidad que se registra en el país. La información es publicada en la página web, donde queda disponible para que investigadores del Servicio Geológico Colombiano y de otras entidades, puedan adelantar trabajos relacionados con la estructura interna de la Tierra y la evaluación de la amenaza sísmica, y sirve como insumo para la actualización del Reglamento Colombiano de Construcciones Sismo Resistentes.

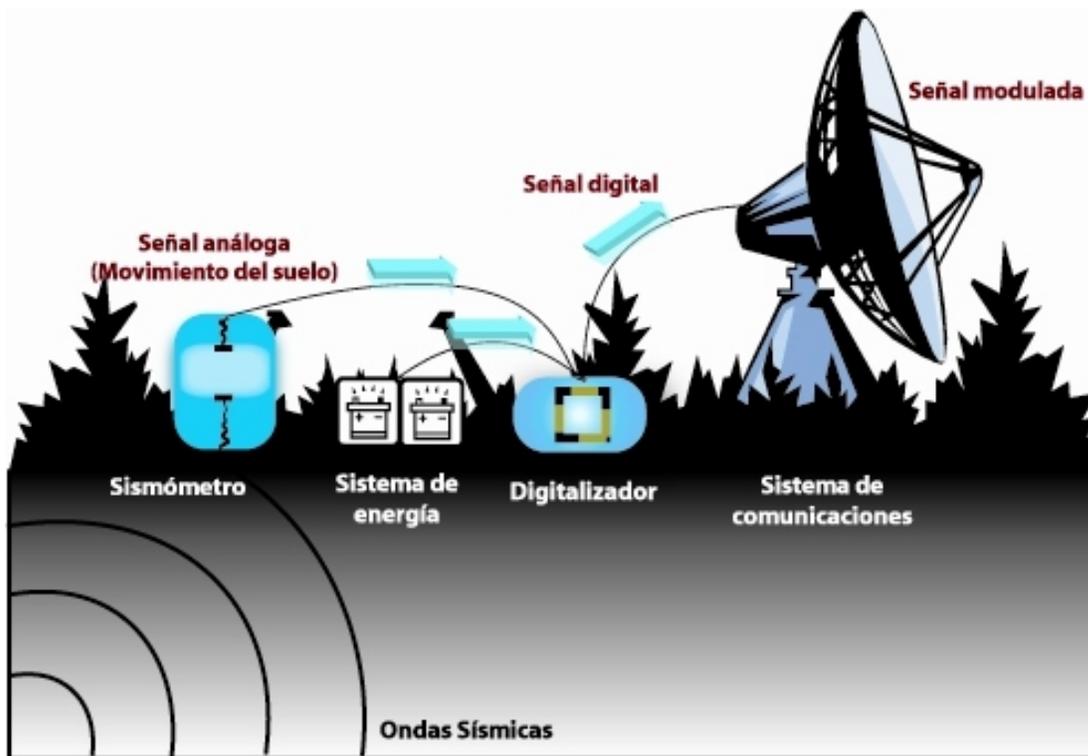
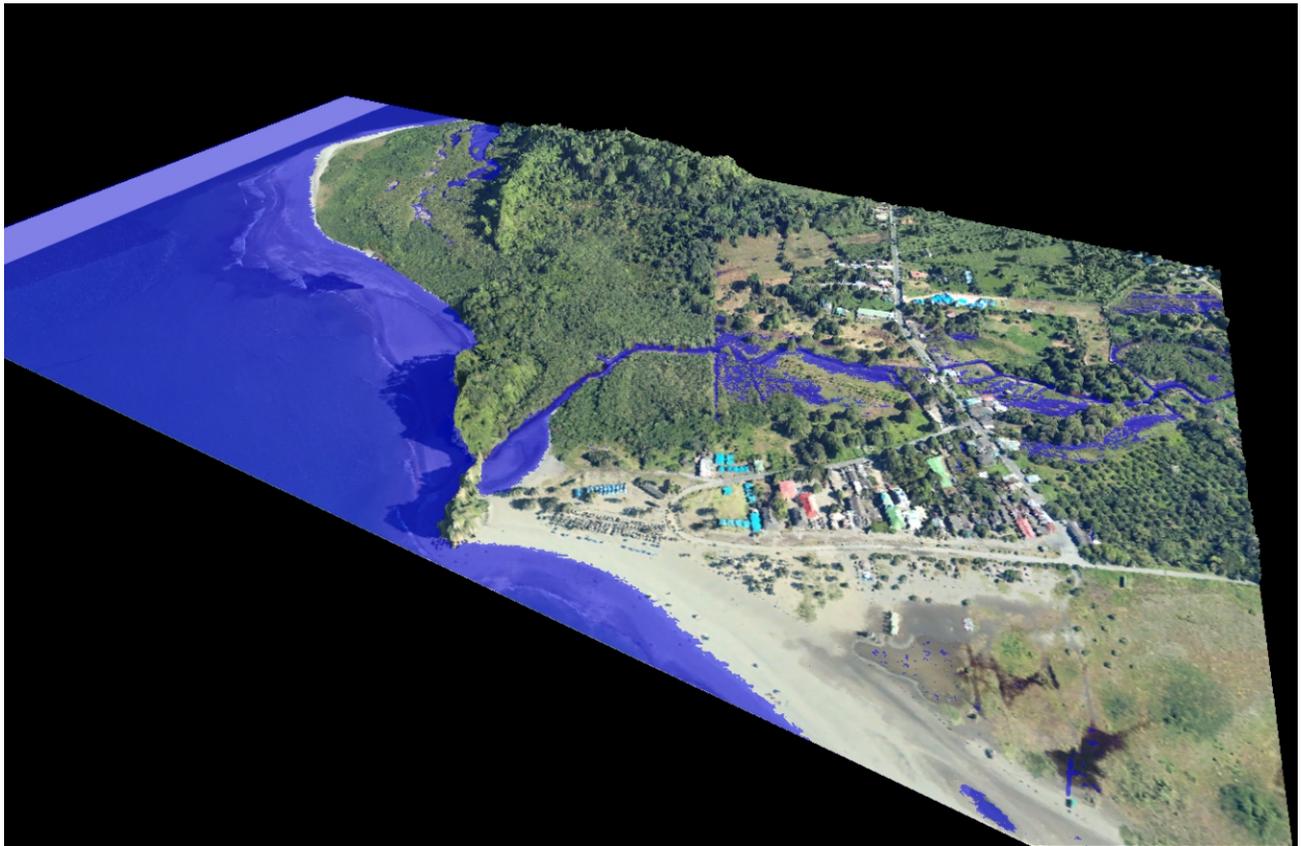


Figura 2.14 Esquema de una estación sismológica.

2.8 Referencias bibliográficas

- Beget, J. 2000.** Volcanic tsunamis, in Enciclopedia of volcanoes ed. H. Sigurdsson. 1005-1013.
- Bolt, B. A. 1987.** Earthquakes. New York: W.H. Freeman & Co. Ltd.
- Crawford D.A. & Mader C.L. 1998.** Modeling Asteroid Impact and Tsunami. Science of Tsunami Hazards, Vol 16, No.1.
- Geiger L. 1912.** Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), Bulletin of St. Louis University, 8(1), 56-71.
- Hanks, T. C. & Kanamori, H. 1979.** A moment magnitude scale. Journal of geophysical research. Vol 84 No. B5, 2348-2350.
- Kanamori, H. 1993.** W phase. Geophysical Research letters, vol. 20, No 16, 1691-1694.
- Kanamori, H. 1977.** The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. & Kikuchi, K. 1993.** The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. Letters to nature, Vol 361. 714-716.
- Kanamori, H. & Rivera H. L. 2008.** Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning. Geophys. J. Int., 222-238.
- Kienle, J., Kowalik, Z., and Murty, T. S. 1987.** Tsunamis generated by eruptions from Mount St Augustine volcano, Alaska. Science, vol 236 no. 4807, 1442-1447.
- Lay, T. & Wallece, T. C. 1995.** Modern Global seismology. Academic Press .
- Madariaga, R. 1989.** Propagación de ondas sísmicas en el campo cercano. Física de la Tierra num 1, 51-73.
- Okal, E. A. & Talandier, J. 1989.** Mm: A variable-Period Mantle Magnitude. Journal of Geophysical Research, vol. 94, No. B4, 4169-4193.
- Reid, H.F. 1910.** The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.
- Tsuboi, S., Abe, K., Takano, K., Yamanka, Y. (1995).** Rapid Determination of Mw from Broadband P Waveform. Bulletin of the Seismological Society of America, vol 85 No. 2, 606-613.
- Whitmore, P. M., Seiji Tsuboi, S., Hirshorn, B., Sokolowski, T. J. (2002).** Magnitude-Dependet correction for Mwp. Science of Tsunami Hazards Vol 20, 187-192.



Modelo digital de elevación elaborado con base en datos LiDAR y fotografías aéreas. Isla el Morro. (Christian Bermúdez).

Sánchez Escobar, R.E., Otero Díaz, L.J. y De la Rosa Namén, R. 2013. Modelado Numérico de Tsunamis: Caso de Estudio. Pp. 51-68. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN: 958-33-5689-1

Con los avances en la Dinámica Computacional de Fluidos (CFD, por sus siglas en inglés), el modelado numérico y matemático de tsunami se ha convertido en una potente herramienta, ampliamente utilizada, para representar o predecir su comportamiento. Ello responde a varios propósitos: (i) hoy en día los resultados que provienen de los modelos numéricos son utilizados en la elaboración de mapas de inundación que son empleados en el diseño de planes de emergencia, contingencia y evacuación. También sirven como instrumento de planificación para la construcción de infraestructuras costeras y en la elaboración de planes de ordenamiento del territorio. (ii) El modelado numérico se emplea como herramienta fundamental para desarrollar estudios científicos, orientados a comprender y entender los procesos físicos de generación, propagación e inundación por tsunami. Estos estudios permiten mejores predicciones de potenciales eventos de tsunami y sus efectos en la costa. (iii) Las simulaciones numéricas se pueden utilizar para establecer los criterios sísmicos que permiten activar alarmas en caso de un evento real.

El modelado de tsunami incluye, al menos, tres diferentes zonas: (1) desde la zona de generación hasta la zona de rotura; (2) desde la zona de rotura hasta la línea de costa, en donde el tsunami se desarrolla como un bore turbulento; y (3) la zona de propagación del bore, desde la línea de costa hasta el límite del máximo *runup*. De acuerdo con lo anterior y dependiendo de la zona en donde se esté propagando, los tsunami exhiben diversas características en el flujo, por lo que la selección de un método numérico para resolver el sistema de ecuaciones de gobierno debe realizarse teniendo en cuenta que éste pueda representar esas características.

En su etapa inicial un tsunami comienza como una pequeña perturbación del estado estacionario (considerando el estado estacionario como un gran cuerpo de agua sin movimiento sobre una batimetría variable), dado que la amplitud de un tsunami en aguas profundas es del orden de centímetros y la profundidad media del océano es del orden de miles de metros. Por lo tanto, el modelado exacto de la propagación de un tsunami en aguas profun-

das demanda resolver muy bien esta pequeña desviación desde el estado estacionario inicial.

Cuando un tsunami se aproxima hacia la costa su longitud de onda se reduce y su amplitud se incrementa, así como su energía. En esta región, la reducción de la longitud de onda produce un peraltamiento de las ondas y, eventualmente, su rotura y posterior propagación como un bore. Para modelar exactamente este régimen se requiere de un método numérico capaz de tratar de forma robusta los fuertes gradientes y las discontinuidades que las ondas presentan en esta zona.

Finalmente, la inundación y secado es una etapa compleja, dado que es donde el tsunami descarga su capacidad destructiva. Para modelar exactamente la inundación se requiere de un método para calcular la posición de la línea de costa y que a la vez sea robusto para el tratamiento de las regiones inundables, *a priori* secas.

En el presente capítulo se describen algunas de las principales aproximaciones numéricas utilizadas para modelar las diferentes etapas de un tsunami, y se presentan algunos resultados en la aplicación de las aproximaciones numéricas más comúnmente utilizadas. Finalizando con un caso de estudio específico en la bahía de Tumaco, Colombia, Pacífico Sureste.

3.1 Revisión del Estado Actual del Modelado de Tsunami

La simulación numérica de tsunami, con el propósito de evaluar su impacto en la costa, ha sido realizada históricamente empleando las Ecuaciones de Aguas Someras (SWE, por sus siglas en inglés) integradas en profundidad, tanto en su forma lineal como en la no lineal. A partir de estas ecuaciones se han desarrollado modelos numéricos, que permiten simular un tsunami desde la fuente de generación hasta las zonas inundables en la costa. Ha sido una práctica general que estas ecuaciones sean aplicadas en diferentes niveles de mallas de cálculo embebidas; desde aquellas que cubren grandes extensiones del océano hasta aquellas, con alta resolución, que cubren las zonas urbanas que podrían ser afectadas.

Este tipo de modelos han mostrado que son, computacionalmente, muy eficientes y muy precisos, en cuanto a predecir el alcance de la máxima inundación. Sin embargo, presentan limitaciones para predecir las máximas profundidades de la inundación, así como las velocidades de los flujos durante las etapas del *runup* y *rundown*, variables que son fundamentales para evaluar la peligrosidad de un tsunami en la costa.

Existe una amplia variedad de modelos y técnicas de resolución numérica que son utilizadas para modelar la propagación de ondas largas. Sin embargo, como el mayor campo de aplicación del modelado numérico de tsunami es el de evaluar la peligrosidad del fenómeno en amplias regiones de la costa, teniendo en cuenta todas las etapas de propagación, en este capítulo se analizaron las diferentes aproximaciones existentes para este propósito; las cuales se pueden agrupar de forma general, en aquellas que utilizan las ecuaciones de Boussinesq y las que utilizan las SWE, en ambos casos, integradas en profundidad. A continuación se resumen los aspectos más relevantes, derivados de la revisión efectuada a las diferentes aproximaciones existentes.

3.1.1 Modelos tipo Boussinesq

Los modelos de tipo Boussinesq permiten simular de forma adecuada la propagación de un tsunami de foco lejano (transoceánicos), donde los términos dispersivos juegan un papel importante. Sin embargo, presentan la gran desventaja de requerir una gran resolución espacial y temporal para evitar inestabilidades numéricas durante el cálculo de los términos dispersivos de las ecuaciones, que son derivadas de alto orden. Ello se traduce en el empleo de una gran cantidad de tiempo de cómputo en sus cálculos. Por lo tanto, estos modelos son actualmente poco eficientes para evaluar la peligrosidad de tsunami en zonas costeras, sobre todo de uno cuya fuente de generación se encuentra alejada de la costa.

De igual forma, para simular ondas rotas estos modelos requieren la adición de un término de rotura especial que no proviene de la derivación original de las ecuaciones. Este tiene que ser

incluido en la ecuación de conservación de cantidad de movimiento, como un término “*ad hoc*” para modelar la disipación asociada con el proceso de rotura. Este término requiere incorporar unos coeficientes que necesitan ser calibrados mediante datos experimentales o de campo, por lo que la utilización de este tipo de modelos puede hacerse menos atractiva (Zelt & Raichlen, 1990; Zelt, 1991; Madsen *et al.*, 1997a, 1997b; Kennedy *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2000; Lynett *et al.*, 2002).

3.1.2 Modelos basados en las SWE

Debido a que en la fuente de generación los tsunami comienzan como ondas largas, han sido históricamente modelados empleando las SWE, tanto en su forma lineal (LSWE, por sus siglas en inglés) como no lineal (NLSWE, por sus siglas en inglés). Las últimas han sido ampliamente utilizadas para modelar la propagación y el *runup* de las ondas largas. Si la disipación de energía asociada con el proceso de rotura de la onda, también se ha tenido en cuenta en el modelo numérico, entonces es posible simular el *runup* de ondas rotas. Distintos autores han utilizado diferentes métodos de discretización para resolver estas ecuaciones: diferencias finitas, elementos finitos y volúmenes finitos. Los métodos de diferencias finitas son los que, más ampliamente, han sido utilizados para resolver las SWE, (Titov & Synolakis, 1995; Titov & González, 1997; Liu *et al.*, 1994; Imamura, 1996). Sin embargo, actualmente se han implementado con éxito este tipo de modelos en elementos finitos (Harig *et al.*, 2007).

Este método utiliza mallas independientes en espacio y tiempo, donde las variables no conocidas son calculadas en cada nodo de la malla. Actualmente, modelos como COMCOT (*Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model*), TUNAMI2 (*Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field Tsunami*) y MOST (*Method Splitting Tsunami*) se basan en este método numérico con la capacidad de resolver el dominio computacional en mallas embebidas.

Los modelos que utilizan las ecuaciones no lineales de aguas someras, aunque tienen limitaciones para proporcionar variaciones de la velocidad en la columna de agua y omiten los efectos de la dispersión frecuencial, parecen tener la habilidad para modelar aspectos del proceso de rotura de las ondas y su correspondiente *runup*. Lo anterior fue resumido por Titov y Synolakis (1995) como: “Esto parece ser una manifestación más de la bien documentada, pero inexplicable capacidad de las ecuaciones de aguas someras para proporcionar buenos resultados cualitativos del *runup*, aún en la escala de parámetros donde las asunciones esenciales de las ecuaciones de gobierno son violadas”.

3.2 Fundamentos Conceptuales del Modelado Numérico de Tsunami

El modelado numérico de tsunami de origen sísmico en áreas costeras se fundamenta en estudios interdisciplinarios en Sismología, Geología, Geofísica y Oceanografía, incluyendo la revisión de las fuentes históricas. Actualmente, la simulación numérica es la mejor técnica de análisis geofísico e hidrodinámico disponible para estudiar el riesgo de tsunami en las áreas donde los registros históricos son insuficientes (Cartas de Inundación: Zonas Costeras Chilenas -http://www.cartografia.cl/beta/index.php?option=com_content&view=article&id=644:cartas-de-inundacion-zonas-costeras-chilenas&catid=41:medio-ambiente&Itemid=165. Consultado agosto 07 2013).

Para reproducir un tsunami de origen sísmico se siguen tres etapas: generación, propagación e inundación o *runup*. La generación, entendida como la condición inicial del tsunami, se determina a partir de teorías de deformación sísmica, como las de Manshina y Smylie (1971) y Okada (1992). Estas teorías suponen una deformación instantánea de la superficie del océano idéntica a la deformación vertical del fondo marino. De esta manera se calcula el campo de deformación del lecho marino simulando la generación del tsunami, aunque en la realidad el fondo marino no es perfectamente elástico y hay un pequeño periodo de

transición que no supera los 2 s, la simplificación representa aproximadamente la realidad (Sierra y Pau, 2010).

Para reproducir la propagación de las ondas de tsunami en el océano y el impacto en el borde de costa, se estudia en un enfoque hidrodinámico, utilizando la teoría de ondas largas en aguas someras y la condición de frontera móvil, (Mansinha & Smylie, 1971).

• Teoría de Aguas Someras (versión integral)

La teoría de ondas de aguas someras integra verticalmente las ecuaciones de continuidad y de conservación de momentum a lo largo de la columna de agua en un sistema ortogonal de coordenadas.

Se muestra a continuación la integración de las ecuaciones que gobiernan la teoría de aguas someras:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0$$

x, y, z, t :	Coordenadas y tiempo
u, v, w :	Velocidad en los ejes x, y, z
η :	Desplazamiento vertical
h:	Profundidad (respecto al nmm)
ρ :	Densidad
g:	Aceleración de la gravedad
τ _x , τ _y :	Fricción de fondo en los ejes x e y

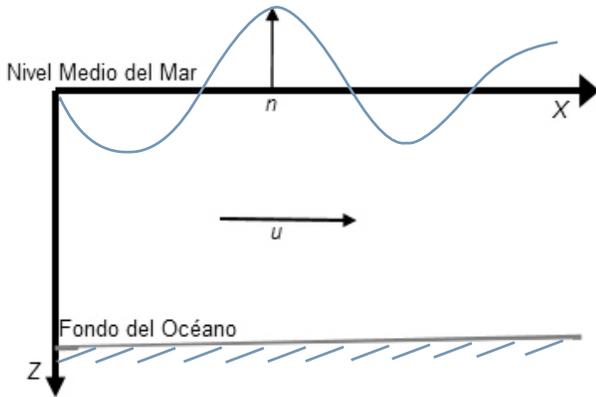


Figura 3.1 Representación gráfica de variables de la teoría de aguas someras.

• Integración de la Ecuación de Conservación de Masa

La conservación de masa es representada con la ecuación de divergencia, en términos de la velocidad de las partículas de agua:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Integrando sobre la vertical, coordenada z:

(E.1)

$$\int_{h_0}^h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = \int_{h_0}^h \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial v}{\partial y} dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial w}{\partial z} dz = 0$$

El tercer término al lado derecho de (E.1) es expresado mediante la aplicación de las condiciones cinemáticas en el fondo del océano (E.3) y en la superficie (E.4):

(E.2)

$$\int_{h_0}^h \frac{\partial u}{\partial x} dz = w(h) - w(h_0)$$

La condición cinemática en el fondo implica que la velocidad vertical de las partículas es dependiente solamente de las coordenadas espaciales, de esta manera:

$$(E.3) \quad z = h_0(x, y)$$

$$\frac{dz}{dt}(h_0) = \frac{\partial h_0}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial h_0}{\partial y} \frac{dy}{dt} \Rightarrow$$

$$w(h_0) = \frac{dz}{dt}(h_0) = \frac{\partial h_0}{\partial x} u + \frac{\partial h_0}{\partial y} v$$

La condición cinemática en la superficie del agua incluye la variable tiempo, de esta manera:

$$(E.4) \quad z = h(x, y, t)$$

$$\frac{dz}{dt}(h) = \frac{\partial h}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial h}{\partial t} \frac{\partial t}{\partial t} \Rightarrow$$

$$w(h) = \frac{dz}{dt}(h) = \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial x} u + \frac{\partial h}{\partial y} v$$

Las expresiones para el primer y segundo término en el lado derecho de (E.1) se obtienen utilizando la fórmula de Leibniz (E.5):

(E.5)

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{h_0(x,y)}^{h(x,y,t)} u(x,y,t) dz = u(h_0) \frac{\partial h}{\partial x} + \int_{h_0(x,y)}^{h(x,y,t)} \frac{\partial u}{\partial x} dz$$

$$\int_{h_0}^h \frac{\partial u}{\partial x} dz = u(h_0) \frac{\partial h}{\partial x} - u(h) \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{h_0}^h u dz$$

$$\int_{h_0}^h \frac{\partial v}{\partial y} dz = v(h_0) \frac{\partial h}{\partial y} - v(h) \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} \int_{h_0}^h v dz$$

Reemplazando (E.3), (E.4) y (E.5) en (E.1), y efectuando un trabajo algebraico, se obtiene:

(E.6)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{h_0}^h u dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{h_0}^h v dz \right) + \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

Asumiendo que las velocidades (u y v) se consideran uniformes en toda la columna de agua, los campos de integración resultantes son:

(E.7)

$$\frac{\partial}{\partial x} ((h - h_0) u) + \frac{\partial}{\partial y} ((h - h_0) v) + \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

Introduciendo la profundidad total (D) y el desplazamiento vertical (h) en (E.7),

donde:

$$D = h - h_0 \quad h = \bar{h} + \eta(x, y, t) \Rightarrow \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

Se obtiene la versión integral de la ecuación de conservación de masa (E.8) [2, 5]

(E.8)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

• Integración de la Ecuación de Conservación de momentum

Basados en la ley de Newton y considerando que las principales fuerzas externas que gobiernan el fenómeno son; la presión del agua, la gravedad y la fricción con el fondo, se obtienen las ecuaciones de la conservación de momentum para los tres ejes:

(E.9.a)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho}$$

(E.9.b)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho}$$

(E.9.c)

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \rho g$$

Donde,

 x, y, z, t : Coordenadas y tiempo u, v, w : Velocidad de las partículas de agua P : Presión del agua h : Profundidad total, referida al nmm ρ : Densidad g : Aceleración de gravedad τ_x, τ_y : Fricción de fondo en los ejes x e y

La ecuación (E.9.c) es reemplazada por una aproximación hidrostática con las siguientes consideraciones. Representando la componente vertical como una onda sinusoidal en (E.10):

(E.10)

$$z = A \sin\left(\frac{2\pi}{T} t\right)$$

La derivada de segundo orden representa la inercia local y corresponde al primer término en (E.9.c). Si se considera que las ondas de tsunami presentan amplitudes máximas no superiores a 10 m ($A \sim 10$ m) y períodos de onda máximos de alrededor de 30 minutos ($T \sim 1800$ s), entonces:

(E.11)

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{dw}{dt} = -A \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \sin\left(\frac{2\pi}{T} t\right) \cong 10^{-3} \left(\frac{m}{s^2}\right)$$

Esto es despreciable comparado con las magnitudes de la presión y la gravedad. Si los términos convectivos son ignorados también la ecuación (E.9.c) se reemplaza por la denominada aproximación hidrostática:

(E.12)

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \Rightarrow P = \rho g (h - z)$$

Esto significa que la expresión vertical para la conservación de momentum (E.9.c) está implícitamente incorporada en (E.9.a) y (E.9.b), expresada

por las variaciones de la presión en términos de la profundidad del agua (h):

(E.13)

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \rho g \frac{\partial h}{\partial x} \quad \frac{\partial P}{\partial y} = \rho g \frac{\partial h}{\partial y}$$

Reemplazando estos términos y considerando que la velocidad vertical es cero ($w=0$), las ecuaciones (E.9) son reducidas a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0$$

La integración de la ecuación en x sobre la coordenada vertical (z) es:

(E.14)

$$\int_{h_0}^h \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} \right) dz$$

$$= \int_{h_0}^h \frac{\partial u}{\partial t} dz + \int_{h_0}^h \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) dz + \int_{h_0}^h g \frac{\partial \eta}{\partial x} dz + \int_{h_0}^h \frac{\tau_x}{\rho} dz$$

Asumiendo que las velocidades horizontales son uniformes en la columna de agua, la integración de los términos de aceleración local, convectivos y de presión, es directa.

(E.15)

$$\int_{h_0}^h \frac{\partial u}{\partial t} dz + \int_{h_0}^h \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) dz + \int_{h_0}^h g \frac{\partial \eta}{\partial x} dz$$

$$= \frac{\partial u}{\partial t} (h-h_0) + \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) (h-h_0) + g \frac{\partial \eta}{\partial x} (h-h_0)$$

Los términos de fricción de fondo son expresados por:

(E.16)

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}$$

Donde: $D = h-h_0$

Combinando (E.15), la versión verticalmente integrada de (E.16), y re-expresando los términos de convección, obtenemos la versión integral de la Ecuación de Conservación de Momentum para las direcciones x e y:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (M^2/D) + \frac{\partial}{\partial y} (MN/D) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (MN/D) + \frac{\partial}{\partial y} (N^2/D) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

Con $M = D u$, caudal en el eje x; $N = D v$, caudal en el eje y.

De esta manera se obtiene la ecuación integral de la Ecuación de Conservación del Momentum. [2, 5]

3.3 Modelos Numéricos Utilizados en el Estudio de Tsunami que Emplean las SWE

3.3.1 TUNAMI (*Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field tsunamis*)

El modelo fue desarrollado por Dr. Fumihiko Imamura, Profesor de la Universidad de Tohoku (Japón), se presentó en 1995 en el marco del proyecto TIME (*Tsunami Inundation Modeling Exchange*) patrocinado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC, por sus siglas en inglés) de la Organización de Naciones Unidas

Para la Ciencias y Tecnología (UNESCO, por sus siglas en inglés). El código TUNAMI se puede encontrar como:

TUNAMI-N1: implementa la Teoría Lineal sobre mallas constantes. Se utiliza para el estudio de tsunami de campo cercano.

TUNAMI-N2: implementa la Teoría Lineal en aguas profundas, la Teoría de Aguas-Someras en zonas cercanas a la costa y *runup* sobre la costa, utiliza mallas constantes. Con esta versión del código se estudian los eventos de tsunami de campo lejano y cercano.

TUNAMI-N3: implementa la Teoría Lineal con la flexibilidad de poder utilizar mallas variables.

TUNAMI-F1: implementa la Teoría Lineal para propagar ondas de tsunami en el océano utilizando coordenadas esféricas.

TUNAMI-F2: implementa la Teoría Lineal para propagar ondas de tsunami en el océano y en aguas cercanas a la costa utilizando coordenadas esféricas (Imamura *et al.*, 2006).

La versión de código Tunami-N2 utiliza NLSWE expresadas en coordenadas esféricas incluyendo los términos de Coriolis, implementa un esquema de diferencia finitas *leap-frop* de segundo orden para discretizar las ecuaciones de gobierno NLSWE. Para la propagación del tsunami en el agua poco profunda las condiciones de turbulencia horizontales de Eddy son insignificantes en comparación la fricción de fondo (Dao & Tkalich, 2007).

Tunami-N2 es una de las herramientas principales para estudiar la propagación y amplificación en la costa de tsunamis en relación con diferentes condiciones iniciales (Goto & Ogawa, 1982; Imamura *et al.*, 1988; Goto & Ogawa, 1997). Con el modelo se puede calcular la elevación y la velocidad superficial del agua debido a tsunami en todo dominio computacional, incluyendo regiones de la Tierra. Utilizando el Tunami-N2 se ha simulado la propagación de eventos de tsunami y en el Cinturón de Fuego del Pacífico, en los océanos Atlántico e Índico; con un zoom-in en determinadas zonas de los mares japoneses, el Caribe, Rusia y el Mediterráneo (Yalçiner *et al.*, 2000, 2001, 2002, 2004; Zahibo *et al.*, 2003. Tinti *et al.*, 2006).

El código en su versión TUNAMI-N se ha utilizado extensivamente como parte del sistema de pronóstico de tsunami llevado a cabo por la Agencia de Meteorología de Japón y en el desarrollo del proyecto CITSU (Cartas de Inundación por Tsunami para los Puertos de Chile)

3.3.2 MOST (*Method of Splitting Tsunami*)

El modelo numérico MOST fue desarrollado por el *Pacific Marine Environmental Laboratory* (PMEL, por sus siglas en inglés) y la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOA, por sus siglas en inglés), simula las tres etapas de evolución de las ondas de tsunami.

La generación del tsunami se calcula a partir de un modelo de planos de falla de origen para los sismos. Para tener en cuenta la curvatura de la Tierra y las diferentes velocidades de ondas de diferentes frecuencias durante la propagación del tsunami, las ecuaciones de NLSWE se resuelven en coordenadas esféricas incluyendo la fuerza de Coriolis y un esquema de dispersión numérica. Las ecuaciones de gobierno se resuelven numéricamente utilizando un método de división: se utilizan mallas telescópicas para tener en cuenta el cambio de escalas espaciales durante la propagación del tsunami, con esto se consigue un intercambio dinámico de datos en las fronteras. La malla con mayor resolución incluye un modelo de inundación con la aplicación de condiciones de contorno móviles. El MOST divide la onda a partir de un modelamiento de onda de choque, dentro de la aproximación de aguas someras (sin simular un frente de quiebre). Las cualidades de disipación numérica del sistema permiten el cálculo estable de la dinámica de choque, la conservación de masa y momento, con una buena precisión. Las amplitudes de las olas simuladas se validan con buenos resultados en una serie de experimentos de laboratorio, (*Tsunami Pilot Study Working Group*, 2006).

El modelo MOST se integra a una interfaz gráfica creando el modelo CommiT/MOST (*Community Modelling Interfase Tsunami / Method of Splitting Tsunami*), el cual tiene sus

orígenes en la segunda reunión del Grupo Intergubernamental de Coordinación del Sistema de Alerta y Mitigación de Efectos de Tsunami (ICG / IOTWS II) en Hyderabad, en diciembre de 2005. El modelo comunitario proporciona herramientas para la construcción de mapas de inundación de tsunami en diferentes escenarios, y sirve para establecer pronósticos de amenaza por tsunami en tiempo real, por lo cual es una herramienta fundamental para la construcción de comunidades tsunami resilientes. Utiliza como datos de entrada la batimetría y topografía de la región a estudiar, además de la magnitud del sismo precursor y datos de la falla (orientación de la falla o ángulo strike θ , el ángulo dip δ , el ángulo rake λ , el promedio de buzamiento (slip) μ_0 , y la profundidad de la fuente h , los cuales son descargados de Internet). Proporciona información del comportamiento de ola de tsunami a partir de información sísmica y batimétrica de diferentes zonas alrededor del mundo. Una interfaz permite la selección de los datos de entrada del modelo (condición inicial, mallas, batimetría, etc), así como una plataforma para visualizar la salida del modelo a través de una interfaz gráfica de usuario (GUI). La interfaz también permite compartir en Internet los resultados del modelo y usar bases de datos compartidas. La interfaz ComMIT se ha escrito en el lenguaje de programación Java (requiere la versión 1.5) y utiliza el formato NetCDF para la entrada y salida del modelo, lo que lo hace una plataforma independiente (es decir, puede ser ejecutado en diferentes plataformas como Microsoft Windows, Mac OS o UNIX), (NOAA. Seattle: *National Oceanic and Atmospheric Administration; Community Model Interface for Tsunami (ComMIT)*; <http://nctr.pmel.noaa.gov/ComMIT/background.html>. Consultado 2013 agosto 7).

El modelo MOST se utiliza para pronósticos de tsunami en el Pacífico Noreste y Sudeste como herramienta en los Centros de Alerta por Tsunami (ICG/PTWS 2012. Meeting of the PTWS Tsunami Hazard Assessment Task Team, Santiago, Chile).

Se ha utilizado para la simulación de eventos de tsunami históricos como el de Japón 2011 (Titov 2011) (Escobar y Sánchez 2011) y Chile 2010 (Titov & Synolakis 2010), entre muchos otros. También se ha utilizado en proyectos de investigación como “*Development, Testing, and Applications of Site-specific Tsunami Inundation Models for Real-time Forecasting*” (L. Tang, V. V. Titov, C. D. Chamberlin 2009). “*Development of the Forecast Propagation Database for NOAA’s Short-term Inundation Forecast for Tsunami (SIFT)*” (Edison Gica, Mick C. Spillane, Vasily V. Titov, Christopher D. Chamberlin, Jean C. Newman, 2008), y el proyecto SIRAD (Sistema de Información sobre Recursos para Atención de Desastres) del Perú en conjunto con la Comisión Europea.

3.3.3 COMCOT (*Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model*)

COMCOT adopta explícitamente los esquemas del método del “salto de la rana” (*leap-frog*) de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas. Un sistema de mallas anidadas dinámicamente acopladas en doce niveles (capas) ascendentes, con diferentes resoluciones de mallas, puede ser implementado para cumplir las necesidades de la simulación de tsunami a diferentes escalas.

Un sistema de mallas anidadas significa que en una región de un tamaño de malla específico hay una o más sub-regiones, las que tienen mallas más pequeñas y las cuales eventualmente forman un sistema jerárquico de mallas o de niveles. La región con la malla más grande es llamada malla de 1er nivel y todo el resto de las mallas anidadas a ésta se denominan mallas de 2do nivel, 3er nivel y así sucesivamente. En una malla se pueden definir 12 sub-niveles de mallas. Comcot utiliza un tamaño uniforme de malla ($x = y$) en una región. Para cada una de las regiones se pueden escoger los sistemas de coordenadas ya sean esféricas o cartesianas, así como las versiones lineales o no lineales de las ecuaciones. Se asume que el desplazamiento de la superficie del agua es el mismo que la deformación del piso oceánico y éste está determinado por la teoría de la dislocación elástica.

El modelo COMCOT es capaz de implementar múltiples mecanismos de generación de tsunami, como un fallamiento en el piso marino, un deslizamiento, perturbaciones a la superficie del agua u olas de diseño. Las ecuaciones lineales y no lineales de aguas someras están disponibles para coordenadas esféricas y cartesianas para los estudios numéricos de diferentes escalas. Una configuración de mallas anidadas balancea la eficiencia y precisión, en la que una gran malla puede ser utilizada para el estudio de la propagación del tsunami en océano abierto y una malla de mayor resolución puede ser adoptada para las zonas costeras de interés.

El modelo COMCOT ha sido aplicado para investigar el impacto de varios eventos de tsunami históricos como los tsunamis de Chile en 1960 (Liu *et al.*, 1994), de islas Flores (Indonesia) en 1992 (Liu *et al.*, 1995), del Océano Índico en 2004 (Wang & Liu, 2006; 2007), de Argelia en 2003 (Wang & Liu, 2005) y de Lisboa 1755 (Lima *et al.*, 2010, Omira *et al.*, 2011, y Baptista *et al.*, 2011). Adicionalmente, el modelo ha sido validado con los casos Benchmark, definidos dentro de la estructura de trabajo del Proyecto Europeo de Tsunami TRANSFER.

3.3.4 NEOWAVE (*Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVE*)

NEOWAVE es un modelo de onda dispersivo en un sistema de coordenadas esféricas que utiliza dos vías de mallas anidadas para el cálculo de la evolución de un tsunami desde su generación hasta la determinación de los *runup* en la costa. El modelo de integración vertical (en profundidad) describe ondas dispersivas debido a la presión no hidrostática y la velocidad vertical. Además, considera la generación del tsunami debido a la deformación dinámica del fondo marino.

El modelo de diferencias finitas semi-implícito captura las discontinuidades de flujo asociadas a los saltos hidráulicos o "bores", a través de un esquema de conservación de momentum de advección con una aproximación de flujo "upwind".

El esquema de dos vías de mallas anidadas utiliza la condición de Dirichlet de la presión no hidrostática y la velocidad y elevación superficial en los bordes de las inter-mallas para asegurar la propagación de las ondas dispersivas y discontinuidades a través de las mallas computacionales de diferentes resoluciones. Los bordes de las inter-mallas pueden adaptarse a las características batimétricas para poder modelar los procesos de transformación de las ondas al acercarse a la costa (*nearshore*), con una eficiencia y óptima resolución computacional.

Una transformación de coordenadas hace posible la aplicación del modelo a pequeñas regiones geográficas o experimentos de laboratorio con una malla cartesiana. Una función Gaussiana dependiente de la profundidad suaviza características localizadas del fondo marino en relación a la profundidad del agua, mientras que se retiene la batimetría importante para el modelamiento de la transformación del tsunami y *runup*. Experimentos numéricos de la propagación de una onda solitaria y *runup* para N-ondas verifican la implementación del esquema de mallas anidadas.

El modelo fue aplicado en la simulación de los tsunamis de Samoa 2009 (Yamazaki *et al.*, 2009) y Chile 2010 (Yamazaki & Cheung, 2010), entre otros.

3.4 Modelos numéricos para tsunami herramienta en la gestión del riesgo: Centro de Alerta de Tsunami (CAT - Dimar), Mapas de Inundación

Los modelos numéricos son generalmente componentes principales en los sistemas de alerta temprana de tsunami. El Centro de Alerta de Tsunamis (CAT) de la Dirección General Marítima (Dimar), con sede en el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP), operativo desde 2009, cuenta entre sus capacidades modelos numéricos como TUNAMI-N y TUNAMI-N2, ComMIT/MOST y el *Tsunami Travel Time*. Con la aplicación de estos modelos se han generado

bancos de escenarios de eventos tsunamigénicos que permiten conocer la propagación de ondas de tsunami, el tiempo de arribo, la altura y la velocidad de dichas ondas, (CCCP. San Andrés de Tumaco: Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. CAT: Centro de Alerta de Tsunami, protegiendo el litoral Pacífico colombiano. <http://www.cccp.org.co/index.php/component/content/article/103-fenomenos-naturales-y-antropicos/866-cat-centro-de-alerta-de-tsunami-protegiendo-el-litoral-Pac>. Consultado agosto 7 2013).

Utilizando los modelos numéricos, el CAT contribuyó con los resultados de la modelación para la isla de Tumaco (Pacífico colombiano) de los efectos de los tsunami de Chile 2010 y Japón 2011. Los resultados del evento del 27 de febrero en Chile, fueron publicados por el Centro de Investigaciones de Tsunami de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), evidenciando la experiencia alcanzada a nivel nacional en el uso de la herramienta ComMIT/MOST (*Community Modeling Interface Tsunami/Method of Splitting Tsunami*), (CCCP. San Andrés de Tumaco: Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Dimar-CCCP contribuye con entendimiento de tsunami en Chile y sus efectos. <http://www.cccp.or.co/index.php/component/content/article/103-fenomenos-naturales-y-antropicos/886-dimar-cccp-contribuye-con-entendimiento-de-tsunami-en-chile-y-sus-efectos>. Consultado agosto 2013).

Con base en la aplicación de modelos numéricos se han realizado estudios de evaluación de la amenaza por tsunami para diferentes zonas del Litoral Pacífico Colombiano como las Bahías de Tumaco, Guapi, Buenaventura y Málaga. Los resultados de inundación combinado con la cartografía base de la zona de estudio han permitido la elaboración de mapas temáticos de inundación por tsunami, los cuales sirven de apoyo en la toma de decisiones en el CAT y en la generación de planes de contingencia ante la amenaza por tsunami en un contexto de gestión del riesgo.

3.5 Caso de estudio: Bahía Tumaco (casco urbano)

Por su ubicación geográfica próxima a la zona de subducción en el Pacífico colombiano, el municipio de San Andrés de Tumaco en su área urbana (Figura 3.2) presenta un alto grado de amenaza a fenómenos naturales como el tsunami. Sumado a una alta vulnerabilidad, debido a las condiciones de densidad poblacional y socio-económicas, lo convierten en un reto para las autoridades locales y nacionales, (Cardonal *et al.*, 2007). Recientes eventos de tsunami en la región del Pacífico Sudeste (en Perú 2007 y en Chile 2010) ponen de manifiesto la inminente amenaza a la cual se encuentra expuesta la población de Tumaco, razón por la cual se hizo necesario actualizar los estudios de amenaza por tsunami teniendo en cuenta las actuales condiciones de riesgo.

Diferentes autores han evaluado la amenaza por tsunami de origen cercano en Tumaco a partir de técnicas de modelación numérica de eventos de tsunami reales y probabilísticos (Restrepo y Otero, 2007), generando como resultado mapas de inundación por tsunami que sirvieron como herramienta fundamental en la creación de planes de mitigación y atención de desastres en el municipio (Bastidas y Puentes, 2008). De la misma manera los anteriores estudios recomendaron aumentar el nivel de detalle de la información base (batimetría, altimetría) con la cual se realizan las simulaciones de eventos de tsunami, con el fin de establecer con mayor precisión, las zonas de inundación en los mapas y de esta manera, evaluar con mayor rigor la amenaza (Quiceno y Ortiz, 2001, Cardona, 2005, Caicedo *et al.*, 1996). Por otro lado, la fuerte dinámica sedimentaria en la bahía de Tumaco y sus marcados cambios en la morfología litoral, son factores importantes en la determinación del nivel de inundación y la extensión o *runup* de un tsunami (Sierra y Pau, 2010); es decir la medida de inundación máxima al interior de la costa. Los daños a gran escala causados por el impacto de tsunamis generados por sismos de características similares al evento de 1979 hacen que no sea necesario suponer eventos extremos para definir el grado de amenaza en la zona de estudio,

(Quiceno y Ortiz, 2001), por otro lado Cardona *et al.*, 2007 reportó que un evento de tsunami con características similares al de 1979 es desastroso, considerando la inundación y el corto tiempo de

llegada de las olas. Lo anterior y lo bien documentado del evento de 1979, hace que se considere como un referente apropiado para evaluar la amenaza por tsunami en la zona de estudio.



Figura 3.2. Ubicación: Área urbana municipio de San Andrés de Tumaco, El punto rojo indica la zona de los epicentros reportados para el evento de tsunami de 1979.

Por las anteriores razones, se evaluó la amenaza por tsunami utilizando datos LiDAR (*Light Detection and Ranging*) y batimetrías de detalle de 15 m de resolución espacial (multihaz) como información base para la modelación numérica del tsunami de 1979 que afectó la población de Tumaco y de esta manera generar un mapa actualizado de inundación por tsunami, tomando como referencia el mapa de inundación actual del municipio. La ventaja de usar datos LiDAR para la modelación de tsunami, es la precisión en la medida de la altimetría del terreno ± 15 cm en el plano vertical y ± 30 cm en el plano horizontal, lo cual influye significativamente en la definición de la extensión y la profundidad de la inundación por tsunami, (Murashima, *et al.*, 2008). Este caso de estudio presenta la metodología y los resultados que permitieron generar el mapa actualizado de inundación por tsunami de origen cercano en el área urbana del municipio de San Andrés de Tumaco.

La estimación de la amenaza por tsunami de origen cercano en el municipio de San Andrés de

Tumaco se fundamentó en tres etapas. La primera de campo, en la cual se obtuvo la información base para la realización del proyecto (Información batimétrica, altimétrica y de mareas).

En la segunda etapa se ejecutaron los modelos de generación y propagación e inundación de ondas de tsunami integrados en el modelo numérico TUNAMI-N2 del proyecto TIME (*Tsunami Inundation. Modelling Exchange*), recreando escenarios posibles con base en el evento real de tsunami de 1979 (Sánchez y Puentes, 2013).

Una tercera etapa consistió en generar la cartografía temática, integrando la información de la malla de inundación del escenario simulado (altura de la lámina de agua inundante en la zona de estudio) a un sistema de información geográfica (SIG), con el fin de elaborar el mapa de inundación por tsunami de origen cercano en el casco urbano del municipio de San Andrés de Tumaco.

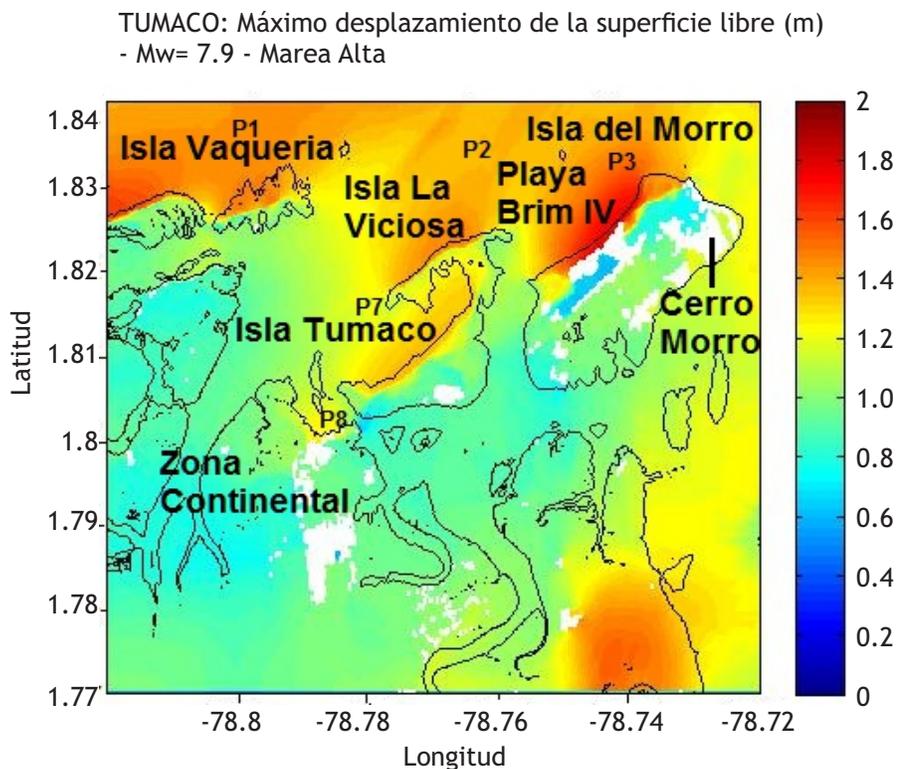


Figura 3.3 Altura y extensión horizontal de inundación en el área urbana Tumaco para el escenario E1, en condiciones de marea alta. La escala de colores indica la máxima altura (metros respecto al NMM) alcanzada por el tsunami. Las zonas en blanco indican terrenos que no son cubiertos por el agua.

Como resultado de esta investigación se generaron, mallas de inundación con la altura de la lámina de agua inundante sobre toda la zona de estudio (Figura 3.3) y mareogramas sintéticos que permiten obtener información de alturas de olas y tiempos de llegada de las mismas en puntos específicos en la zona de estudio, durante todo el tiempo de simulación del evento (Figura 3.4). Con base en esta información se generó el mapa de inundación por tsunami de origen cercano en el municipio de San Andrés de Tumaco (Figura 3.5b), con el fin de estimar la amenaza en esta zona.

Al realizar un análisis comparativo entre los mapas de inundación por tsunami elaborados para el municipio en 2004 y 2012 (Figuras 3.5a y 3.5b), se encuentran cambios significativos en

las zonas de inundación del área urbana del municipio. La isla de Tumaco, con inundación aproximada de 88 % en el mapa 2004, presenta inundación del 96 % en el mapa 2012, lo cual representa más de 100.000 m² de área inundada en la isla (Sánchez y Puentes, 2013). La determinación de escenarios de inundación por tsunami contribuye a la disminución de la vulnerabilidad de los pobladores de las zonas costeras ante este evento de origen natural, toda vez que son una herramienta base para la formulación de planes municipales de contingencia ante tsunami y, permiten a la Unidad Nacional de Gestión del Riesgo la toma de decisiones concernientes al manejo de desastres, a los planes de capacitación en respuesta ante tsunami y a la formulación de estrategias de mitigación.

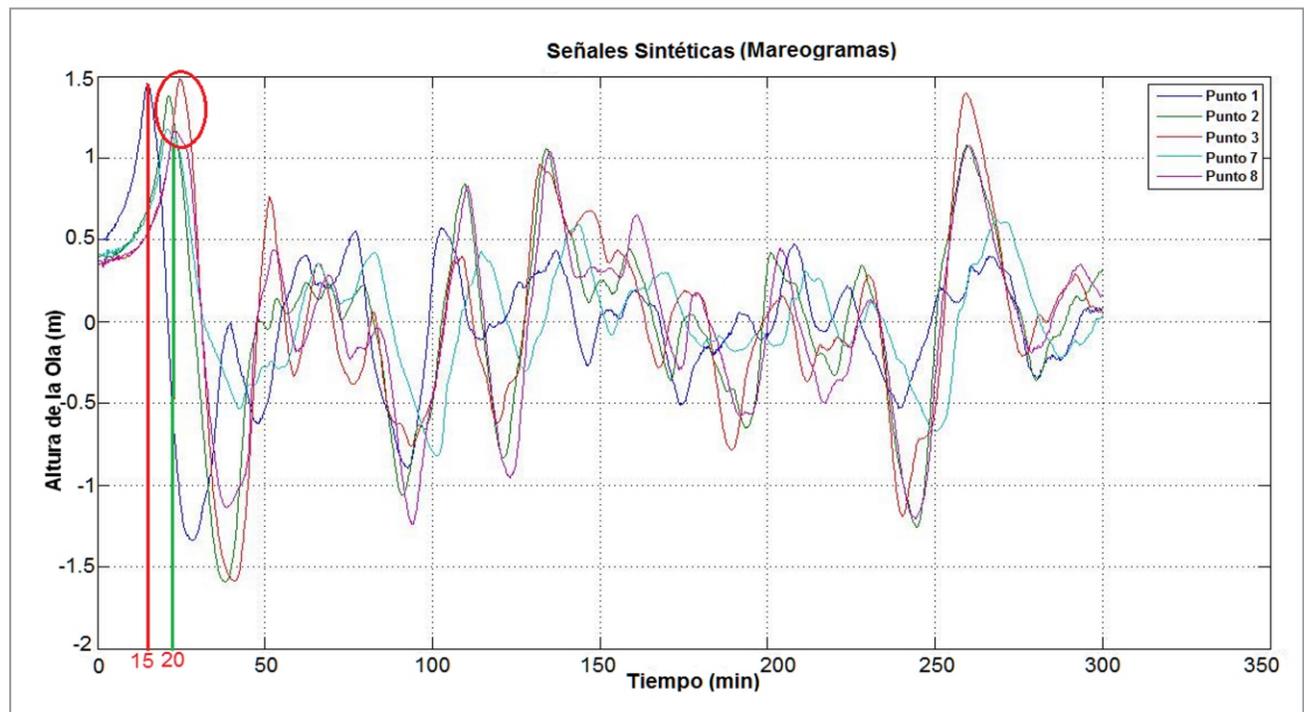


Figura 3.4 Señales Sintéticas, P1 Isla Vaquería primer máximo en 15 minutos línea roja. P2, P3, P7 y P8 occidente de las Islas de La Viciosa, Tumaco y, El Morro promediando primer máximo en 20 minutos círculo rojo y línea verde. Los tiempos se miden desde el origen del sismo, (Figura 3.2).

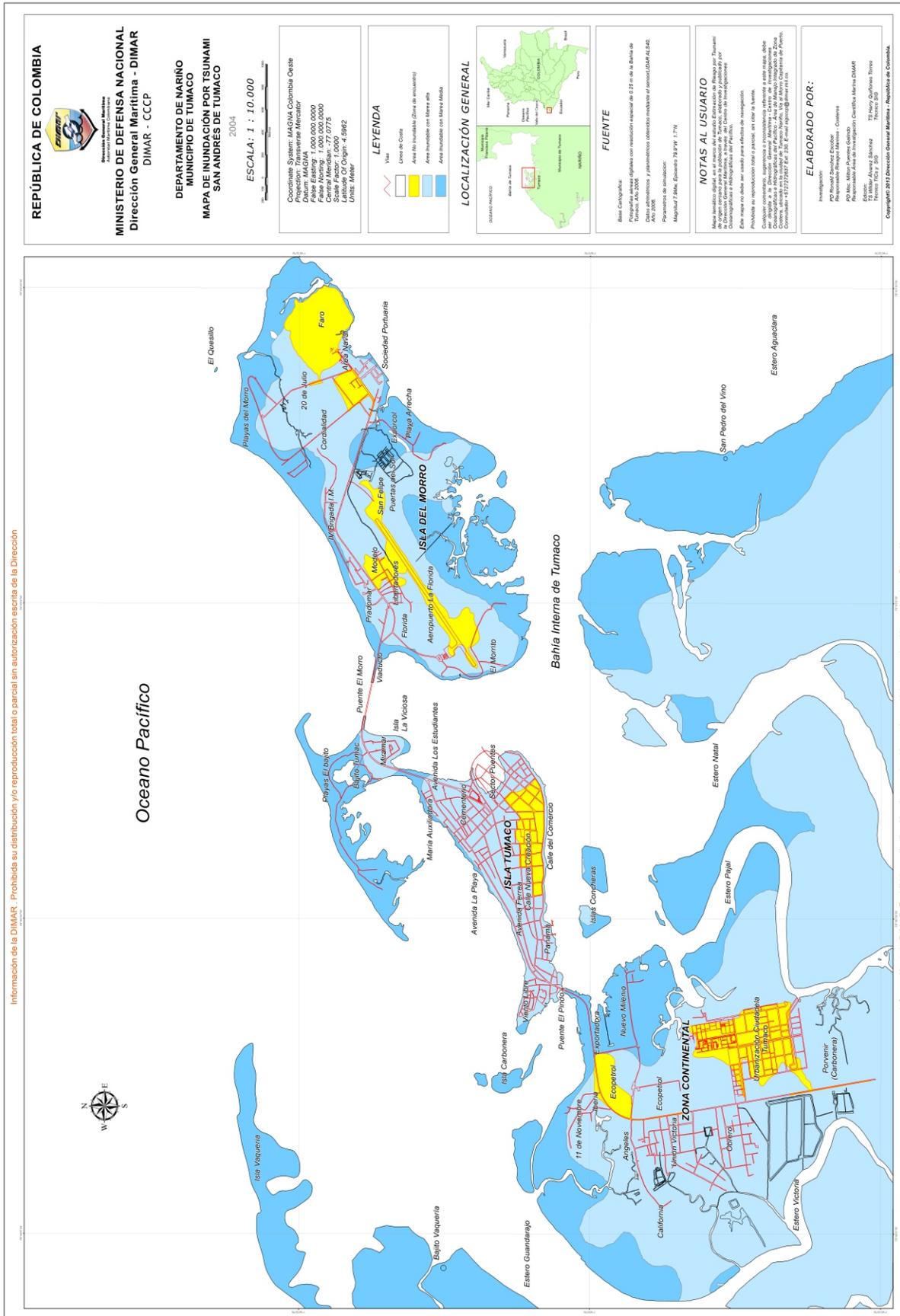


Figura 3.5.a Mapa de inundación por tsunami actual para la zona de estudio (elaborado por Cardona, en 2004).

3.6 Referencias bibliográficas

- Baptista, M.A., Miranda, J.M., Omira, R. and Antunes, C. 2011.** Potential inundation of Lisbon downtown by a 1755-like tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.
- Bastidas M., Puentes M. G. 2008.** Estimación del riesgo por tsunami de origen cercano en la bahía de Buenaventura (Informe final). San Andrés de Tumaco: Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico.
- Cartas de Inundación: Zonas Costeras Chilenas (2013).** Consultado agosto 07 2013: http://www.cartografia.cl/beta/index.php?option=com_content&view=article&id=644:cartas-de-inundacion-zonas-costeras-chilenas&catid=41:medio-ambiente&Itemid=165.
- Caicedo J., Martinelli B., Meyer H., Reyna J. (1996).** Simulaciones numéricas de propagación de Tsunamis para la costa pacífica de Colombia. X Seminario Nacional de Ciencia y Tecnología del Mar., Academia de Ciencias Exactas: 1-14
- Cardona Y. (2004).** Análisis del arribo de ondas de tsunami a las poblaciones de la bahía de Tumaco a través de señales sintéticas. *Boletín Científico CCCP*. 11, 42-49.
- Cardonal Y., Toro F., Vélez J. y Otero L. 2007.** Estimación de la amenaza por inundación generada por ondas de tsunami considerando la altura y velocidad de la lámina de agua inundante para el municipio de Tumaco. *Boletín Científico CCCP*. 14, 19-30.
- Cardona Y. 2005.** Modelación de tsunamis en la costa pacífica colombiana, caso de aplicación bahía de Tumaco. Tesis de maestría Ingeniería - Recursos hidráulicos. Universidad nacional de Colombia.
- Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B. and Chawla, A. 2000.** Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. II: 2D. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 126(1): 48-56.
- Dao M. H. & Tkalich P. 2007.** Tsunami propagation modelling - a sensitivity study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.
- Escobar, G., Rodriguez, E. y Gutiérrez, J. 2010.** Dimar-CCCP contribuye con entendimiento de tsunami en Chile y sus efectos. [Consultado el 7 de agosto de 2013], Dirección General Marítima, página web Centro de Investigaciones oceanográficas e hidrográficas del pacífico: <http://www.cccp.org.co/index.php/component/content/article/103-fenomenos-naturales-y-antropicos/886-dimar-cccp-contribuye-con-entendimiento-de-tsunami-en-chile-y-sus-efectos>.
- Gica, E., M. Spillane, V., Titov, V., Chamberlin, C. and Newman, J.C. 2008.** Development of the forecast propagation database for NOAA's Short-term Inundation Forecast for Tsunamis (SIFT). NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-139, 89 pp.
- Goto C. & Ogawa, Y. 1997.** Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. IUGG/IOC TIME Project. Unesco. 28 p.
- Goto C., & Ogawa Y. 1982.** Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by N. Shuto.
- Harig, S., Chaeroni, C., Behrens, J. and Schroeter, J., 2007.** Tsunami Simulations with unstructured grids (TsunAWI) and a comparison to simulations with nested grids (TUNAMI-N3). 6th International Workshop on Unstructured Mesh Numerical Modelling of Coastal, Shelf and Ocean Flows. Imperial College, London, 19-21.
- Imamura, F. 1996.** Review of tsunami simulation with a finite difference method. *Long Wave Runup Models*, World Scientific Publishing Co, 25-42.
- Imamura F., Yalciner C.A. and Ozyurt. 2006.** *Tsunami Modelling Manual (TUNAMI model)*. [Consultado el 7 de agosto de 2013: www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/projects/manual-ver-3.1.pdf].
- Imamura F., Shuto, N. and Goto C. 1988.** Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunami. Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, Japan, 265-272.

- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T. and Dalrymple, R.A. 2000.** Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, end runup. I: 1D. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 126(1): 39-47.
- Lima, V. V., Miranda, J. M., Baptista, M. A., Catalao, J., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Álvarez -Gómez, J. A. y Carreño, E. 2010.** Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.
- Liu, P.L.F., Cho, Y.S., Yoon, S.B. and Seo, S.N. 1994.** Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. *Recent Developments in Tsunami Research*, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 99-115.
- Liu, P.L.F., Cho, Y.S., Briggs, M.J., Synolakis, C.E. and Kanoglu, U. 1995.** "Run-up of Solitary Waves on a Circular Island", *J. Fluid Mechanics*, 302, 259-285.
- Lynett, P.J., Wu, T.R. and Liu, P.L.F. 2002.** Modeling wave runup with depth-integrated equations. *Coastal Engineering*, 46(2): 89-107.
- Madsen, P.A., Sorensen, O.R. and Schaffer, H.A. 1997a.** Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves. *Coastal Engineering*, 32(4): 255-287.
- Madsen, P.A., Sorensen, O.R. and Schaffer, H.A. 1997b.** Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part II: Surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves. *Coastal Engineering*, 32(4): 289-319.
- Mansinha, L. Smylie, D. E. 1971.** The displacement of the earthquake fault model, *Bulll Seismol Soc Smeri*. 61, 1433-1400.
- Murashima Y., Takeuchi H., Imamura F., Koshimura S., Fujiwara K., Suzuki T., 2008.** Study on Topographic Model Using LIDAR for Tsunami Simulation. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. XXXVII. Part B8.
- NOAA. Seattle: National Oceanic and Atmospheric Administration.** Community Model Interface for Tsunami (ComMIT); <http://nctr.pmel.noaa.gov/ComMIT/background.html>. Consultado 2013 agosto 7.
- Omira, R., Baptista, M.A., Mellas, S., Leone, F., Meschinet de Richemond, N., Zourarah B. and Chere, J-P. 2011.** The November, 1st, 1755 Tsunami in Morocco: Can Numerical Modeling Clarify the Uncertainties of Historical Reports.
- Okada, Y. 1992.** Internal Deformation Due To Shear and Tensile Faults in Half-Space. *Bulletin of the Sismological Society of America*, Vol. 82, No. 2, pp. 1018-1040. Consultado el 7 de agosto de 2013: <http://www.geophysik.uni-muenchen.de/~malservisi/TECTOGPS/papers/Okada92.pdf>.
- Quiceno A., Ortiz, M. 2001.** Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral pacífico colombiano. Parte I (Región de Tumaco). *Boletín Científico CCCP*, 8: 5-14.
- Restrepo J., Luis J. Otero. (2007).** Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la Cuenca Pacífica Colombiana - Bahía de Buenaventura. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 31(120): 363- 377, 2007. ISSN 0370-3908.
- Rodriguez, E. y Palomino, A. 2010.** CAT: Centro de Alerta de Tsunami, protegiendo el litoral Pacífico colombiano. [Consultado el 7 de agosto de 2013], Dirección General Marítima, página web Centro de Investigaciones oceanográficas e hidrográficas del pacífico: <http://www.cccp.org.co/index.php/component/content/article/103-fenomenos-naturales-y-antropicos/866-cat-centro-de-alerta-de-tsunami-protegiendo-el-litoral-Pac>.
- Sánchez R., y Puentes M. 2013.** Estimación de la amenaza por tsunami en el municipio de San Andrés de Tumaco, Pacífico colombiano, utilizando información LiDAR. *Boletín Científico CCCP*, 30. 8-13
- Sierra P. y Pau J. 2010.** Análisis de la generación y propagación de tsunamis en la costa atlántica española. Tesis especialidad en Ingeniería Marítima. Universidad Politécnica de Catalunya.

- Tang, L., Titov, V.V. and Chamberlin, C.D. 2009.** Development, testing, and applications of site-specific tsunami inundation models for real-time forecasting, *J. Geophys. Res.*, 114, C12025, doi:10.1029/2009JC005476.
- Titov, V.V. & Synolakis, C.E. 1995.** Modeling of breaking and nonbreaking long-wave evolution and runup using VTCS-2. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 121(6): 308-316.
- Titov, V.V. & González, F.I. 1997.** Implementation and testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) model NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112, 11 pp.
- Titov, V., Bernard, E., Arcas, D., Wei, Y., Chamberlin, C., Moore, C. and Tang, L. 2011.** March 11, 2011 Tohoku-Japan tsunami: Lessons from forecast assessment. In *Proceedings of Oceans' 11 MTS/IEEE*, Kona, IEEE, Piscataway, NJ, 19-22 September 2011, No. 6107282, 2 pp (2011).
- Tsunami Pilot Study Working Group. 2006.** Seaside, Oregon Tsunami Pilot Study—Modernization of FEMA flood hazard maps. NOAA OAR Special Report, NOAA/OAR/PMEL, Seattle, WA, 94 pp. + 7 appendices.
- Wang, X. & Liu, P. L.F. 2005.** A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) Earthquake and tsunami. *Computer Modeling in Engineering and Sciences*, Vol.10, No.2, pp.171-184.
- Wang, X. & Liu, P.L.D. 2006b.** An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanism and Indian Ocean tsunami, *Journal Hydraul. Res.*, 44(2), 147-159, 2006b.
- Wang, X. & Liu, P.L.D. 2007.** NUMERICAL SIMULATIONS OF THE 2004 INDIAN OCEAN TSUNAMIS — COASTAL EFFECTS. *Journal of Earthquake and Tsunami*, September 2007, Vol. 01, No. 03 : pp. 273-297.
- Yalçiner, A.C., Altinok, Y. and Synolakis, C.E. 2000.** Tsunami Waves in Izmit Bay after the Kocaeli Earthquake, Chapter 3 in the Book *Earthquake Spectra*. Prof. J. Earth. Eng. Res. Inst., 16: 55-62.
- Yalçiner, A.C., Synolakis, A.C., Alpar, B., Borrero, J., Altinok, Y., Imamura, F., Tinti, S., Ersoy, S., Kuran, U., Pamukcu, S. and Kanoglu, U. 2001.** Field Surveys and Modeling 1999 Izmit Tsunami. In: *International Tsunami Symposium ITS 2001*, Session 4, Seattle, 7-9: 557-563.
- Yalçiner, A.C., Alpar, B., Altinok, Y., Ozbay, I. and Imamura, F. 2002.** Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical documents for the past, models for future. *Mar. Geol. (Special Issue)*, 190: 445-463.
- Yalçiner, A., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kurkin, A., Kozelkov, A. and Zaitsev, A. 2004.** Tsunamis in the Black Sea: Comparison of the historical, instrumental and numerical data. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2003JC002113, 109: C12023.
- Yamazaki Y., Kowalik Z., and Cheung K. F., 2009.** Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and runup. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 61(5): 473-497.
- Yamazaki Y. & Cheung, K.F. 2010.** Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38, DOI: 10.1029/2011GL047508.
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A.C., Kurkin, A., Koselkov, A. and Zaitsev, A. 2003.** The 1867 Virgin Island Tsunami: Observations and modelling. *Oceanologica Acta*, 26: 609-621.
- Zelt, J.A. & Raichlen, F. 1990.** A lagrangian model for wave-induced harbor oscillations. *Journal of Fluid Mechanics*, 213: 203-225.
- Zelt, J.A. 1991.** The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves. *Coastal Engineering*, 15(3): 205-246.

CAPÍTULO IV

Investigación de la amenaza por tsunami en el litoral Pacífico colombiano: herramienta fundamental en la gestión del riesgo

Juan Camilo Restrepo López, Luis Jesús Otero Díaz, Ronald Efrén Sánchez Escobar,
Gary Javier González Nuñez y Milton Gabriel Puentes Galindo



Vista aérea de la isla de Tumaco.

Restrepo López, J.C., Otero Díaz, L.J., Sánchez Escobar, R.E., González Núñez, G. J. y Puentes Galindo, M.G. 2013. Investigación de la Amenaza por Tsunami en el litoral Pacífico Colombiano: herramienta Fundamental en la Gestión del Riesgo. Pp. 71-92. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN: 958-33-5689-1

4.1 Introducción

El margen occidental de Suramérica constituye una de las regiones más expuestas a la ocurrencia de eventos tsunamigénicos generados por eventos sísmicos. El coeficiente de eficiencia de tsunami, que relaciona el número total de eventos de este tipo con el número de sismos con potencial tsunamigénico, es del orden del 84% en esta región, donde se registraron 102 tsunamis entre 1901 y 2000 (Gusiakov, 2001). Los registros históricos indican que el primer gran evento de tsunami que experimentó el litoral Pacífico colombiano se remonta a 1906 (Mendoza & Dewey, 1984); y aunque hasta ahora no existe evidencia sistemática de eventos de mayor antigüedad, considerando las condiciones sismo-tectónicas de esta región (e.g. Collot *et al.*, 2004; Gutsher *et al.*, 1999; Mendoza & Dewey, 1984) es razonable asumir que este tipo de eventos puede extenderse mucho más atrás en el tiempo. Sin embargo, esta amenaza había pasado prácticamente inadvertida para el resto del país hasta el evento del 12 de diciembre de 1979, cuando un sismo de magnitud $M_s > 7.7$ (Mendoza & Dewey, 1984; Beck & Ruff, 1984) generó un tsunami que impactó las costas de los departamentos de Nariño y Cauca. Sólo en el Departamento de Nariño se registraron cerca de 452 muertos y 1011 heridos, alrededor de 3080 viviendas fueron destruidas por completo y más de 2100 averiadas. El tsunami también arrasó por completo la población de San Juan de la Costa, ubicada en un sistema de islas barrera a 60 km al norte de Tumaco. En esta población fallecieron al menos 220 personas (Ramírez y Goberna, 1980). Este evento puso de manifiesto no sólo el nivel de amenaza y la capacidad destructiva de este fenómeno, sino también los altos niveles de vulnerabilidad generados por las condiciones de exposición, infraestructura, escasa preparación y capacidad de respuesta en el litoral Pacífico colombiano.

Las condiciones de vulnerabilidad social del litoral Pacífico colombiano acentúan el peligro generado por los eventos de tsunami. El Índice de Necesidades Básicas Insatisfechas (NBI) es utilizado por el Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE) para identificar carencias críticas en una población y caracterizar los niveles de pobreza. Este índice mide parámetros como

características físicas de la vivienda, acceso a servicios públicos de calidad, hacinamiento crítico, acceso a educación y dependencia económica, entre otros (DANE, 2013). Si se toma este Índice como un indicador de vulnerabilidad social, se encuentra que las poblaciones del litoral Pacífico colombiano están por debajo de la media nacional. Por ejemplo, en el último censo nacional (2005) los municipios de Buenaventura, Tumaco y Bahía Solano registraron un NBI de 34.5%, 48.7%, y 32.3%, respectivamente; mientras que la media nacional se situó en 27.7%. En poblaciones de menor tamaño e importancia relativa el NBI registrado en este censo fue mayor y por tanto su nivel de vulnerabilidad social también es presumiblemente mayor (DANE, 2013).

Los intentos iniciales por implementar planes de gestión del riesgo frente a tsunami en el litoral Pacífico colombiano se vieron obstaculizados por el desconocimiento de esta amenaza. Preguntas como: ¿cuáles eran los mecanismos de falla más eficientes para generar un tsunami?, ¿las zonas de ruptura activas tenían el potencial de generar eventos tsunamigénicos?, ¿en qué puntos del Océano Pacífico, próximos al litoral, existía potencial para la generación de un tsunami?, ¿dadas las condiciones sismo-tectónicas y batimétricas de la zona, cuanto tardaría una onda de tsunami en arribar a la costa?, ¿dado la magnitud y punto de generación de un tsunami, cuáles serían las características de las olas que arriban a la costa (e.g. altura, periodo, velocidad)?, entre otras, no habían sido abordadas de manera sistemática y rigurosa. En consecuencia, desde mediados de los noventa varias instituciones abordaron el estudio de este fenómeno, evaluando las características de generación, propagación y arribo de ondas de tsunami en el litoral Pacífico colombiano. Entre las instituciones más activas en la investigación sobre tsunamis en Colombia se destacan la Dirección General Marítima (Dimar), Unidad Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (Ungrd), el Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano (OSSO), la Comisión Colombiana del Océano (CCO), la Universidad del Cauca (Unicauca) y la Escuela Naval “Almirante Padilla” (ENAP), entre otros.

En este capítulo se busca hacer una síntesis del trabajo realizado por Dimar en el litoral Pacífico colombiano. Esta institución ha desarrollado investigación continua y sistemática desde la década de 1990, incluyendo la evaluación de amenaza por tsunami para la bahía de Tumaco (Quiceno y Ortiz, 2003; Cardona, 2004; Caedona *et al.*, 2007; Sanchez y Puentes, 2012), Buenaventura (Caballero y Ortiz, 2003; Restrepo y Otero, 2007; Bastidas y Puentes, 2010) y Málaga (Caballero y Ortiz, 2003), así como en el golfo de Cúpica (González y Otero, 2010) (Figura 4.1). Estos trabajos han tenido una estructura similar, que incluye: (1) definición de escenarios sismo-tectónicos de generación de tsunamis, (2) implementación de modelos numéricos de deformación sísmica para definir las condiciones iniciales de

generación de tsunamis (*e.g.* Manshina y Smylie, 1971), (3) aplicación de modelos numéricos de propagación de ondas largas en aguas someras (*e.g.* Titov y Synolakis, 1996; Goto y Ogawa, 1997, George, 2006), para simular el tránsito de las ondas de tsunami y (4) evaluación del impacto de las ondas de tsunami en las zonas costeras (*i.e.* áreas inundadas, velocidad de tren de oleaje), utilizando información topo-batimétrica a diferentes escalas. La información técnica que se ha generado en el marco de estas investigaciones ha servido de insumo fundamental para la implementación de programas de prevención, evacuación y sistemas de alerta temprana. El ejemplo más destacable lo constituye la delimitación de zonas no inundables y la definición de rutas y tiempos de evacuación en el casco urbano del municipio de Tumaco.

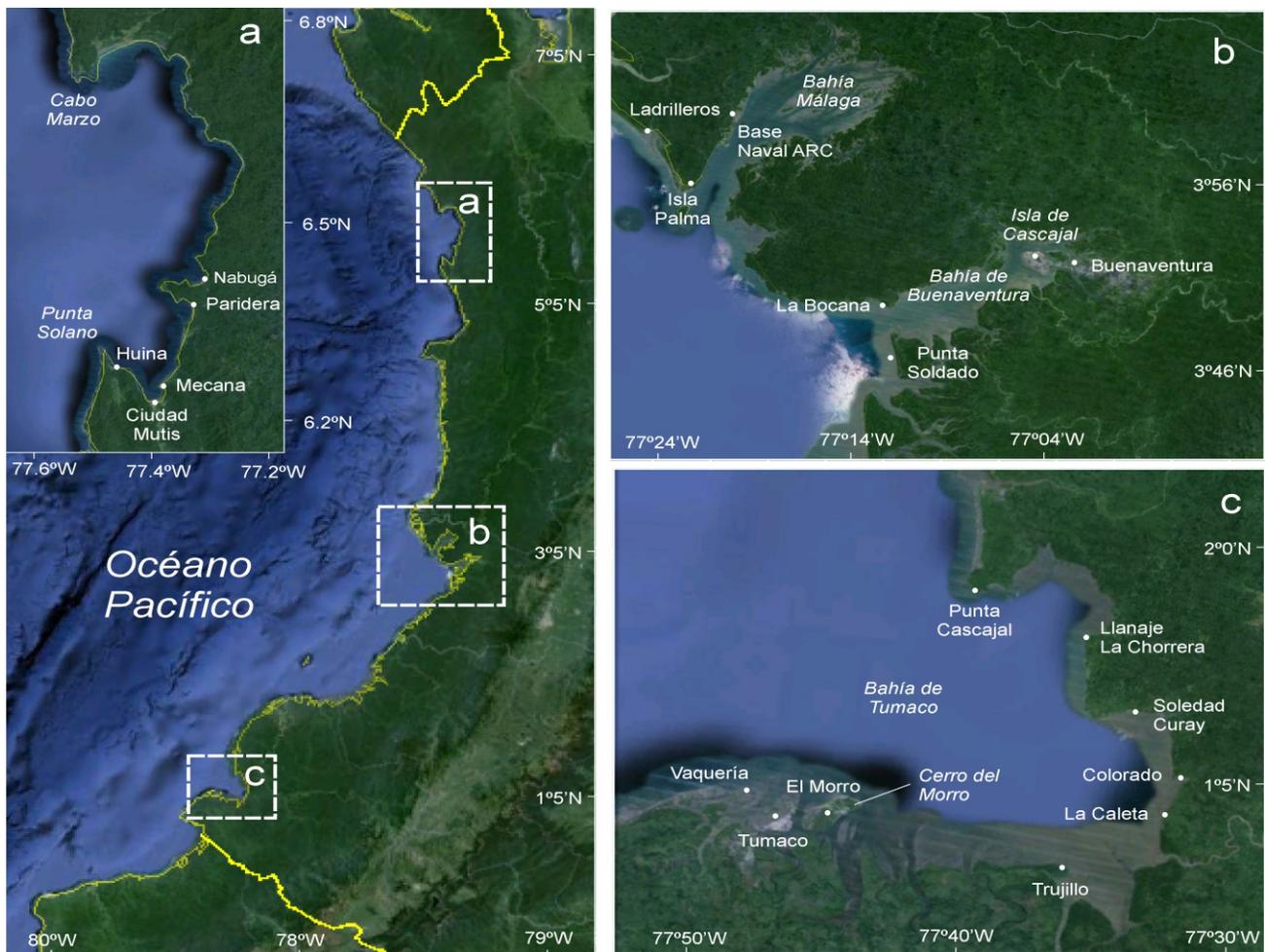


Figura 4.1 Litoral Pacífico colombiano y localización de los lugares en donde se han realizado estudios de amenaza por tsunami: (a) Golfo de Cúpica, (b) bahías de Buenaventura y Málaga, y (c) bahía de Tumaco.

4.2 Estimación de la amenaza por tsunami en el golfo de Cúpica

El golfo de Cúpica se encuentra al norte de la costa Pacífica colombiana, limitado por la punta de Solano y Cabo Marzo. Alberga los municipios de Bahía Solano y Cúpica. En este golfo se localizan los corregimientos costeros de Ciudad Mutis, El Valle, Mecana, Paridera, Nabugá, Huaca y Huana (Figura 4.1), que albergan en conjunto aproximadamente 9100 habitantes. La alerta local de amenaza por tsunami emitida el 15 de agosto de 2007 puso en evidencia la falta de información sobre zonas seguras, rutas y tiempos de evacuación y nivel de exposición en estos corregimientos. La falta de conocimiento sobre amenaza por tsunami generó un alto grado de incertidumbre entre la población y las autoridades de Bahía Solano, impidiendo tomar medidas acertadas para la gestión del riesgo. Por lo tanto, González y

Otero (2010) evaluaron el grado de amenaza por tsunami de origen cercano en la bahía de Cupica, con el fin de generar información técnica de soporte para la elaboración de planes de emergencia, contingencia y evacuación. González y Otero (2010) utilizaron el criterio de “peor escenario creíble” para la selección del escenario sísmico de generación de tsunami, empleando las características sismo-tectónicas de cuatro fallas identificadas en los segmentos Cabo Corrientes-Arusí y Arusí-Cabo Marzo, y en la zona de subducción colomboecuatorial (Tabla 4.1). Además, con el fin de tener escenarios reales del impacto de tsunami en esta zona, los autores definieron escenarios de propagación de tsunami considerando tres condiciones de nivel del mar: la bajamar más probable (0.65 m), la pleamar más probable (2.6 m) y la máxima pleamar registrada (3.5 m).

Tabla 4.1. Síntesis de los principales parámetros sismo-tectónicos para los escenarios de generación de tsunamis empleados en el litoral Pacífico colombiano.

Zona/Escenario	Epicentro	Magnitud (Mw)	Prof. (km)	Slip (°)	Strike (°)	Dip (°)
<i>Golfo de Cupica^a</i>						
1906	2.05° N-79.16° W	8.8	26.0	63	31	13.8
1979	2.56° N-78.85° W	8.2	18.0	63	31	5.9
Cabo Corrientes - Arusí	5.14° N-77.9° W	7.9	16.0	40	329	4.0
Arusí - Cabo Marzo	6.12° N-77.65° W	7.9	15.0	53	349	4.2
<i>Bahía de Buenaventura</i>						
Caballero y Ortiz (2003)	(1) 1.6° N-79.4° W, (2) 2.9° N-79.0° W, (3) 3.5° N-78.8° W, (4) 4.1° N-78.2° W, (5) 5.1° N-77.9° W	6.9, 7.2, 7.5, 7.7, 7.9, 8.1, 8.2	10.0	30	31	120.0
Restrepo y Otero (2007)	(1) 2.4° N-79.7° W, (2) 3.0° N,-79.2° W, (3) 3.5° N -78.7° W, (4) 3.9° N -78.4° W, (5) 2.3° N-79.3° W, (6) 2.8° N -78.8° W, (7) 3.3° N -78.5° W, (8) 3.6° N-78.1° W	7.9, 8.6	20.0	16	23	118.0
<i>Bahía de Tumaco</i>						
Quiceno y Ortiz (2001)	1.57° N-79.36° W	7.9	20.0	16	30	118
Cardona (2005)	1.57° N-79.36° W	7.9	20.0	16	30	118
Escenario 1 ^b	1.57° N-79.36° W	7.9	26.6	16	30	118
Escenario 2 ^b	1.60° N-79.36° W	8.1	25.0	16	30	118

Nota. Prof. = Profundidad

a. González y Otero (2010)

b. Sánchez y Puentes (2013)

González y Otero (2010) indicaron que los resultados potencialmente más desastrosos eran generados por un sismo precursor con características sismo-tectónicas similares a las del evento de 1906, que además coincidiera con la máxima pleamar registrada. En este escenario, el primer tren de olas arriba al golfo de Cúpica aproximadamente de 50 a 60 minutos después de ocurrido el sismo. Los trenes de olas sucesivos arriban con diferencias hasta de 50 minutos y pueden prolongarse hasta por tres horas. La lámina de agua puede alcanzar niveles máximos hasta de 5 a 6 m en Mecana, Paridera, Nabugá y Ciudad Mutis (Figura 4.2). Por otra parte, González y Otero (2010) señalaron que cuando se considera un sismo

precursor con características sismo-tectónicas similares a las del evento de 1979, se alcanzan desplazamientos de la superficie libre hasta de 5 m en Ciudad Mutis y Huina, mientras que en las demás poblaciones el máximo desplazamiento de la superficie libre es menor a 4 m. El tiempo de arribo y la separación de los trenes de ola son similares a los del caso anterior. Sin embargo, los autores observaron que en algunos casos la máxima amplitud de la superficie libre se registró en el segundo tren de olas, particularmente en Ciudad Mutis, Huina y Mecana (Figura 4.2), como resultado de la resonancia generada por la forma de la bahía y la concentración de la energía del oleaje inducida por geoformas costeras, como Punta Solano.

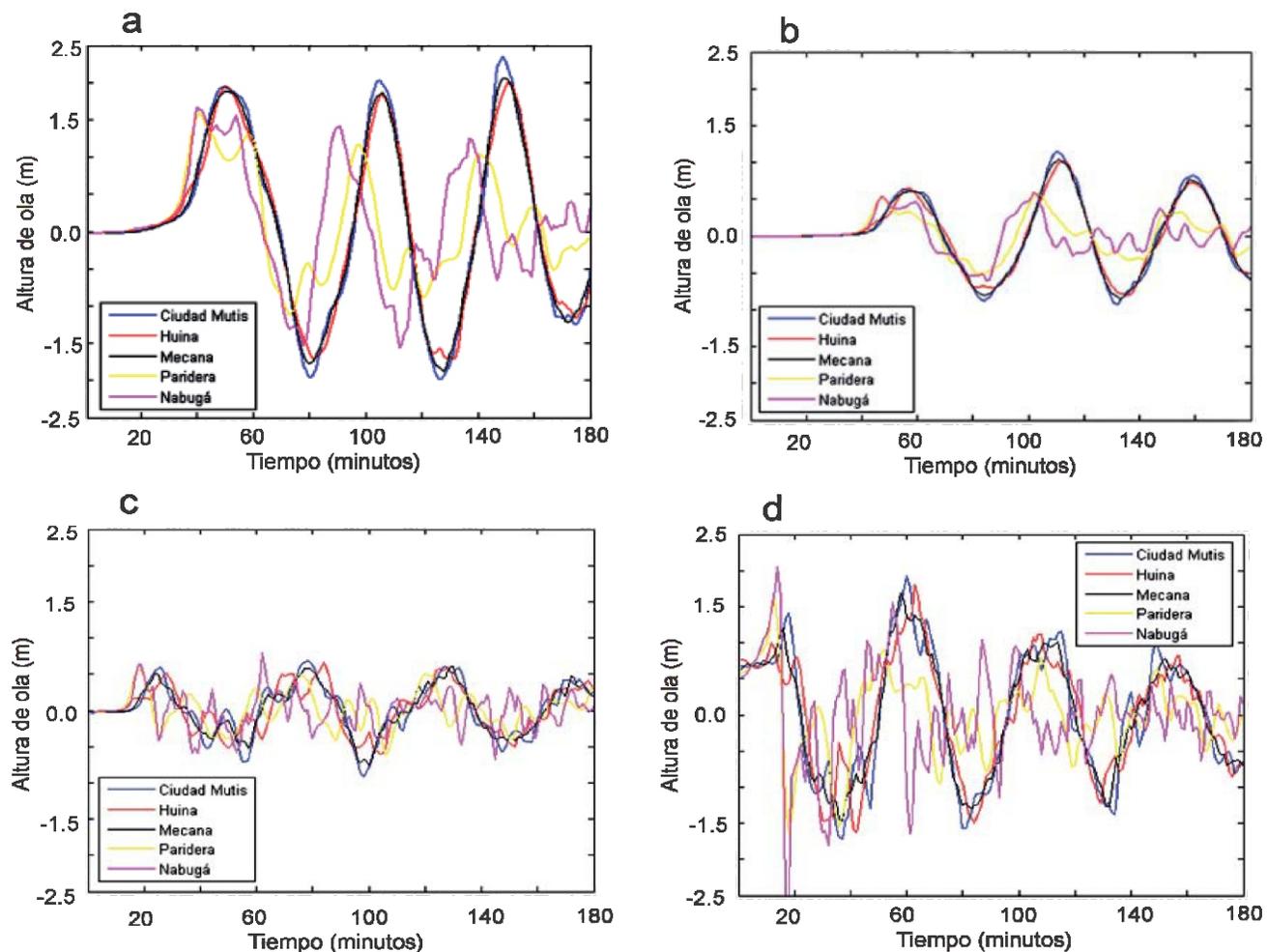


Figura 4.2 Mareogramas sintéticos en los poblados de Ciudad Mutis, Huina, Mecana, Paridera y Nabugá, considerando diferentes escenarios de generación: (a) sismo precursor, evento de 1906, (b) sismo precursor, evento de 1979, (c) Cabo corrientes-Arusí, y (d) Arusí-Cabo Marzo (nivel de marea de 3.5 m) (Tomado y adaptado de González y Otero, 2010).

Los autores también indicaron que un tsunami generado por un sismo en el segmento Arusí-Cabo Marzo podría causar impactos de igual magnitud a los ocasionados por el sismo de 1906. Aunque el máximo desplazamiento de la superficie libre es similar en estos dos escenarios, con desplazamientos hasta de 5 m en Ciudad Mutis y Mecana, y de 6 m en Huina, Paridera y Nabugá, en este último escenario los trenes de ola

arriban en un menor tiempo al litoral y con mayor frecuencia (Figura 4.2). En promedio, el primer tren de olas arriba en un tiempo inferior a 20 minutos, mientras que los trenes de oleaje posteriores se presentaron con una separación no mayor a 40 minutos. En consecuencia, se presentaron hasta cuatro trenes de oleaje en un lapso de tres horas en las poblaciones de Ciudad Mutis, Huina y Mecana (Figura 4.2).

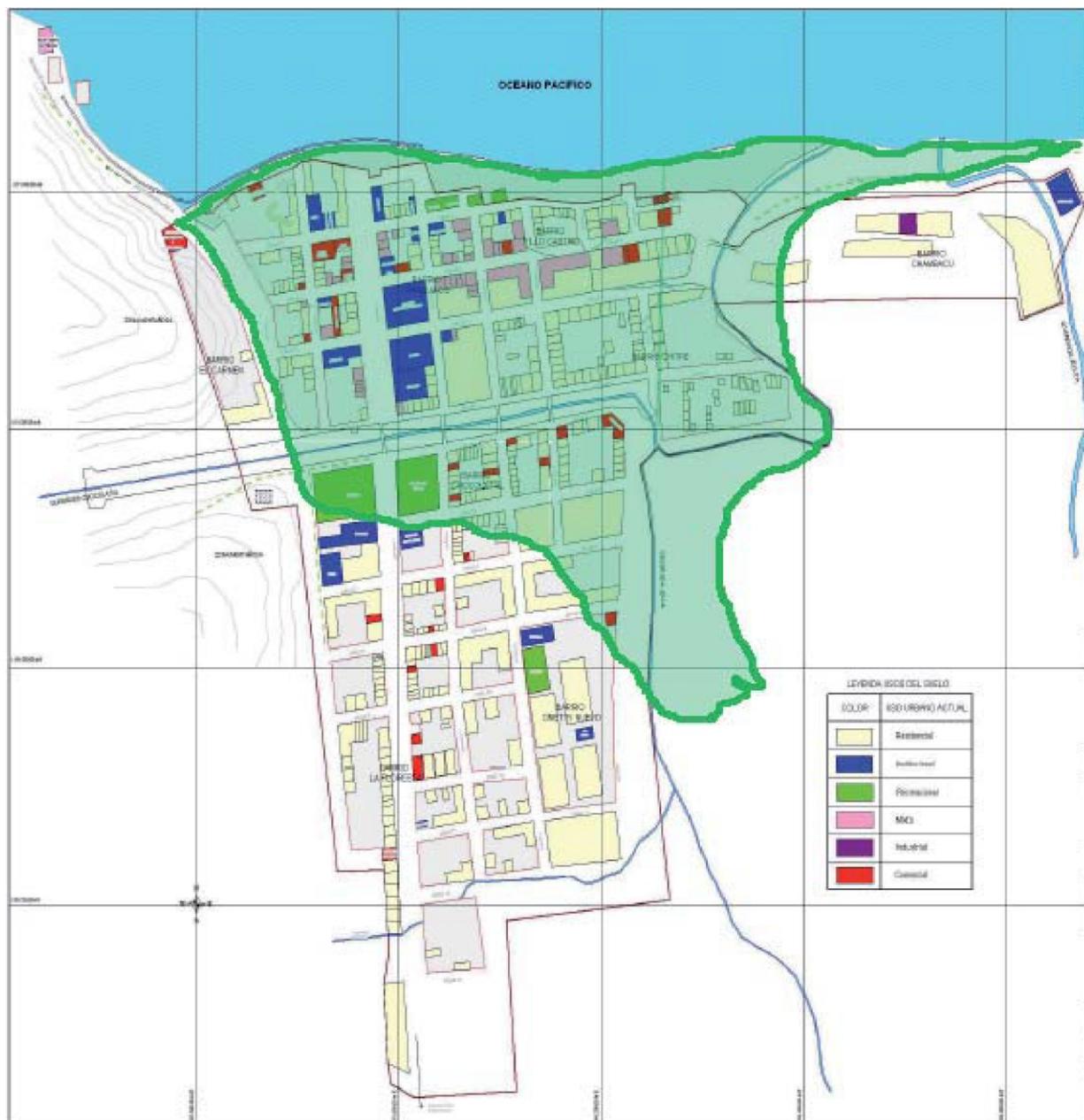


Figura 4.3 Máximo desplazamiento de la superficie libre generada por la fuente de 1906 para un nivel de marea de 3.5 m, superpuesto en una cartografía IGAC. El sombreado verde indica la zona inundada para este escenario (Tomado de: González y Otero, 2010).

Un tsunami generado por un sismo precursor localizado en el segmento Cabo Corrientes-Arusí genera un menor impacto en comparación con los demás escenarios simulados. González y Otero (2010) también indicaron que en todos los casos simulados la altura de ola generada durante las condiciones de bajamar más probable fue inferior al rango mareal, por lo que concluyeron que en estas condiciones no existe una amenaza significativa de inundación por tsunami.

Finalmente, los resultados del escenario más desastroso (*i.e.* sismo precursor con características sismo-tectónicas similares al evento de 1906, durante la máxima pleamar registrada) fueron proyectados sobre la cartografía del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) del municipio de Bahía Solano. Esta proyección indicó que las poblaciones con el mayor nivel de afectación por inundación eran Ciudad Mutis, Huina, Mecana, Huaca y Paridera. Por ejemplo, bajo este escenario González y Otero (2010) encontraron que alrededor del 70% de la cabecera de Ciudad Mutis quedaría inundada como resultado del tren de olas generado por el tsunami (Figura 4.3).

4.3 Impacto por eventos tsunami-génicos en la bahía de Buenaventura

Aunque los primeros esfuerzos de la Dimar estuvieron dirigidos a determinar el nivel de amenaza por tsunami en el municipio de Tumaco (*e.g.* Quiceno y Ortiz, 2001), la atención se centro rápidamente en el municipio de Buenaventura por su relevancia económica y social. En consecuencia, Caballero y Ortiz (2003) evaluaron la amenaza por tsunami en las bahías de Buenaventura y Málaga considerando un sismo precursor localizado a 10 km de profundidad, con un echado de 30°, un rumbo alineado en dirección de la brecha sísmica, una dislocación entre 0.5 a 6 m y con dirección de 120°; y cuatro epicentros diferentes localizados a lo largo de la zona de subducción colombo-ecuatorial, con el fin de simular varios escenarios (Tabla 4.1). En estas condiciones, Caballero y Ortiz (2003) encontraron

que el evento más peligroso para Buenaventura es el originado por un sismo con epicentro en 3.5°N y 78.8°W. Durante condiciones de marea alta, en este escenario el tiempo de arribo de la primera ola es de alrededor de 90 minutos, con alturas máxima de ola de 2.5 m para Buenaventura.

Los autores indicaron que una gran parte de la energía es disipada en la entrada del canal, debido a la fricción con el fondo. Por lo tanto, las poblaciones ubicadas a la entrada del mismo, como La Bocana y Punta Soldado, serían las que experimentarían una mayor afectación. Por ejemplo, Caballero y Ortiz (2003) determinaron que para un sismo precursor de $M_w = 8.2$, las alturas máximas de ola son del orden de 3.5 m para la isla de Cascajal durante condiciones de marea alta, un 40% mayor a lo observado en el casco urbano de Buenaventura.

Los autores también indicaron que los efectos de un tsunami en Bahía Málaga eran de menor magnitud como resultado de la forma de la bahía y la topografía del litoral, conformado principalmente por acantilados y colinas costeras. Por ejemplo, en el escenario potencialmente más desastroso (*i.e.* sismo precursor de $M_w 8.2$), la base de la Armada Nacional (ARC) y Ladrilleros (Figura 4.1) no se verían afectados a pesar de experimentar alturas máxima de ola hasta de 8 m, porque se encuentran localizadas en zonas relativamente elevadas, con alturas por encima de los 25 msnm. Por el contrario, zonas relativamente bajas como Isla Palma podrían presentar severas inundaciones al registrar alturas máxima de ola hasta de 4 m (Caballero y Ortiz, 2003).

Posteriormente, Restrepo y Otero (2007) evaluaron la amenaza por tsunami en Buenaventura utilizando un mayor número de escenarios de generación de tsunami, así como información batimétrica de mayor resolución. El objetivo de este estudio era crear un banco de escenarios de generación y propagación de tsunami que permitiera tomar decisiones eficaces en caso de presentarse una amenaza real.

En consecuencia, Restrepo y Otero (2007) definieron dos escenarios con magnitudes de $M_w = 7.9$ y $M_w = 8.6$, que corresponden a la intensidad de los

sismos de 1979 y 1906, respectivamente, localizados en ocho epicentros diferentes a lo largo de la zona de subducción colombo-ecuatoriana (Tabla 4.1). A su vez, los tsunamis generados fueron propagados durante nivel medio (2.5 m) y nivel alto (4.5 m) de marea, respectivamente. El nivel medio de marea tiene un ~50% de probabilidad de no excedencia, mientras que el nivel alto de marea presenta ~90% de probabilidad de no excedencia. Considerando los casos de generación y propagación, Restrepo y Otero (2007) efectuaron un total de 32 simulaciones numéricas en las que analizaron cambios en la magnitud y epicentro del sismo precursor, y en el nivel de marea.

Para un sismo precursor de magnitud $M_w = 7.9$ Restrepo y Otero (2007) no observaron áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura, para condiciones de marea media o alta, y para ninguno de los epicentros de generación. Para un sismo de esta intensidad y considerando los diferentes epicentros evaluados, Restrepo y Otero (2007) no observaron diferencias significativas en los resultados obtenidos durante marea media y marea alta. No sólo en ninguno de estos dos casos se observaron áreas inundadas, sino que aunque para la mayoría de los epicentros las alturas máximas de oleaje en la malla interna son mayores durante marea alta, las diferencias no superan los 0.26 m al comparar los resultados durante estos dos estados de marea. La incidencia de la marea sólo fue observada en el tiempo de arribo de las ondas de tsunami al casco urbano de Buenaventura. Para algunos de los epicentros se observan diferencias hasta de 10 minutos en el tiempo de llegada del tren de oleaje entre los dos estados de marea evaluados (Restrepo y Otero, 2007). En consecuencia, Restrepo y Otero (2007) concluyeron que para un sismo de Magnitud $M_w = 7.9$, ninguno de los casos simulados (*i.e.* epicentros de generación, condiciones de marea) representa peligro potencial para el casco urbano de Buenaventura. Sin embargo, aclararon que esta conclusión no era aplicable a la zona rural del municipio ya que su nivel de exposición al tren de olas, condiciones topográficas, así como la

evolución del fenómeno a lo largo de la bahía de Buenaventura hacen que sea necesario una evaluación detallada en las zonas de mayor vulnerabilidad, tal y como lo habían señalado previamente Caballero y Ortiz (2003).

Por el contrario, Restrepo y Otero (2007) señalaron que para un sismo precursor de magnitud $M_w = 8.6$, propagado durante condiciones de marea media, se observaron áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura para todos los sitios de generación evaluados. En la malla interna se registraron alturas máximas de ola que varían entre 4.70 y 6.13 m. En cuanto al tiempo de arribo del tren de olas a Buenaventura, Restrepo y Otero (2007) observaron que variaba de acuerdo con la localización del sismo precursor. El menor tiempo se presentó en la Zona 5 con 51.2 minutos, mientras que el mayor se observó en la Zona 1 con 75 minutos, lo que representa una diferencia de cerca de 24 minutos para estos epicentros (Tabla 4.1). Restrepo y Otero (2007) indicaron que durante marea alta para la malla interna se registraron alturas máximas de ola que oscilaron entre 5.32 y 6.26 m. En todos los casos evaluados, la isla de Cascajal, las zonas adyacentes al delta del río Dagua y las riberas del estero San Antonio fueron las áreas más afectadas (Figura 4.4). El tsunami generado desde la Zona 1 produce la mayor proporción de áreas inundadas, con alturas superiores a los 4.0 m en todas las zonas inundadas, particularmente en la isla de Cascajal, en las zonas periféricas del continente, riberas del estero San Antonio y delta del río Dagua (Figura 4.4).

De acuerdo con Restrepo y Otero (2007) el tren de olas generado desde la Zona 8 tarda 56.2 minutos en llegar a Buenaventura, mientras que el tiempo máximo se presentó para las ondas generadas desde la Zona 1 (68.7 minutos). En este caso, la diferencia entre los umbrales de tiempo de arribo de tren de oleaje fue sólo de 12 minutos. Por lo tanto, Restrepo y Otero (2007) indicaron que para un sismo de esta intensidad ($M_w = 8.6$), considerando los epicentros evaluados, se presentan ligeras diferencias

en los resultados obtenidos durante marea media y marea alta. Aun cuando en ambos casos las áreas más afectadas por la inundación coinciden, la altura de la lámina de agua en las zonas inundadas durante marea alta es mayor en comparación con el nivel observado en condiciones de marea media. No obstante, Restrepo y Otero (2007) notaron que aun cuando para la mayoría de zonas de generación consideradas las alturas máximas de oleaje en la malla interna son mayores durante marea alta, al comparar los resultados durante cada uno de los estados de marea las diferencias no superaban los 1.08 m. Además, Restrepo y Otero (2007) indicaron que para un sismo de esta magnitud la marea no parecía influir en el tiempo de arribo de las ondas de tsunami al casco urbano de Buenaventura. Para algunos de los epicentros prácticamente no existen diferencias (~1 minuto) en el tiempo de llegada del tren de oleaje durante los dos estados de marea evaluados.

Restrepo y Otero (2007) concluyeron que para un sismo de magnitud $M_w = 8.6$ todos los casos simulados (*i.e.* epicentros de generación, condiciones de marea) representan peligro potencial para el casco urbano de Buenaventura, especialmente para la isla de Cascajal, las zonas adyacentes al delta del río Dagua y las riberas del estero San Antonio. Los resultados de Restrepo y Otero (2007) indican que los tsunamis generados desde las zonas 1, 2, y 6 representan los escenarios más desfavorables, ya que estos eventos generados desde cada una de las zonas generan olas con alturas superiores a 4.6 m, sin importar la condición de marea.

Finalmente, Restrepo y Otero (2007) también indicaron que en todos los casos evaluados la altura de ola disminuyó en forma significativa durante su tránsito por la bahía, tal y como había sido señalado previamente por Caballero y Ortiz (2003). Los autores indicaron que para un sismo precursor de $M_w = 7.9$, en marea media, en la entrada de bahía se registran olas entre 0.43 y 0.92 m, mientras que en la isla de Cascajal se presentan olas con alturas entre 0.27 y 0.45 m. Por su parte, durante marea alta las olas en la entrada de la bahía presentan alturas entre 0.49 y 1.05 m, mientras que cuando las ondas de tsunami llegan a la isla de Cascajal las alturas han descendido

hasta 0.22 y 0.42 m. En ambos casos las reducciones en la altura de ola superan el 40%. Para un sismo precursor de $M_w = 8.6$, durante marea media, Restrepo y Otero (2007) observaron alturas de ola de entre 3.64 y 5.47 m en la entrada de bahía, mientras que en la isla de Cascajal registraron olas con alturas de 2.19 y 3.83 m. Igualmente, durante marea alta las olas en la entrada de la bahía registraban alturas entre 3.80 y 5.35 m, mientras que cuando las ondas de tsunami llegaban a la isla de Cascajal las alturas descendían hasta llegar a 2.01 y 3.53 m. En estos casos las reducciones en la altura de ola varían entre el 34% y el 47% (Restrepo y Otero, 2007).

Posteriormente, Bastidas (2008) incorporó información LiDAR (*Light Detection and Ranging*) de alta resolución (0.3 m) en la malla de detalle de Buenaventura, y utilizó los escenarios de generación y propagación de tsunami definidos por Restrepo y Otero (2007) para obtener información más precisa del ascenso de la lamina de agua en el casco urbano de Buenaventura, generar campos de velocidad alrededor de la isla de Cascajal y realizar una aproximación al riesgo por tsunami al incorporar información sobre la vulnerabilidad física del municipio.

En cuanto a los campos de velocidad, Bastidas (2008) indicó que ambos sismos precursores ($M_w = 7.9$ y $M_w = 8.6$) generan un patrón definido caracterizado por la corriente proveniente de la bahía que se divide al llegar a la isla de Cascajal, bordeando a la isla por el Norte y por el Sur, de tal forma que los alrededores de la zona hotelera no resultan afectados por la corriente debido al bajo frontal que actúa como barrera (Figura 4.5).

De acuerdo con Bastidas (2008) el caso contrario ocurre en la zona de viviendas palafíticas, costado sur-oeste, en donde se presenta una fuerte corriente que bordea la isla y penetra por los esteros Aguacate y San Antonio, inundando el borde continental de Buenaventura. Bastidas (2008) indicó que este patrón se repite durante los descensos del nivel del mar o reflujos, ya que el agua sale por los esteros y

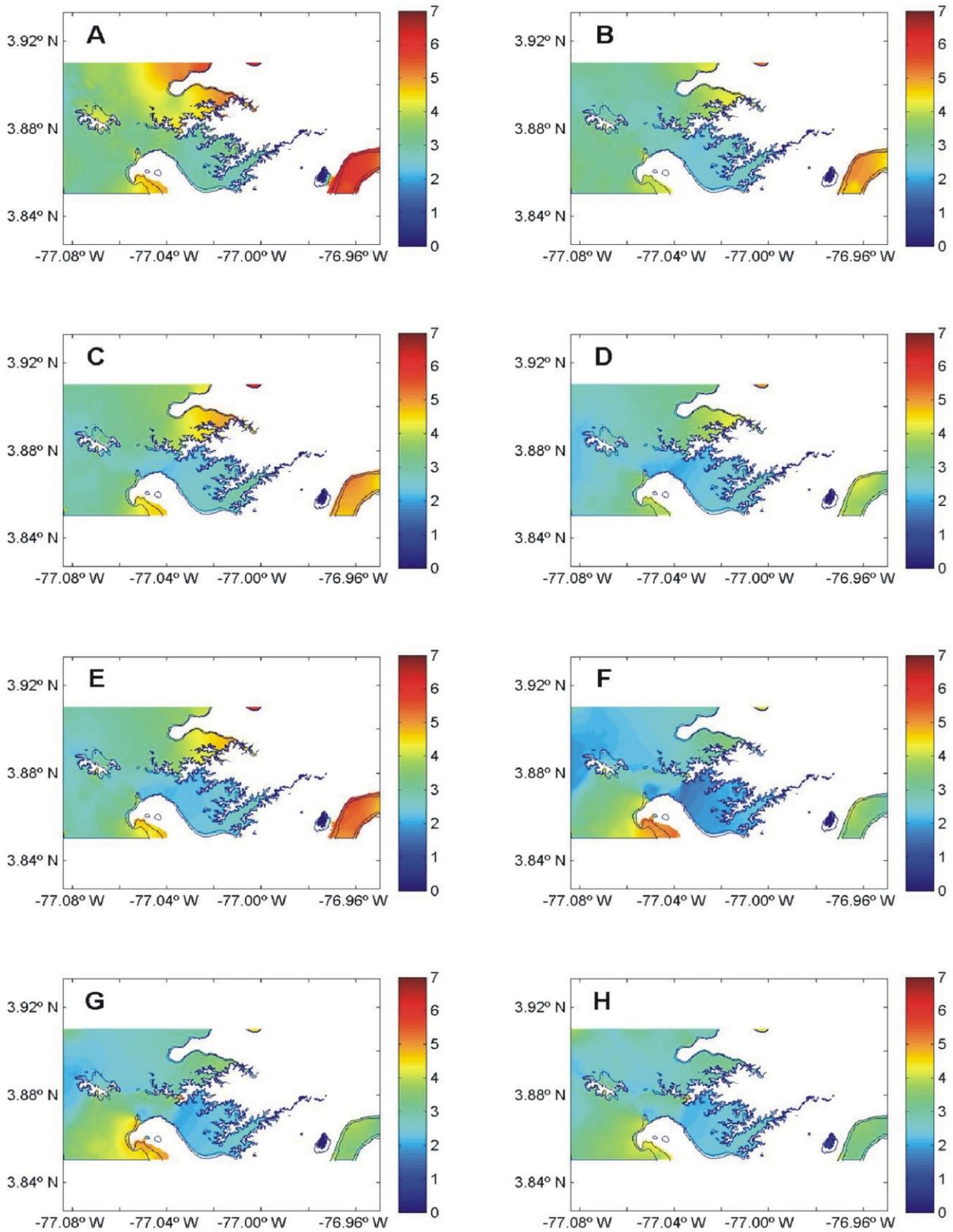


Figura 4.4 Campos de inundación homogéneos (m) para un tsunami generado por un sismo MW = 8.6, durante marea alta, para los ocho epicentros definidos por Restrepo y Otero (2007): (A) 1, (B) 2, (C) 3, (D) 4, (E) 5, (F) 6, (G) 7, y (H) 8. La numeración corresponde a la información presentada en la Tabla 4.1 (Tomado de Restrepo y Otero, 2007).

bordea nuevamente a la isla sin resultar afectada la zona hotelera, pero impactando a los asentamientos en zonas de bajamar y a los depósitos de madera. De acuerdo con Bastidas (2008) los factores estructurales (*i.e.* deficiencia en la resistencia de materiales de las viviendas), una baja cobertura de servicios públicos, la poca presencia de entidades de atención de emergencia y las alteraciones hidrológicas post-tsunami, hacen que el nivel de riesgo por tsunami sea mayor como resultado de las condiciones de vulnerabilidad física que caracterizan al municipio de Buenaventura.

4.4 Evaluación de la amenaza por tsunami en la bahía de Tumaco

4.4.1 Amenaza por tsunami en el casco urbano del municipio de Tumaco

El primer estudio de amenaza por tsunami en la bahía de Tumaco tenía como objeto elaborar cartas de inundación que detallaran con precisión la extensión de las áreas inundadas y el tiempo de arribo del tren de olas (Quiceno y Ortiz, 2001). En esta primera aproximación se consideró la deformación vertical del lecho marino producida por un sismo con mecanismo focal similar al del sismo del 12 de diciembre de 1979 (Tabla 4.1). Para la malla de detalle se utilizó información batimétrica con una resolución de 30 m y topografía IGAC con escala 1:25.000. Para el escenario simulado, Quiceno y Ortiz (2001) encontraron que el primer tren de olas se registró al frente de la Isla del Morro, 30 minutos después de ocurrido el sismo precursor. La altura máxima de este tren de olas fue de 1.8 m. Las diferencias entre las áreas inundadas durante condiciones de marea alta y marea baja fueron significativas. Por ejemplo, en caso de que sucediera un evento como el de 1979 en marea alta, podría haberse inundado cerca del 80% del municipio. Este trabajo también concluyó que eventos tsunamigénicos generados por sismos al Sur o al Norte del área de ruptura del

sismo de 1979 no representan una situación de alto riesgo, en términos del área inundada, para la población de Tumaco. Este resultado lo obtuvieron al comparar los efectos de cuatro tsunami generados a lo largo de la zona de subducción colombo-ecuatoriana, considerando en todos los casos la magnitud de la deformación cosísmica del sismo de 1979, pero modificando en cada caso el rumbo de falla y haciéndolo paralelo a la zona de subducción, con un nivel de marea media.

Cardona (2005) utilizó los escenarios de generación y propagación propuestos por Quiceno y Ortiz (2001), y redefinió los niveles de amenaza utilizando información topográfica de mayor resolución en la malla de detalle (*i.e.* escala 1:2.500). Estos resultados constituyeron el insumo técnico fundamental para la elaboración del primer mapa de inundación y evacuación ante tsunami en el municipio de Tumaco (2004). Este mapa delimitó cinco zonas seguras en diferentes puntos del municipio, a las que la población debía dirigirse en caso de presentarse un tsunami. Esta información permitió no sólo adelantar campañas de concientización y preparación frente a esta amenaza, sino también efectuar simulacros de alerta por tsunami de manera satisfactoria.

Posteriormente, Sánchez y Puentes (2012) notaron que la batimetría de la bahía de Tumaco y algunos sectores litorales habían experimentado cambios morfológicos significativos, e indicaron que estos cambios podrían influir de manera determinante en la inundación generada por un tsunami (*i.e.* extensión y profundidad de la lámina de agua) (*e.g.* Murashima *et al.*, 2008). Por lo tanto, Sánchez y Puentes (2013) evaluaron la amenaza por tsunami en el municipio de Tumaco utilizando información topo-batimétrica actualizada y de mayor resolución a la empleada en estudios previos (*e.g.* Quiceno y Ortiz, 2001; Cardona, 2005; Cardona *et al.*, 2007). Para la discretización de la malla de detalle Sánchez y Puentes (2013) utilizaron batimetría multihaz e información LiDAR con resoluciones de 15 y 0,3 m, respectivamente. Con este tipo de información se puede representar con mayor precisión la altimetría del terreno y la morfología del borde costero, así como su efecto en la transformación de

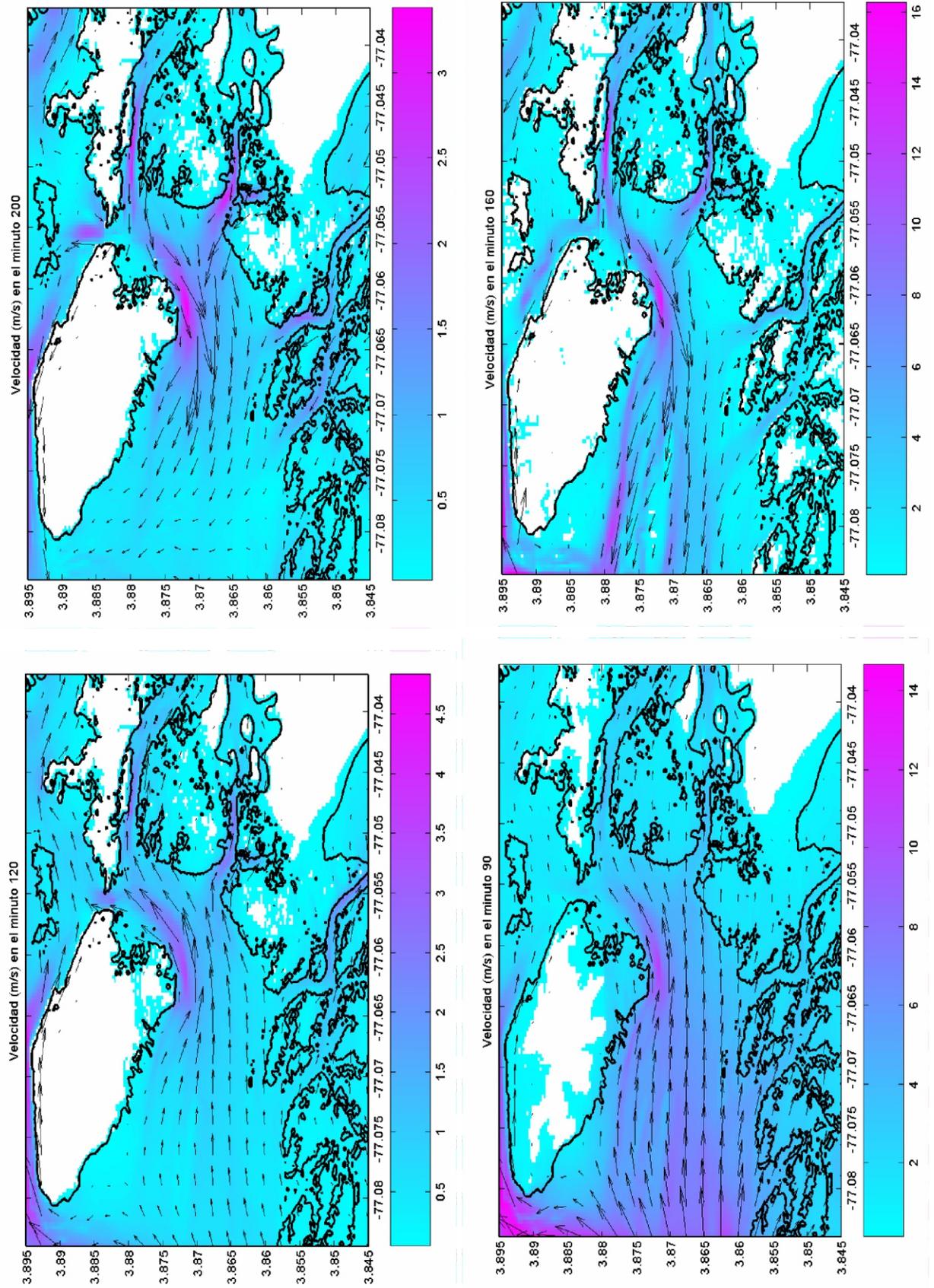


Figura 4.5 Mapas de velocidad alrededor de Isla Cascajal durante ascenso y descenso del nivel del mar para diferentes escenarios de generación y propagación de tsunami (Tomado y adaptado de Bastidas, 2008).

la onda de tsunami, simulando con mayor precisión la altura y extensión de la inundación o *runup* (Murashima *et al.*, 2008). Para la generación del tsunami consideraron dos escenarios con parámetros de falla iguales al del sismo precursor del evento de 1979, pero localización y magnitud de sismo diferentes (Tabla 4.1). Los tsunami fueron propagados considerando niveles de marea de 3.6 m y 2.2 m, que corresponden a niveles de no excedencia de 94.2% (marea alta) y 49.5% (marea media), respectivamente. Además, se obtuvieron señales sintéticas en ocho puntos de interés, en donde se evaluó la altura de ola y su tiempo de arribo.

Los resultados obtenidos en el segundo escenario fueron catalogados como catastróficos por Sánchez

y Puentes (2013), como consecuencia de una mayor magnitud en el sismo precursor y en la amplitud de la deformación del lecho marino (*i.e.* deformación cosísmica). En este escenario se registraron alturas de olas hasta de 3 m, así como la mayor extensión en el área inundada en el casco urbano del municipio de Tumaco. Por lo tanto, Sánchez y Puentes (2013) concluyeron que un sismo precursor de tsunami con una magnitud sísmica (M_w) igual o superior a 8.1, localizado en la zona de subducción de la placa de Nazca con la de Suramérica, generaría un tsunami que inundaría prácticamente todo el casco urbano del municipio de Tumaco durante condiciones de marea alta, con excepción del cerro del Morro.

TUMACO: Máximo desplazamiento de la superficie libre (m)
- $M_w = 7.9$ - Marea Alta

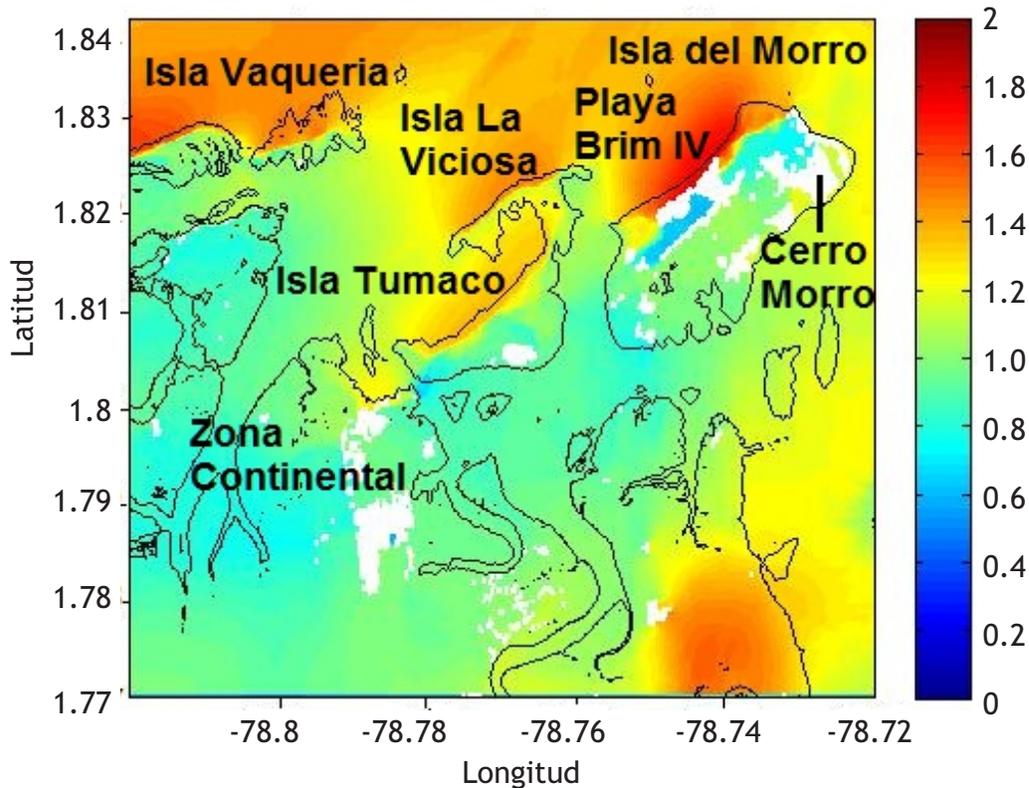


Figura 4.6 Altura y extensión horizontal de inundación en el área urbana Tumaco para el escenario E2 definido por Sánchez y Puentes (2013), en condiciones de marea alta. La escala de colores indica la máxima altura (metros respecto al NMM) alcanzada por el tsunami. Las zonas en blanco indican terrenos que no son cubiertos por el agua (Tomado de: Sánchez y Puentes, 2013).

Considerando que los parámetros de modelación del primer escenario propuesto por Sánchez y Puentes (2013) fueron idénticos a los utilizados en la elaboración del primer mapa de evacuación (2004) (e.g. Quiceno y Ortiz, 2001; Cardona, 2005) sus resultados se utilizaron como base para la actualización del mapa de inundación por tsunami en Tumaco (2013), incluyendo la estimación del tiempo de arribo de la primera ola. Sánchez y Puentes (2013) indicaron que el efecto conjugado del tsunami y el nivel de marea generan un fuerte *runup* en el litoral, dejando extensas inundaciones en el sistema de islas que conforman el municipio de Tumaco. Las mayores alturas de ola fueron observadas en el sector occidental del Morro, particularmente en las playas turísticas y en la base de la Brigada IV de Infantería de Marina (antiguo Batallón Fluvial de Infantería de Marina BAFLIM 70). En el sector oriental la altura de las olas fue menor. La extensión de la inundación en el sector continental fue mayor comparada con trabajos previos (e.g. Quiceno y Ortiz, 2001; Cardona, 2005), principalmente por el desbordamiento inducido por la propagación del tsunami en el sistema de esteros (Figura 4.6). El tiempo de llegada de la primera ola varió entre 15 minutos para la isla de Vaquería, y 20 minutos para la Viciosa, Tumaco y el Morro. La aplicación de una metodología sistemática, con datos actualizados y de mayor resolución, permitió que Sánchez y Puentes (2013) identificaran cambios significativos en las áreas no inundadas delimitadas por los mapas de inundación de 2004 y 2012 (Figura 4.7). Por ejemplo, los mapas de inundación por tsunami de 2004 y 2013 indican áreas inundadas que corresponden al 88% y 96% de la extensión superficial total del municipio, respectivamente. Lo anterior implica un incremento neto del 8% en las áreas afectadas, que corresponde aproximadamente a 0.1 km². (~10 Ha). Sánchez y Puentes (2013) concluyeron además que el nuevo mapa de inundación por tsunami de origen cercano para el área urbana del municipio de Tumaco (2013) delimita el mismo número de zonas de encuentro que el mapa de 2004. Sin embargo, indicaron que en la mayoría de los casos existe una reducción en su extensión, así como una redefinición de una zona de encuentro

en la isla del Morro. Esta zona corresponde al Aeropuerto La Florida que había sido definida como zona de encuentro y evacuación en el mapa de 2004.

No obstante, los resultados de Sánchez y Puentes (2013) indican que esta zona es inundada por completo, mientras que el estadio (Domingo Tumaco González) y un sector de la Brigada IV de Infantería de Marina permanecen sin ser inundadas, por lo que estos lugares han sido definidos ahora como nuevas zonas de encuentro. Los autores destacan que el mapa de 2013 se presenta como una aproximación de un evento real, que resalta un mayor nivel de amenaza, que hace necesaria la actualización del plan de prevención y mitigación de riesgo por tsunami en el municipio.

Hasta ahora los mapas de amenaza por tsunami en Tumaco sólo han considerado los efectos causados por la inundación (extensión y profundidad). Sin embargo, Cardona *et al.* (2007) mostraron que la velocidad de flujo tiene un papel significativo en el nivel de amenaza generado por un tsunami. Cardona *et al.* (2007) evaluaron la amenaza por tsunami en Tumaco considerando el efecto combinado de la altura de la lámina de agua y su velocidad durante su propagación en la zona costera. Esta aproximación representa una gran ventaja para zonas costeras bajas, ya que también podrían seleccionarse como zonas de evacuación aquellas áreas que potencialmente sólo presenten molestias por la inundación, pero velocidades de flujo muy bajas. Para este estudio los autores consideraron dos escenarios sísmicos para la generación de tsunamis (Tabla 4.1), y su propagación durante condiciones de marea media de 2.2 m (no excedencia de 49,5%) y marea alta de 3.6 m (no excedencia de 94.2%). En este caso los criterios para la evaluación y clasificación de la amenaza por inundación se basaron en la interacción de la profundidad y la velocidad de flujo. Este impacto se catalogó desde “molestias”, que representan el humedecimiento en primer piso de unos cuantos centímetros, hasta “pérdida de vidas”, pasando por “daños graves” que incluyen la socavación de fundaciones, pérdida de enseres en las viviendas o daño en la infraestructura de servicios. Los campos de velocidad fueron

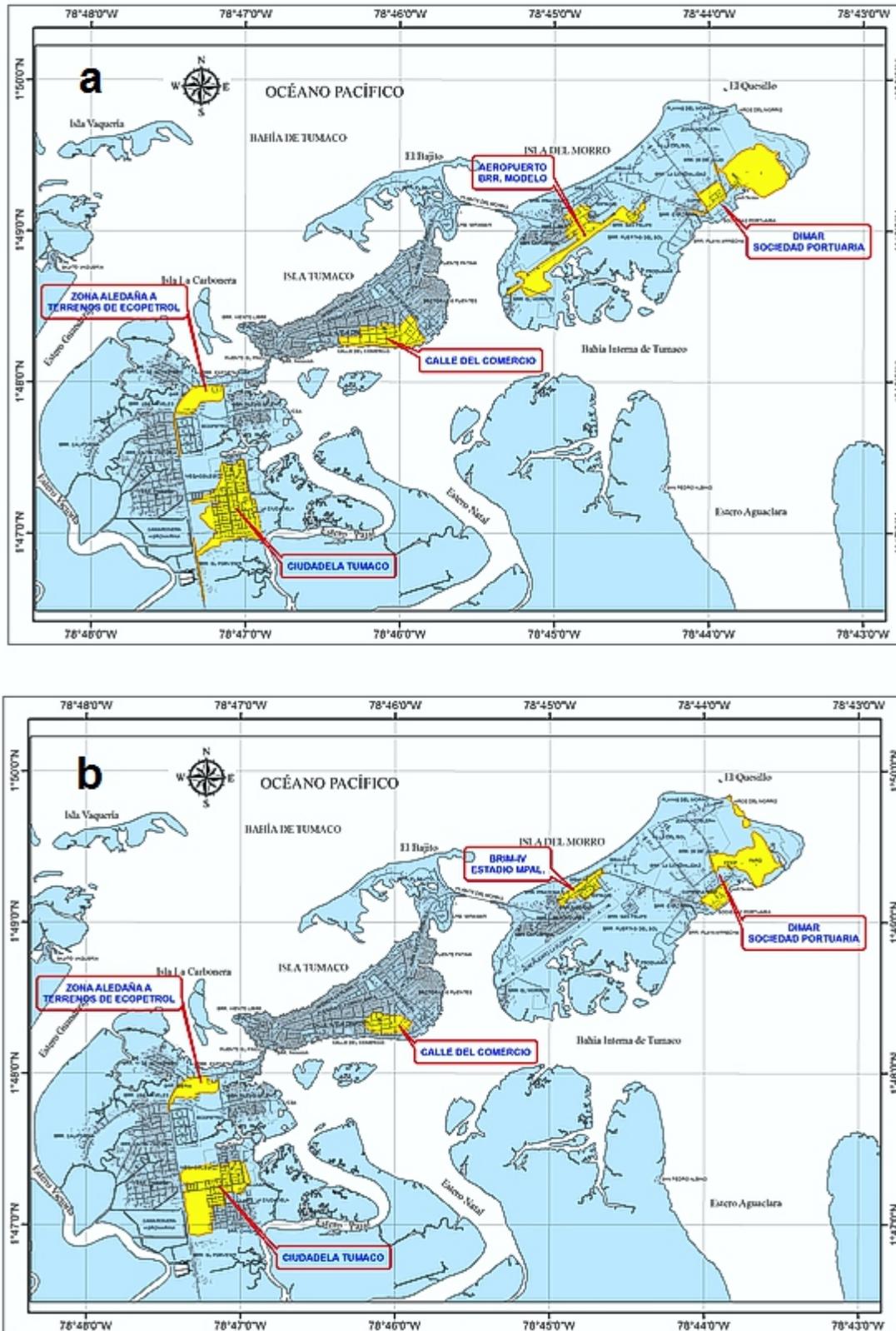


Figura 4.7 Mapa de inundación por tsunami para el municipio de Tumaco: (a) elaborado en 2004 a partir de la información generada por Quiceno y Ortiz (2001) y Cardona (2005); y (b) elaborado en 2012 a partir de la información de Sánchez y Puentes, 2012 (Tomado y adaptado de Sánchez y Puentes, 2013).

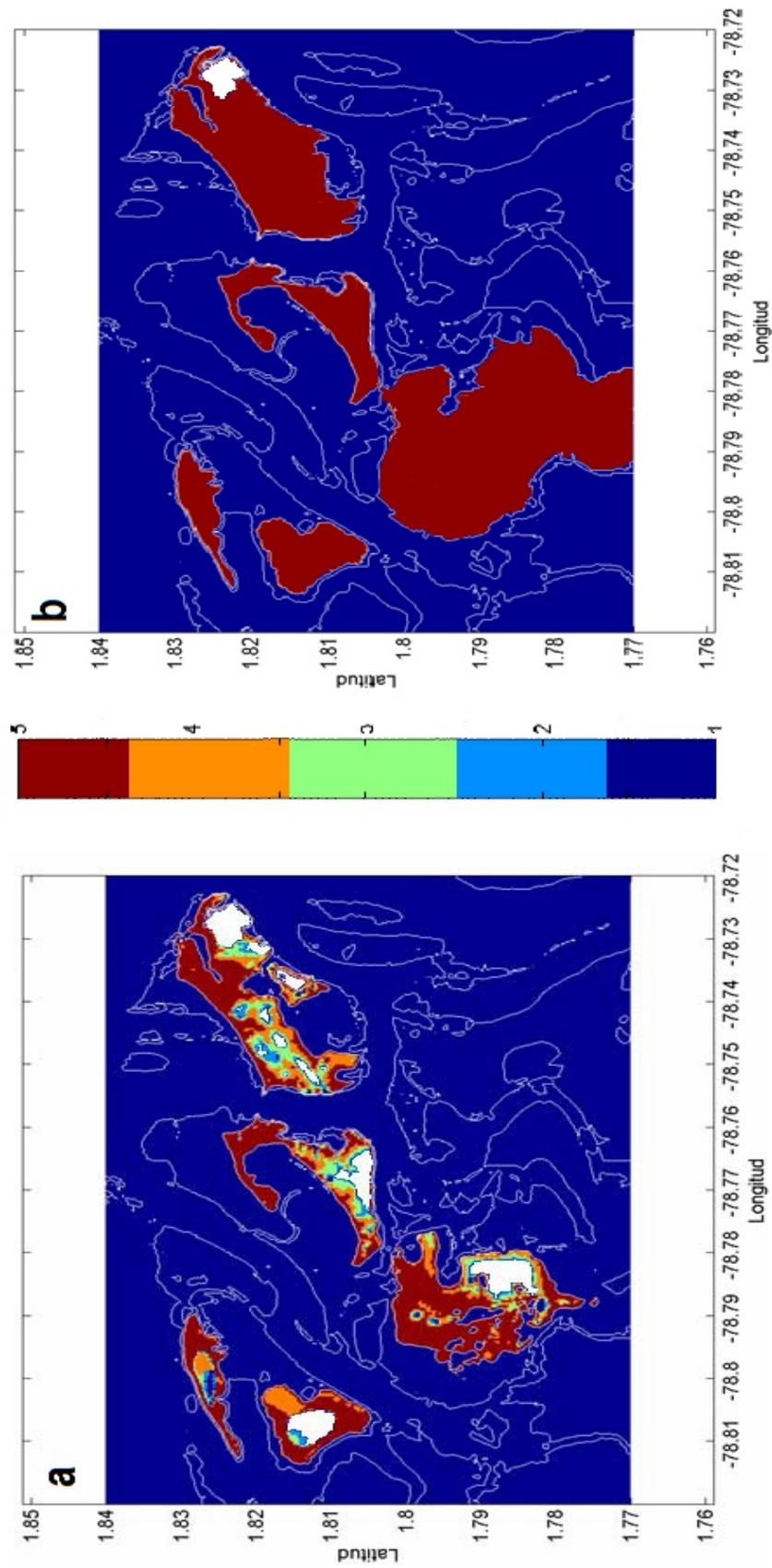


Figura 4.8 Clasificación de la amenaza por inundación, considerando el efecto conjunto de la velocidad y la profundidad (a) durante el tránsito de la primera onda, y (b) durante todo el evento de inundación. Los colores indican el grado de amenaza de acuerdo con la escala propuesta por Cardona et al. (2007). El color blanco indica las zonas que permanecen no inundadas (Tomado de Cardona et al., 2007).

extraídos cada 0.5 s, durante un lapso de 2.0 h. Cardona *et al.* (2007) encontraron que para un sismo precursor de $M_w = 8.0$ las mayores velocidades de flujo cuando arriba el primer tren de olas de tsunami se concentran en el puente del Morro, donde se registran velocidades hasta de 20 m/s, y en el canal de navegación, con velocidades hasta de 15 m/s. Estos sectores son los de mayor profundidad en la zona costera de la bahía de Tumaco con 12 m y 18 m en promedio, respectivamente. La combinación entre la profundidad y la velocidad de flujo hacen que 15 minutos después del arribo de la primera ola, sólo cuatro sectores de Tumaco puedan considerarse como seguros (*i.e.* zonas blancas en Figura 4.8). Por el contrario, una vez han transcurrido dos horas después del arribo del primer tren de olas se observa que todo el terreno inundado presenta condiciones suficientes para ocasionar “pérdida de vidas”. En estas condiciones, el único punto totalmente seguro estaría localizado en el cerro del Morro (Figura 4.8).

4.4.2 Aproximación a la amenaza por tsunami en la zona litoral de la bahía de Tumaco

Cardona (2004) realizó una simulación numérica de la generación y propagación de un tsunami frente la bahía de Tumaco, con el objetivo de analizar el impacto potencial de las ondas de tsunami (altura de ola y tiempo de llegada) en las poblaciones de Punta Cascajal, Llanaje, La Chorrera, Soledad, Curay, Colorado, La Caleta, Trujillo, Tumaco y Vaquería (Figura 4.1). Como sismo precursor Cardona (2004) seleccionó el evento del 12 de diciembre de 1979 (*i.e.* Gutsher *et al.*, 1999). Las simulaciones se extendieron durante dos horas, utilizando una resolución temporal de 15 segundos. Cardona (2004) encontró que el tiempo de llegada de la primera ola variaba entre 22 y 65 minutos para Vaquería y La Caleta, respectivamente. Como era de esperarse, Cardona (2004) demostró que el tiempo de arribo de la ola aumenta a medida que las poblaciones se alejan del

epicentro del sismo-precursor (Tabla 4.1 y Figura 4.1). Además, encontró que en todos los casos la diferencia de tiempo entre la primera y segunda ola variaba entre 27 y 30 minutos (Figura 4.1). Cardona (2004) indicó que para una profundidad promedio en la bahía de 12.2 m, la velocidad de fase de la onda era de 10.9 m/s, por lo tanto para recorrer los 23.9 km que tiene de longitud la bahía, desde la entrada hasta el punto más interno de ella, se requerían 36.4 minutos. En consecuencia, la diferencia de tiempo entre la primera y segunda ola originaba fenómenos de resonancia en las poblaciones ubicadas al interior de la bahía, causando una amplificación de la segunda ola en las poblaciones de La Caleta y Colorado.

En estas poblaciones, la resonancia compensa la disipación de energía que se genera por la fricción con el fondo. En el resto de poblaciones, la primera ola siempre fue la de mayor amplitud, con alturas que variaban entre 2.74 m y 1.54 m en Tumaco y Llanaje-La Chorrera, respectivamente (Figura 4.9). Cardona (2004) encontró reducciones hasta del 65% para la segunda ola. Por supuesto, esta reducción fue menor en las poblaciones internas de la bahía como resultado de los efectos de resonancia. En sus conclusiones, Cardona (2004) indicó que este conocimiento constituye un insumo fundamental para generar sistemas locales de alerta basados en la confirmación de eventos de tsunami en las poblaciones más expuestas (aquellas ubicadas en la parte exterior de la bahía). Por lo que de confirmarse un tsunami en la zona de subducción colombo-ecuatorial, poblaciones como Colorado y La Caleta tendrían entre 35 y 40 minutos para tomar medidas de reacción y evacuación.

4.5 Síntesis Final

En los estudios adelantados en el litoral Pacífico colombiano la magnitud aparece como el parámetro más determinante al evaluar la amenaza por tsunami. La variación de la magnitud del sismo (M_w) genera cambios significativos en

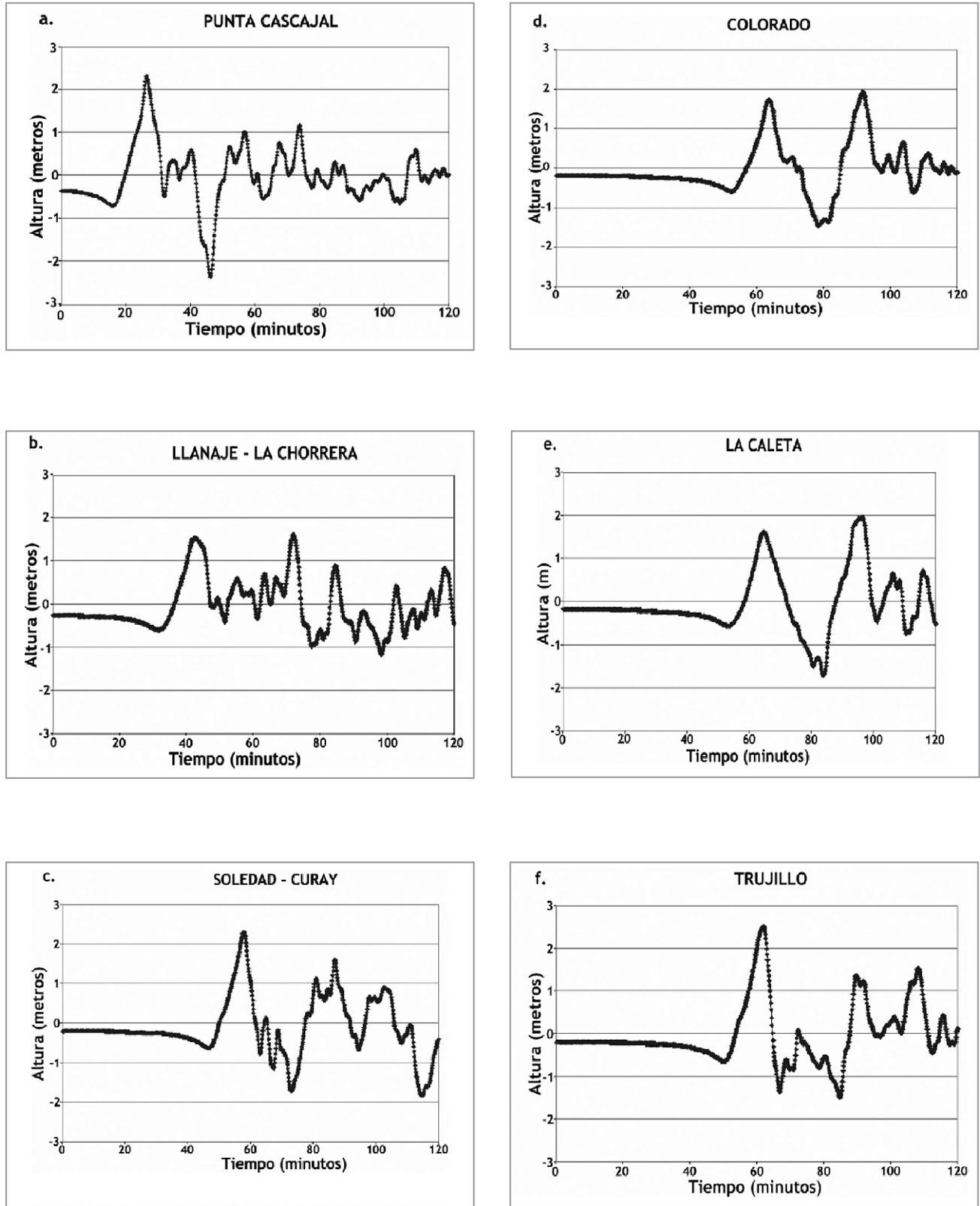


Figura 4.9 Señales sintéticas de tsunami para las poblaciones de la bahía de Tumaco, durante 120 minutos de modelación: (a) Punta Cascajal, (b) Llanaje-La Chorrera, (c) Soledad-Curay, (d) Colorado, (e) La Caleta, (f) Trujillo, (g) Tumaco y (h) Vaquería (Tomado de: Cardona, 2004).

las áreas afectadas por inundación, en la altura y tiempo de llegada del tren de olas. Por ejemplo, un sismo de $M_w = 7.9$ generado desde los epicentros evaluados no produce áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura, mientras un sismo de $M_w = 8.6$ afecta a varias zonas del municipio independientemente de la localización del sismo precursor.

El nivel de lámina de agua que genera un tsunami no sólo es peligroso por la extensión del área inundada, sino también por las poderosas corrientes de fondo que suelen generarse en estos casos, tal y como lo muestran los resultados de Cardona *et al.* (2007) y Bastidas (2008). Estas corrientes de fondo contribuyen a la formación de fuerzas de empuje y arrastre, que generan peligros adicionales para los sistemas expuestos o vulnerables. Sin embargo, los campos de velocidad deben ser analizados de manera cuidadosa ya que los modelos numéricos de propagación de tsunami no han sido calibrados para este parámetro.

Los estudios adelantados en una misma zona geográfica han mostrado resultados similares. La diferencia entre estudios radica, principalmente, en la información batimétrica y topográfica de la malla de detalle. La profundidad del mar y la altura del terreno son variables básicas dentro del proceso de modelamiento numérico de tsunamis, por lo que la validez de los resultados obtenidos está relacionada directamente con la calidad, precisión y exactitud de esta información. Por lo tanto, para producir resultados definitivos sobre el nivel de amenaza en los municipios de interés, es preciso obtener información batimétrica y topográfica de mayor resolución espacial, tal y como lo destaca el trabajo de Sánchez y Puentes (2013). Esta consideración es especialmente importante en una zona como el litoral Pacífico colombiano, donde la dinámica de los agentes oceanográficos, geológicos y fluviales, hacen que el litoral costero experimente cambios morfológicos significativos en intervalos de tiempo relativamente cortos. Además, la línea de costa y las formas costeras tienen un papel decisivo en la transformación de la energía de las ondas de un tsunami (*e.g.* Tinti y Gavagni, 1995; Tinti y Armigliato, 2003). Los resultados de estos estudios

mostraron que las ondas de tsunami pueden reducir su amplitud en su tránsito por las bahías o experimentar fenómenos de reflexión y refracción de oleaje que a su vez conducen a incrementos en la altura de ola, independientemente de la magnitud y localización del sismo precursor o estado de marea. Un mayor conocimiento de la configuración morfológica y batimétrica del área de estudio, permitiría evaluar en forma precisa el efecto de las geoformas costeras en la evolución de ondas de tsunami.

Los resultados mostrados por estos estudios también sugieren que el ángulo de incidencia y la evolución del tren de olas con respecto a las áreas evaluadas (*i.e.* golfo de Cupica, bahía de Buenaventura y bahía de Tumaco), y por lo tanto la posición de la falla sísmica tiene mayor relevancia sobre los efectos adversos de un tsunami que la localización del sismo precursor. Algunos autores señalan que la posición y ubicación de la falla sísmica con relación a la zona evaluada tiene mayor incidencia que la distancia al sismo precursor en los daños ocasionados por un tsunami (*e.g.* Hébert *et al.*, 2005; Tinti y Armigliato, 2003). La incidencia de estos parámetros (ángulo de incidencia y la evolución del tren de olas) sobre los daños potenciales de un tsunami debe ser analizada con mayor detalle en el litoral Pacífico colombiano.

Finalmente, es importante resaltar que toda la información técnica generada en el marco de estos estudios ha sido fundamental en la implementación de planes de preparación y atención de emergencia en los principales municipios del litoral Pacífico colombiano. A diferencia de los que sucedía un par de décadas atrás, hoy existe certeza sobre los mecanismos de falla que pueden generar un tsunami en la zona de subducción colombo-ecuatorial, los tiempos estimados para el arribo de un tsunami una vez ocurrido un sismo precursor, o la localización de las zonas más afectadas por la inundación. En consecuencia, estos resultados han servido como herramienta de apoyo a los entes encargados de la gestión del riesgo y ordenamiento territorial, convirtiéndose en una herramienta valiosa para la toma de decisiones.

4.6 Referencias bibliográficas

- Bastidas, M., 2008.** Estimación de riesgo por tsunami de origen cercano en jurisdicción del municipio de Buenaventura (Fase II de II). Reporte técnico. Centro Control de Contaminación del Pacífico. Tumaco, Nariño.
- Beck, S., & Ruff, L., 1984.** The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research* 89, 9281-9291.
- Caballero, L. y Ortiz, M., 2003.** Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral Pacífico Colombiano. Part I (Región de Buenaventura). *Boletín Científico CCCP* 9, 45-57.
- Cardona, Y., 2004.** Análisis del arribo de ondas de tsunami a las poblaciones de la bahía de Tumaco a través de señales sintéticas. *Boletín Científico CCCP* 11, 42-49.
- Cardona, Y., 2005.** Modelación de tsunamis en la costa Pacífica colombiana. Caso de aplicación bahía de Tumaco. Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Medellín.
- Cardona, Y., Toro, M., Vélez, J.I. y Otero, L., 2007.** Estimación de la amenaza por inundación generada por ondas de tsunami considerando la altura y velocidad de la lamina de agua inundante para el municipio de Tumaco. *Boletín Científico CCCP* 14, 19-30.
- Collot, J., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. and Spence, G., 2004.** Are rupture zone limits of great subduction earthquake controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research* 109, B1103.
- DANE, 2013.** Departamento Administrativo Nacional de Estadística - Necesidades Básicas Insatisfechas (<http://www.dane.gov.co/index.php/estadisticas-sociales/necesidades-basicas-insatisfechas-nbi>) (Octubre 2013).
- George, D.L., 2006.** Finite volume methods and adaptive refinement for tsunami propagation and inundation. PhD thesis, University of Washington.
- González, G. y Otero, L., 2010.** Peligrosidad debido Tsunamis en la Costa Pacífica Colombiana: en el Golfo de Cúpica. *Boletín Científico CIOH* 28, 25-53.
- Goto, C. & Ogawa, Y., 1997.** Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. IUGG/IOC TIME Project. Unesco. 28 p.
- Gusiakov, V., 2001.** Basics Pacific tsunamis catalog and database, 47 BC - 2000 AD: results of the first stage of the Project. Proceedings of the International Tsunami Symposium. August 7-9, 2001. Seattle, USA. PMEL/NOAA. Pp, 263-272.
- Gutscher, M-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J., 1999.** Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255-270.
- Hébert, H., Schindelé, F., Altinok, Y., Alpar, B. and Gazioglu, C., 2005.** Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey): a numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas. *Marine Geology*. 215, 23-43.
- Manshina, L., & Smylie, D., 1971.** The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 61, 1433-1440.
- Mendoza, C., & Dewey, J., 1984.** Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the seismological society of America* 74, 577-593.
- Murashima, Y., Takeuchi, H., Imamura, F., Koshimura, S., Fujiwara, K. and Suzuki, T., 2008.** Study on topographic model using LIDAR for tsunami simulation. The international archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences. Vol. XXXVII. Part B8. Beijing.
- Quiceno, A., y Ortiz, M., 2001.** Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral Pacífico Colombiano. Parte I (Región de Tumaco). *Boletín Científico CCCP* 8, 5-14.

Sánchez, R. y Puentes, M. 2013. Estimación de la amenaza por tsunami en el municipio de San Andrés de Tumaco, Pacífico colombiano, utilizando información LiDAR. Boletín Científico CIOH (30): 8-13.

Ramírez, J. y Goberna, J. 1980. Terremotos colombianos: noviembre 23 y diciembre 12 de 1979 - Informe preliminar. Reporte Técnico. Instituto Geofísico de la Universidad Javeriana. Bogotá. 95 pp.

Restrepo, J.C. y Otero, L., 2007. Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la Cuenca Pacífica Colombiana: Bahía de Buenaventura. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 31(120), 383-397.

Sánchez, R. y Puentes, M., 2012. Estimación de la amenaza por tsunami en el municipio de San Andrés de Tumaco, Pacífico colombiano, utilizando información LIDAR. Boletín Científico CIOH 30, 29-42.

Tinti, S. & Gavagni, I., 1995. A smoothing algorithm to enhance finite-element tsunami modelling: an application to 5 February 1783 Calabrian case, Italy. Natural Hazards. 12, 161-197.

Tinti, S. & Armigliato, A., 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. Marine Geology, 199, 221-243.

Titov, V. & Synolakis, C., 1996. Numerical modeling of tidal wave runup. Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering. 124(4), 157-171.



Palafitos del sector Bajito Sur. Casco urbano de San Andrés de Tumaco. (Foto: Ronald Sánchez Escobar).

Ustáriz Manjarrés, G.M. y Reyna Moreno, J.A. 2013. Tsunami: Gestión del Riesgo en el Territorio Colombiano. Pp. 93-108. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN: 958-33-5689-1

Existen eventos naturales tales como terremotos, tsunamis y huracanes que, aunque no ocurren con frecuencia, al presentarse generan enormes afectaciones por los efectos directos e indirectos de los mismos. Este tipo de amenazas con frecuencia son subvaloradas o ignoradas por desconocimiento u olvido, incrementando así la vulnerabilidad de las comunidades expuestas a ellas.

En la historia reciente de Colombia, algunas poblaciones costeras del país han sufrido las consecuencias de este tipo de eventos, ejemplo el Caribe colombiano, por huracanes bien sea por influencia directa (huracán Beta en el 2005) o indirecta (lluvias fuertes, vendavales generados por el huracán Joan en 1988) y, en el suroccidente del país se tienen registros de desastres por causa de sismos como el de Popayán en 1983 y tsunami en 1906 y 1979.

El 31 de enero de 1906 se presentó un violento sismo a las 10:36 am, hora local, (15:36 UT), se registró un violento sismo de magnitud 8.8 (Mw), considerado como uno de los más grandes registrados en la historia sísmica del mundo. Su epicentro se localizó en el Océano Pacífico, cerca de la costa norte ecuatorial, en 1.0° de latitud Norte y 80.0° de longitud Occidental, con una profundidad de 25 km (SGC. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano; Red Sismológica Nacional de Colombia, Catalogo de Sismicidad: <http://seisan.ingegominas.gov.co/RSNC> Consultado 15 agosto 2013). En la zona costera, desde Tumaco (Nariño) hasta el Bajo Baudó (Chocó), se tienen relatos de que se generó un tsunami con olas entre 2 y 5 m de altura, los registros históricos indican que hubo muertos y destrucción de numerosas viviendas.

Otro de los grandes sismos y tsunamis que afectaron gravemente la costa pacífica colombiana fue el presentado el miércoles 12 de diciembre de 1979, registrado por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) (antes INGEOMINAS) así: “A las 2:59 am, hora local, (07:59 UT), ocurrió uno de los sismos más fuertes del siglo XX en Colombia. Su epicentro fue localizado en el Océano Pacífico, a 75 Km de la costa de Tumaco, en 1.602° N y 79.363° W, magnitud 8.1 (Mw) y profundidad superficial. Este sismo originó un tsunami que afectó las costas de los departamentos de Nariño y Cauca, especial-

mente la zona comprendida entre Guapi y San Juan de la Costa. Según observaciones de testigos, fueron entre 2 y 3 violentas olas con una altura mayor a 5 m, las cuales arrastraron a su paso personas, animales, viviendas y enseres”. Un informe de la Defensa Civil reveló que en toda la costa hubo 450 muertos (muchos de ellos por ahogamiento) y más de 1000 personas heridas; igualmente, fueron averiadas más de 2000 casas y 3000 más quedaron destruidas. Asimismo, se estima que el tsunami causó la pérdida de 3081 viviendas en el departamento de Nariño y la destrucción de la población de San Juan de la Costa.

Son, precisamente, estos desastres los que impulsaron la creación de un Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami (CTNAT), por parte de la Comisión Colombiana de Oceanografía (CCO, hoy Comisión Colombiana del Océano) en 1982, en busca de diseñar una estrategia nacional para enfrentar la amenaza por tsunami en las costas colombianas. Este Comité fue integrado en 1988 al Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres (Ley 46 de 1988, mediante la cual se crea el SNPAD), como una de sus Comisiones Asesoras.

De este Comité en la actualidad hacen parte catorce entidades públicas y privadas y cuatro invitados permanentes que tiene entre sus miembros a entidades técnicas públicas como el SGC, Dimar y entidades privadas como la Corporación OSSO¹, ONG que ha participado activamente en este Comité. Estas entidades han realizado importantes estudios que permiten avanzar en el conocimiento de estos eventos y en la definición de escenarios de riesgo en la zona costera del país. Entidades operativas como la Defensa Civil Colombiana y la Cruz Roja Colombiana, con un importante rol de la Unidad Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres, del Departamento Nacional de Planeación y los ministerios de Ambiente y Educación; los cuales junto con otras encargadas de la gestión de riesgos a nivel nacional, regional y local, a partir de la información suministrada por las entidades técnicas, establecen estrategias y medidas para reducir el riesgo incluyendo las acciones de preparativos frente a la ocurrencia de sismo y tsunami.

1. El OSSO fue creado en 1986 como grupo de investigación y extensión de la Universidad del Valle. Desde principios del 2008 el grupo OSSO opera en la ONG Corporación OSSO.

5.1 Zonas de riesgo por tsunami en las costas colombianas

De acuerdo con las entidades técnicas del Sistema Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres, las zonas que se encuentran en mayor riesgo frente a tsunami en el país, están ubicadas en el litoral Pacífico, que comprende poblaciones de los Departamentos de Nariño, Cauca, Valle del Cauca y Chocó, por tener mayor probabilidad de ocurrencia.

En la costa del Pacífico, el municipio de Tumaco es uno de los más vulnerables por su exposición ubicación cercana a menos de 200 km y prácticamente perpendicular a la falla o zona de subducción que ha generado tsunamis en el pasado, bajo relieve y alta concentración de población (la segunda en número de habitantes después de Buenaventura).

Así mismo, se ha indicado por las entidades técnicas que en la costa Caribe la dinámica tectónica hace menos probable la ocurrencia de un tsunami en ésta. Sin embargo, la población localizada en los municipios costeros en el Caribe colombiano asciende a 6 millones de habitantes, mientras que en el Pacífico es de 1 millón de habitantes y se tiene una mayor infraestructura en la zona costera del Caribe, por lo que se podrían presentar mayores pérdidas al ocurrir un evento de esta característica.

5.2 La comunidad costera del Pacífico

La región de la costa Pacífica se ubica al occidente del país y comprende los departamentos de Chocó, Valle del Cauca, Cauca y Nariño. Cuenta con un área terrestre de 131246 km² y una zona económica de 367823 km². Está localizada en una zona de colisión de placas tectónicas, lo cual la hace propensa a terremotos y maremotos.

El clima de la región está determinado por su localización en la zona de bajas presiones conocida como Concavidad Ecuatorial, en donde predominan los vientos débiles y una alta pluviosidad, la cual puede alcanzar en el Norte los 8000 mm/año. En esta región confluyen una gran cantidad de ecosistemas marinos y terrestres, con características excepcionales

en cuanto a abundancia y diversidad de especies, sobre los cuales se tiene escaso conocimiento.

Colombia hace parte de los 17 países con mayor biodiversidad del planeta y en el mundo entre los puntos con mayor concentración de especies: está el complejo Tumbes (Perú)-Chocó-Magdalena, dentro del cual se encuentra la región Pacífica de Nariño, en donde la variedad de la vegetación y fauna la han perfilado como una de las zonas de mayor biodiversidad del planeta, con un significativo número de especies endémicas (Conservation International 2012; Gentry, 1993).

La zona costera del Pacífico por sus características físicas tiene dos regiones claramente diferenciadas: la primera entre la frontera con Panamá y Cabo Corrientes, se caracteriza por costas altas muy accidentadas, formada por las estribaciones de la Serranía del Baudó; la segunda zona se extiende hasta el límite con Ecuador y presenta una costa baja, cruzada por una amplia red fluvial con planos inundables cubiertos por manglar.

De otra parte, la confluencia de expresiones negras, españolas e indígenas en el litoral Pacífico ofrece una amplia diversidad de expresiones culturales, presentes en danzas, cantos y ritmos.

Según información del Departamento Nacional de Planeación (DNP), pese a contar con variados y abundantes recursos y con una ubicación estratégica privilegiada, los departamentos costeros se encuentran relativamente rezagados en su desarrollo económico y social con respecto al resto del país. El rezago social de las zonas costeras del país tiene su origen en una compleja interrelación de factores geográficos, históricos, económicos y demográficos diversos, algunos de los cuales se manifiestan con mayor fuerza en determinadas regiones.

Asimismo, en los Planes de Ordenamiento Territorial (POT) de los municipios costeros el tema tsunami y de otros tipos de amenazas como inundaciones y fenómenos de remoción en masa, no se han incorporado o su tratamiento es deficiente. De otra parte, de acuerdo con lo indicado por el DNP (2008), de los municipios que tienen POT sólo unos pocos han desarrollado estrategias eficaces para evitar la proliferación de asentamientos informales

y promover la preservación del medio ambiente. La baja capacidad institucional de las administraciones municipales, la pobre situación urbanística y de ordenamiento, y la escasa protección ambiental en playas, zonas de bajamar y bordes de ciénagas, entre otras, generan conflictos en el uso del suelo, además de la coexistencia de diversas actividades económicas en la zona costera.

5.3 Gestión de riesgo por tsunami en Colombia

La gestión del riesgo hace referencia a un proceso social y político a través del cual la sociedad busca controlar los procesos de creación o construcción de riesgo, o disminuir el riesgo existente con la intención de fortalecer los procesos de desarrollo sostenible y la seguridad integral de la población. Es una dimensión de la gestión del desarrollo y de su institucionalidad (Lavell, 2006).

Para adelantar una adecuada gestión del riesgo se requiere un marco normativo que permita la coordinación y articulación efectiva de las diferentes entidades públicas y privadas con competencias en el tema, compromiso político a nivel nacional, departamental y local, y la participación activa de la comunidad.

En Colombia, por los eventos ocurridos y la concentración de población que se tiene en la zona costera del país (alrededor del 16% de la población total nacional), para el Estado ha sido una preocupación prepararse para mitigar los efectos de estos eventos, es así como se crea el Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami (CTNAT).

En 1988 la recién creada Oficina Nacional para la Atención de Emergencias-ONADE, hoy Unidad Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres (UNGRD), dio inicio a un programa de mitigación de riesgos por tsunami, con participación y apoyo de varias entidades del CTNAT, el cual ha reportado importante actividad en los últimos 5 años con productividad y trabajo interinstitucional en los niveles de actuación internacional, nacional, departamental y municipal.

5.4 Plan Nacional para la Gestión del Riesgo por Tsunami (PNGRT): una medida efectiva

Colombia cuenta con este instrumento aprobado por el Comité Nacional para la Prevención y Atención de Desastres en su sesión del 5 de abril del 2011. Este Plan orienta el trabajo de las entidades del ámbito nacional, y para su efectividad requiere la participación y el compromiso de las autoridades nacionales, departamentales, municipales y de la población que habita en las zonas costeras de Colombia. Hoy el Plan está en revisión y proceso de reaprobación. Este Plan orienta la reducción del riesgo por tsunami en las costas colombianas a partir de la implementación de las siguientes estrategias:

- **Conocimiento del riesgo:** con el fin de contar con información oportuna y confiable sobre el conocimiento del riesgo por tsunami, se promoverá el desarrollo de procesos de investigación y mejora de las redes de monitoreo a través de los distintos centros de investigación adscritos al SNGRD.
- **Sistema de Alerta Temprana:** esta estrategia pretende establecer un sistema de alerta temprana ante la ocurrencia de un tsunami, tanto de origen cercano como lejano, con el objetivo de dar una respuesta efectiva a las entidades competentes y a la comunidad en general.
- **Reducción del riesgo:** a partir del conocimiento del riesgo, permitirá definir el crecimiento de las áreas urbanas hacia zonas seguras y las acciones de mitigación ante un escenario tsunamigénico.
- **Fortalecimiento de la capacidad de respuesta y recuperación:** se busca fortalecer, actualizar y articular las instancias e instrumentos legales de coordinación y gestión, con el fin de mejorar la capacidad operativa e institucional para la preparación, respuesta y recuperación en los ámbitos local, regional y nacional por acción de un evento de tsunami.
- **Promover la socialización y la participación:** las estrategias encaminadas a la socialización de la información y participación de la comunidad, tienen como fin la apropiación de conceptos relacionados con la gestión del riesgo, generando

conciencia comunitaria sobre la responsabilidad social en la prevención y mitigación del riesgo por tsunami.

5.4.1 Conocimiento del riesgo

Entre las actividades adelantadas por estas entidades del CTNAT se resaltan varios estudios asociados al conocimiento del riesgo, financiados por el Fondo Nacional de Calamidades (Hoy Fondo Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres), entre ellos:

- En el año 2002, del proyecto "Evaluación de la vulnerabilidad física por terremoto y sus fenómenos asociados en poblaciones del litoral de Nariño", realizado por la Corporación Observatorio Sismológico del Sur-Occidente, en el cual, con base en cartografía generada a partir de imágenes de radar, fotografías aéreas, testimonios históricos, información documental, observaciones directas en terreno y criterios fisiográficos y geomorfológicos, se zonificó las amenazas por tsunami y licuación en el litoral de Nariño.

Se zonificaron tres franjas el litoral y la llanura costera, según su exposición a impacto/inundación por tsunami. La primera, con exposición de Muy Alta a Extrema (MA-E), corresponde a terrenos localizados frente al mar o en bocanas de un kilómetro o más de ancho, con influencia plena de las mareas, con o sin barreras naturales de protección (manglar). La segunda, con exposición de Media a Alta (M-A), conformada por los terrenos entre en el inicio de las bocanas anchas y, tierra adentro, hasta el inicio de las tierras bajas de selvas inundables de guandales y natales con, influencia de mareas. La última, con exposición Baja (B), abarca las áreas ribereñas de esteros y ríos estrechos, en las cuales predominan sedimentos aluviales y mayores elevaciones (por encima de los 4 msnm). Esta zonificación aporta una visión general a los municipios (en ninguno de los cuales se disponía de cartografía durante la realización del proyecto en el año 2003) sobre las principales amenazas derivadas de terremotos fuertes y provee

insumos para el desarrollo o ajustes de los Esquemas de Ordenamiento Territorial (EOT) y para la formulación de planes de prevención y mitigación de riesgos. Para el manejo institucional y comunitario de riesgos asociados con tsunami y licuación de suelos se produjeron carteles educativos para cada cabecera y principales corregimientos (OSSO 2002), (Figura 5.1)

- En el año 2003, la Universidad del Cauca desarrolló el estudio "Vulnerabilidad social por tsunami, inundación y licuación del área insular de Tumaco".

En este estudio se realizaron encuestas a la población cuyo objetivo fue analizar el grado de conocimiento y la percepción frente a las amenazas de sismo y tsunami, y entrevistas a representantes de instituciones locales y regionales. Información que sirvió de insumo para la construcción del Plan Local de Contingencia por Sismo, Licuación y Tsunami del municipio de Tumaco (Universidad del Cauca, 2003).

- En el año 2003, INGEOMINAS adelantó el estudio "Zonificación Geotécnica por Licuación del Área Urbana del Municipio de Tumaco y sus Zonas Aledañas", en el cual clasifica las áreas de mayor o menor potencial de licuación por las características de los materiales superficiales y la posición del nivel freático, en relación con las condiciones para que se desarrolle el fenómeno de licuación durante un evento sísmico. Igualmente, fueron definidas, a partir de evidencias históricas (sismo de diciembre de 1979), áreas de rellenos antrópicos y estudios puntuales de licuación (INGEOMINAS, 2003).

5.4.2 Sistema de Alerta Temprana (SAT)

La Tercera Conferencia Internacional sobre Alerta Temprana (EWC III, por sus siglas en inglés), celebrada en Bonn, Alemania del 27 al 29 de marzo de 2006, tuvo entre sus resultados el documento "Desarrollo de Sistemas de Alerta Temprana: Lista de Verificación", una herramienta de apoyo a la implementación de los componentes de alerta temprana incluidos en el Marco de Acción de Hyogo.

ZONA	SECTOR	BARRIOS
	1	La Playa, Bischoff y Viento Libre.
	2	Barrios Tumac y María Auxiliadora.
	3	Urbanización Miramar.
	4	El Bajillo.
	5	Villa Lola.
ISLA TUMACO Y LA VICIOSA	6	Zona aleadaña al Hospital San Andrés de Tumaco.
	7	Cementerio y barrio Luis Avelino Perez.
	8	Pantano de Vargas.
	9	Puente Herrera.
	10	Tres Tablas.
	11	Puente Medio.
ISLA EL MORRO.	12	La Calavera y Potrero.
	13	Plaza Nariño - Mercado.
	14	Zona Comercial - Obelisco.
	15	Puentes palafíticos.
	16	Calle del Comercio - Buenos Aires.
	17	Panamá.
	18	Pradomar y Liceo Max Seidel.
	19	Batallón de Infantería Marina.
	20	Aeropuerto La Florida.
	21	Barrio Brisas del Aeropuerto.
Zona Continental.	22	La Florida, El Morrito y Chapas de Nariño.
	23	Libertadores 1 y 2, Estadio y Escuela de Fútbol.
	24	Derivados forestales y zona manglarica.
	25	Playa Arrecha e instalaciones portuarias.
	26	Sector turístico.
	27	Pesmaco y playas.
	28	La Cordialidad.
	29	La Ciudadela.
	30	Ecopetrol y Licsa Texas.
	31	El Pindo y estaciones de combustible.
32	Los Ángeles, Iberia, Obrero, California y Unión Victoria.	
33	Manglares.	
34	La Carbonera.	

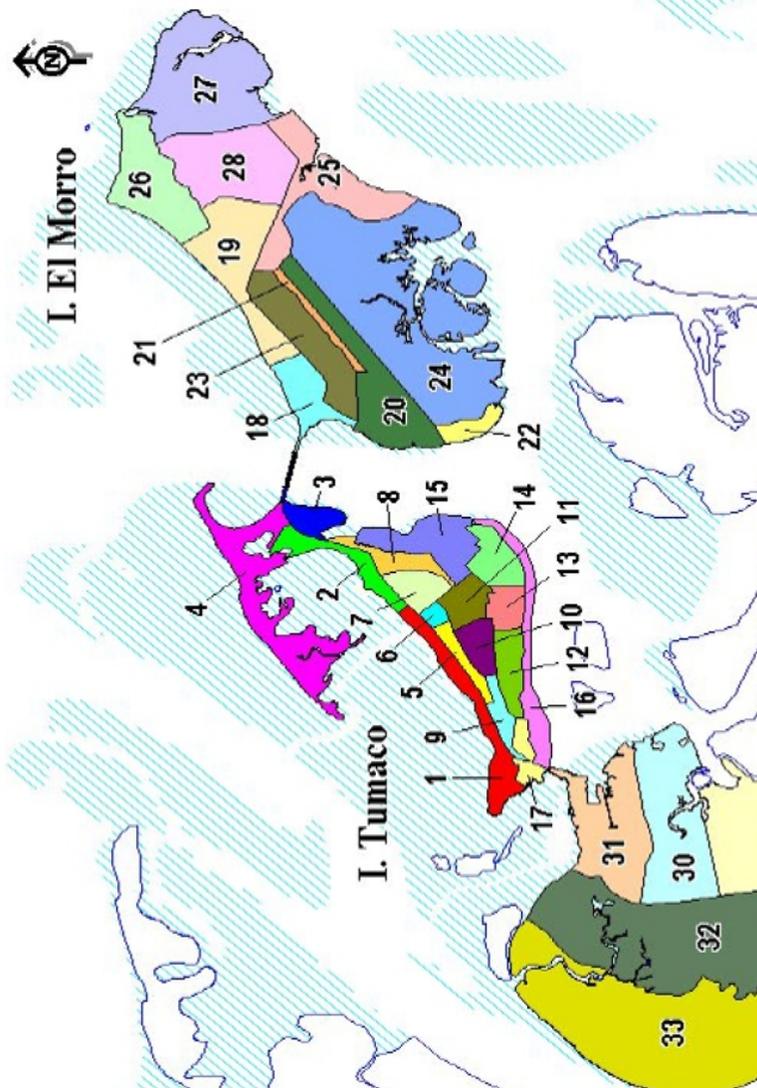


Figura 5. 1 Sectores del área urbana de Tumaco. (Fuente: OSSO 2002. Evaluación de la vulnerabilidad física por terremoto y sus fenómenos asociados en poblaciones del Litoral de Nariño.)

En este documento consideran que un sistema de alerta temprana debe estar integrado por cuatro elementos interrelacionados:

- **Conocimiento de los riesgos.** Los riesgos se generan por una combinación de amenazas y vulnerabilidades en un lugar determinado. Para evaluar los riesgos se requiere recopilar y analizar sistemáticamente la información disponible y debe considerarse el carácter dinámico de las amenazas y las vulnerabilidades que generan procesos tales como la urbanización, cambios en el uso de la tierra, la degradación del ambiente y el cambio climático. Las evaluaciones y los mapas de riesgo contribuyen a motivar a la población e identificar las necesidades prioritarias para los sistemas de alerta temprana y orientar los preparativos de prevención de desastres y la respuesta de las comunidades locales ante los mismos.

- **Seguimiento técnico y servicio de alerta.** Constituye un componente básico del sistema de alerta. Es fundamental disponer de una base científica sólida para prever y prevenir amenazas y de un sistema fiable funcionando 24 horas al día. El seguimiento continuo de los parámetros y los aspectos que anteceden las amenazas es indispensable para elaborar alertas precisas y oportunas. Estos servicios de alertas para diferentes amenazas deben coordinarse al máximo para aprovechar las redes comunes institucionales, de procedimientos y de comunicaciones.

- **Difusión y comunicación de las alertas.** Las alertas deben llegar a las personas en peligro. Para lograr respuestas adecuadas, que ayuden a salvar vidas y medios de sustento, se requieren mensajes claros que ofrezcan información sencilla y útil. Es necesario definir previamente los sistemas de comunicación en los planos nacional, regional y local, y designar portavoces autorizados. Es indispensable emplear múltiples canales de comunicación para garantizar que la alerta llegue al mayor número posible de personas, minimizando el riesgo de falla de alguno de los canales y reforzando el mensaje de alerta.

- **Capacidad de respuesta comunitaria.** Es de suma importancia que las comunidades comprendan el riesgo al que están expuestas, que respeten el servicio de alerta y que sepan cómo reaccionar. En este contexto, los programas de educación y preparación desempeñan un papel esencial. Como complemento, es indispensable que existan planes de gestión de desastres que se hayan practicado y sometidos a prueba. La población debe estar muy bien informada sobre las opciones en cuanto a una conducta segura, las rutas de escape existentes y la mejor forma de evitar daños y pérdidas de bienes.



Figura 5.2 Valla zonas de evacuación - Municipio San Andrés de Tumaco. Los polígonos amarillos son las zonas de evacuación para el mapa 2004.



Figura 5.3 Identificación zona de encuentro. Municipio San Andrés de Tumaco.

En Colombia se avanza en estos elementos que conforman el SAT que, además, están en línea con las estrategias del PNGRT. Entre los avances se tiene el fortalecimiento de entidades técnicas encargadas del monitoreo y conocimiento del riesgo, el poder contar con mejor infraestructura para el monitoreo, el establecimiento de acuerdos entre las instituciones que participan en el proceso, y pequeños avances en el fortalecimiento del sistema de comunicaciones, especialmente en radiocomunicaciones.

Cabe resaltar que es importante avanzar en todos los elementos, casi que de manera simultánea, pues sus vínculos internos y la comunicación entre sí garantizan poder contar con un SAT eficaz.



Figura 5.4 Señalización rutas de evacuación Municipio San Andrés de Tumaco

5.4.3 Reducción del riesgo

El proceso de reducción del riesgo parte del conocimiento del mismo y, para el caso de tsunami, pasa por conocer varios fenómenos como los sismos, la licuación de los suelos y el tsunami, así como la vulnerabilidad de las zonas expuestas a estas amenazas y luego incorporar estos riesgos en los procesos de planificación regional y local.

Entre las acciones de reducción del riesgo cuando nos referimos a amenazas como sismo, licuación y tsunami, está también la aplicación de las normas de sismorresistencia, la reubicación de áreas que por sus características son de alta exposición a tsunami, la identificación de áreas de menor exposición a tsunami y que pudieran ser utilizadas para las evacuaciones, etc.

5.4.4 Fortalecimiento de la capacidad de respuesta y recuperación

La UNGRD en asocio con entidades del CNAT, ha venido incentivando y brindando asistencia técnica a los Consejos Municipales para la Gestión del Riesgo de Desastres (antes CLOPAD), en la formulación de los planes de contingencia por estos eventos, los cuales buscan estructurar los preparativos y la respuesta para la atención de las emergencias que se puedan presentar. Esta respuesta considera aspectos como conocimiento del riesgo, detección y alerta, educación y capacitación de la población, entrenamiento de los organismos de socorro y organización de los consejos municipales. Dichas medidas deben ser activas; es decir, tener interactividad con la comunidad, y hacer énfasis en informar y educar a la población para estar alerta y en capacidad de actuar en forma organizada.



Figura 5.5 Taller municipio de Bajo Baudó (Chocó)



Figura 5.6 Taller regional realizado en Cali (Valle). Preparatorio para el simulacro binacional Colombia-Ecuador por Sismo-Tsunami 2014.

- **Socialización y participación comunitaria**

Es necesario que la población colombiana comprenda que no basta con contar con un buen centro de detección y de alerta o con un plan diseñado para enfrentar una emergencia, pues es de vital importancia el interés y la colaboración de todos para que los esfuerzos no sean en vano; para ello, se requiere que la comunidad se informe, se apropie del tema y así mantenga la mejor disposición para enfrentar de forma acertada este tipo de eventos, y se disminuyan los riesgos de manera que se logren preservar vidas.

Es por ello que las diferentes entidades del CTNAT han desarrollado estrategias de comunicación, difusión e información que han buscado llegar a las diferentes comunidades especialmente del Pacífico, en un esfuerzo de las entidades que en algunos casos ha sido apoyado con recursos del Fondo Nacional de Calamidades (FNC). Por ejemplo, a través de cartillas como “Nosotros, Tumaco y el ambiente— un texto para reconocer el sitio en que vivimos”, como una iniciativa educativa para la gestión de riesgos en el litoral Pacífico colombiano, expuesto a terremotos y tsunamis, desarrollada por el OSSO en el 2005; ‘Ola Tsunami’ material de Dimar dirigido a la población infantil; “Comunicación y pedagogía en desastres” y “Actividades de respuesta para un evento de sismo, licuación y tsunami en el municipio de Tumaco”, publicadas con recursos del FNC.

Así mismo, en Tumaco y en menor escala en Buenaventura, se han desarrollado estrategias de comunicación, divulgación e información pública más integrales que han incluido videos, cuñas radiales, plegables, vallas informativas, talleres dirigidos a diferentes públicos de las comunidades, etc.

5.5 Iniciativas regionales y la cooperación internacional

Eventos como los tsunamis pueden afectar al mismo tiempo a diferentes regiones del mundo; es así como un sismo y posterior tsunami en el Japón puede afectar las costas colombianas. Por ello, el avance en el conocimiento y monitoreo de sis-

mo/tsunami debe articular acciones con países del Pacífico y del Caribe que implican una estrecha cooperación regional.

Las Naciones Unidas, a través de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental-COI de UNESCO, ha promovido entre sus Estados miembros la necesidad de establecer Sistemas de Alerta Temprana eficientes y eficaces, con el fin de reducir el riesgo de desastres provocados por tsunamis.

En este sentido, la COI/UNESCO ha venido impulsando en el marco de la Comisión Permanente del Pacífico Sur-CPPS, del cual hacen parte Chile, Perú, Ecuador y Colombia, la consolidación de un espacio para la coordinación y articulación de acciones en la gestión del riesgo por tsunami. En este espacio, se han desarrollado talleres como los de Lima (febrero de 2008), Bogotá (mayo de 2009) y Santiago (octubre de 2010), en los cuales se ha ampliado la participación de los sectores por países. En el 2008 participaron delegados de las redes sismológicas y oceanográficas; en el 2010 se vincularon las entidades de gestión del riesgo o protección civil. Este espacio permite avanzar en intercambio de información, herramientas y buenas prácticas.

Otro espacio regional de importancia en el tema, en donde participa Colombia, es el Grupo Intergubernamental de Coordinación del Sistema de Alerta contra los Tsunamis y otras Amenazas Costeras en el Caribe y Regiones Adyacentes (ICG/CARIBE EWS-V), en el que se destaca el desarrollo de un ejercicio de comunicaciones de Tsunami “*Caribe Wave*”, en el cual participa Colombia junto con otros países de la región Caribe y noroeste del Atlántico.

De otra parte, la UNESCO ha impulsado el desarrollo de proyectos en la región, entre los que se destacan dos proyectos DIPECHO; el primero, correspondiente al VI Plan de Acción “Mecanismos de aprendizaje adaptativos para la preparación y respuesta ante tsunamis a nivel comunitario en Colombia, Ecuador, Perú y Chile”, en el que se ejecutaron acciones a nivel de la región, nacional y local; en el caso de Colombia, se desarrollaron en el municipio de Tumaco. El segundo proyecto financiado en el marco del VII plan de acción DIPECHO, tuvo un enfoque más regional.

5.6 respuesta del país frente a los sismos-tsunamis de Perú, Chile y Japón

Ante el sismo y tsunami del Perú, el 15 de agosto 2007, el Presidente de la República de Colombia, a través de los medios masivos de comunicación nacional, dio la orden de evacuación para la población costera del Pacífico colombiano, con lo que generó una falsa alarma, debido a que no cumplió el procedimiento del Sistema y desatendió el trabajo existente en Colombia por todas las instituciones y organizaciones nacionales e internacionales, basando su decisión en la información de los sistemas noticiosos internacionales de la televisión por cable. Esta situación obviamente generó una grave confusión entre las instituciones del sistema y entre la misma población nacional.

Al respecto, el OSSO (Universidad del Valle), encargado de la operación del Sistema Nacional de Detección y Alerta de Tsunami de Colombia, indicó que para el caso del sismo del Perú (alarma de tsunami) se pudieron conjugar diversos factores para que se diera lo ocurrido²:

- **Los boletines del *Pacific Tsunami Warning Center* - PTWC** - información ahora accesible para cualquier persona a través de Internet o de canales de TV internacionales - tienen por su naturaleza un alto margen de incertidumbre y no son para uso público ni de los medios (como su texto siempre lo advierte) y requieren evaluación técnica local. Estos boletines tienen como destinatarios únicos a las agencias gubernamentales y técnicas y los Puntos Focales Nacionales del Sistema de Alerta. Hasta hace algunos años, esta limitación al ámbito institucional se aseguraba mediante el envío a través de sistemas de comunicación institucionales, pero actualmente estos boletines se divulgan también a través de portales virtuales del PTWC, accesibles públicamente desde el momento de su emisión.

- **La evaluación de la situación de peligro para el litoral por parte del OSSO** fue demorada por dificultades en la comunicación con instituciones locales (Perú), por no tener comunicación con

proveedores (automáticos) de información mareográfica remota, por incertidumbre manifiesta en el PTWC (comunicación telefónica) ya pasadas casi dos horas de ocurrencia del evento, y por saturación de los canales de comunicación disponibles en el Observatorio.

- **La presión generada por medios de comunicación (radio y TV)** al informar sobre la alarma, lo cual incluyó también traducciones e interpretaciones erróneas de los boletines del PTWC.

- **El afán de autoridades nacionales** por dar prioridad a la protección de vidas y bienes, bajo la presión de la cercanía del evento causal y la incertidumbre sobre su real peligro para Colombia.

Chile (27 de febrero de 2010): el Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami desarrolló un taller para analizar la respuesta de los sistemas de detección y alerta por tsunami (el chileno y el colombiano), a raíz del sismo en Chile, que permita fortalecer el Sistema Colombiano. Entre las principales conclusiones de este ejercicio se tienen:

- **Destacar la importancia de la determinación de las características del sismo** en un tiempo muy corto para tomar las otras decisiones del proceso de alerta. En este sentido, es importante resaltar que para origen cercano son muy importantes las estaciones de las redes cercanas, ya que éstas permitirán localizar el sismo lo más pronto posible, no dependiendo de los centros internacionales.

- **En el protocolo del Sistema de Detección y Alerta de Tsunami** se deben determinar claramente las responsabilidades de cada una de las entidades que en él participan, así como sus procedimientos y la imperiosa necesidad de contar con sistemas de comunicaciones confiables y redundantes. Se requiere continuar avanzando en el fortalecimiento de las redes sísmicas y oceanográficas (cantidad de equipos, sistemas de transmisión, etc).

- **Así mismo, son muy importantes los protocolos al interior de las entidades** (acciones, registros, sistemas de comunicaciones, etc).

- **Aunque se tenga un protocolo de detección y alerta, con funciones claras y los medios de comunicación para sismos de origen cercano, el**

2. Respuestas del OSSO a preguntas formuladas en la Proposición No. 04 de 2007 de la Comisión Segunda del Senado de la República para su sesión ordinaria del 11 de septiembre 2007

tiempo que transcurre entre la ocurrencia del sismo y el arribo de la primera ola, es insuficiente para hacer el proceso de detección, alerta y aviso a las comunidades. Por lo tanto, se insiste en la importancia de socializar esta temática para tener poblaciones costeras que se apropien del concepto de alarma personal.

En el Tsunami de Tohoku, Japón el 11 de marzo de 2011, operó el protocolo del SNDAT vigente, en el cual el Punto Focal de Alerta por Tsunami es la Corporación OSSO y Dimar, a través del CCCP, brindó el apoyo técnico. Una de las debilidades que debió afrontar el Sistema Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres estuvo en las comunicaciones, debido a que sólo pudieron contar con telefonía celular con los Consejos Municipales de Gestión del Riesgo de Desastres y tan sólo con los municipios de Nariño pudieron apoyarse en comunicación por radio, dificultad que se hace aún mayor a nivel local en donde la comunicación con las comunidades costeras en algunos casos sólo se puede realizar desplazando personas por vía fluvial o marítima.

De estas experiencias surgen varias preocupaciones, una de ellas, relacionada con la afectación que pueda tener la estructura de la edificación donde opera el Centro de Alerta por Tsunami-CAT de Dimar, ubicado en el municipio de Tumaco, en caso de presentarse un sismo de origen cercano. Así mismo, para este tipo de sismos, aunque opera el concepto de alarma personal, se requiere avanzar en socialización de este concepto a nivel comunitario. Otro tema, es la necesidad de la adopción, actualización y ejecución del Plan Nacional para la Gestión del Riesgo por Tsunami, como instrumento que establece las consideraciones de política pública nacional que orientan la reducción del riesgo por tsunami en las costas colombianas.

La reducción de riesgo por tsunami requiere el compromiso político a nivel nacional, departamental y local, y la participación activa de la comunidad. En Colombia es innegable el alto compromiso del Gobierno Nacional en avanzar en la reducción de riesgo por tsunami, representado en el trabajo coordinado que desarrollan diferentes entidades del SNGRD en el marco del Comité Técnico Nacional de

Alerta por Tsunami y con la reciente Ley 1523 del 24 de abril de 2012, por la cual se adopta la Política Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres y se establece el Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres, así como las acciones que vienen adelantando enmarcadas en las estrategias establecidas para la reducción de riesgo por tsunami.

5.7 Colombia en el Sistema Mundial de Alerta y Mitigación de Riesgo por Tsunami

Habiendo entendido que en Colombia es latente la amenaza de un tsunami en el Pacífico y la probabilidad aún no demostrada con plenitud científica del mismo fenómeno en el Caribe, se explicará por qué es necesario que el país se vincule a los sistemas mundiales de alarma para este fin.

Se vienen adelantando, por parte de diferentes instituciones del orden nacional e internacional, investigaciones científicas sobre el arribo de olas de tsunami al Caribe colombiano, pero los resultados han sido controversiales al aplicar diferentes modelos numéricos o diferentes métodos, por ello hasta que no exista un consenso en la ciencia, no se podrá afirmar oficialmente sobre una u otra situación, pero se ha sembrado la duda y por lo tanto se hace necesario actuar frente a ella.

Existe evidencia escrita de la ocurrencia de múltiples tsunamis en el Caribe, inclusive algunos recientes, por ejemplo, en la isla de La Hispaniola, se han presentado dos de los más devastadores de la región, uno ocurrido en 1842 y otro en 1946 (Historia Sísmica de la República Dominicana).

En el Caribe existen registros de más de 90 eventos de tsunami, 27 de los cuales son considerados verdaderos y nueve posibles tsunamis (Lander, Whiteside and Lockridge, 2002) y su comprobación científica es plenamente demostrada, estos eventos se enmarcan únicamente en aquellos que han sido registrados y de los que se cuenta con memoria escrita, lo cual hace referencia solo a los últimos 500 años de historia, por lo tanto se desconoce la ocurrencia de eventos anteriores y su repercusión en Colombia continental e insular.

Mientras existan estas incertidumbres el país

seguirá realizando la gestión de riesgo para tsunami en el Caribe, al igual que en el Pacífico, pero uniendo los recursos del sistema a los de otros eventos también desastrosos de origen marino, pero de mayor recurrencia, que emplean sistemas de emergencia similares, como el de huracanes.

En resumen, esta situación de riesgo de tsunami en Colombia se presenta en el Caribe y en el Pacífico y por ello el país se encuentra asociado a los sistemas globales de riesgo de tsunami que cubren independientemente el Mar Caribe y el Océano Pacífico, aunque a nivel interno, el sistema lógicamente se encuentra unificado.

La tarea de vigilar los océanos desde el punto de vista científico y físico en las Naciones Unidas, lo tiene la UNESCO, por ser ésta la Organización creada en 1945 para la educación la ciencia y la cultura.

Dentro de la UNESCO, para ello se creó la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), a la que se le asignó esta tarea desde sus comienzos en la década de los sesenta.

A su vez la COI creó algunos programas que apoyan esta investigación, como el programa permanente GOOS (*Global Ocean Observing System* o Sistema Global de Observación de los Océanos), para observación, modelación y análisis de variables marinas y oceánicas que apoyen los servicios mundiales operacionales. La función de GOOS apunta a proveer descripciones precisas del estado presente de los océanos, incluyendo recursos vivos, pronósticos continuos de las condiciones futuras del mar, para el mayor tiempo posible y las bases para el pronóstico del cambio climático.

En 1985 creó el GLOSS (*Global Sea-Level Observing System* o Sistema Global de Observación de Nivel del Mar), cuya función original era la de incrementar la calidad de los datos de nivel del mar como entrada para estudios de larga duración en el conocimiento del cambio del nivel del mar.

Este sistema consiste de una red central de aproximadamente 300 estaciones mareográficas distribuidas a lo largo de las costas continentales y a través de cada uno de los grupos de islas mundiales. GLOSS, desde el tsunami de Sumatra (2004)

entró a apoyar también la observación de aumento de nivel del mar para alarmas de tsunami, con el estándar mínimo operacional de transmisión de datos cada 15 minutos, que lleva información de un minuto de muestreo.

COI creó otros cuerpos subsidiarios denominados ICG (*Intergovernmental Coordination Group* o Grupo de Coordinación Intergubernamental) que operan con el fin de promover, organizar y coordinar las actividades regionales de mitigación de tsunami, incluyendo la entrega oportuna de alertas de tsunami. Por supuesto, este objetivo se obtiene con la participación, contribución y cooperación de muchos centros nacionales e internacionales sismológicos de nivel del mar y de comunicaciones de las diferentes regiones.

Los ICG están conformados por los Estados Miembros de COI, agrupados en regiones, dentro de las que se cuentan los *Tsunami Warning and Mitigation System* (PTWMS, por sus siglas en inglés), o Sistema de Alerta y Mitigación de Tsunami para el Pacífico, Océano Índico, Caribe y Regiones Adyacentes, y para el Atlántico Noreste, el Mediterráneo y sus Mares Conexos.

Así se crearon el ICG/IOCARIBE-EWS (*Intergovernmental Coordination Group for for the Tsunami and other Coastal Hazards Warning System for the Caribbean and Adjacent Regions*, o Sistema Intergubernamental de Coordinación de los Sistemas de Alarma de Tsunami y Otras Amenazas Costeras del Caribe y Regiones Adyacentes) en 2005, y el ICG/PTWS (*Intergovernmental Coordination Group for the Pacific Warning and Mitigation System*, o Grupo Intergubernamental de Coordinación para el Sistema de Alerta y Mitigación de Tsunami del Pacífico) en 2006.

De esta manera, a través de la COI, es que Colombia como Estado Miembro se ha integrado a los sistemas internacionales de alerta y mitigación de tsunami con cobertura tanto para el Caribe como para el Pacífico. La importancia que reviste pertenecer a estos sistemas es que el país está vinculado a los sistemas mundiales de alarma y alerta para conocer con anterioridad al arribo de una ola de este tipo, su recorrido detallado desde su origen, lo que con seguridad incrementa el nivel

de certeza y la posibilidad de informar a la población costera para que se prepare, evacúe o se tranquilice ante esta amenaza. De igual manera el sistema funciona para que un evento originado en Colombia pueda ser informado con anterioridad a países comprometidos en la región y puedan alertar a sus pobladores.

Este sistema lógicamente es costoso, en inversión de equipos, de tiempo, de comunicaciones, de investigación, de centros nacionales de coordinación, de viajes de coordinación internacional, pero es lo más efectivo demostrado comparativamente desde que no existían en el tsunami de Sumatra de 2004, en el que se afectaron unas 229866 personas, incluyendo 186983 muertos y 42883 personas desaparecidas en muchos países de la región, *versus* los tsunamis de Chile de 2010 (452 muertos) y Japón de 2011 (15845 muertos) en los que no se cuentan muertes por tsunami de origen lejano debido a la efectividad de este sistema internacional.

Otro factor que hace que el sistema sea efectivo es la existencia internacional, regional, nacional y local de protocolos de comunicación y su estricta aplicación; por ello, estos no pueden ser violados por ninguna autoridad que no esté comprometida directa y exclusivamente en alguno de los diversos pasos de los protocolos y en la comunicación final a la comunidad, sin importar que por su nivel jerárquico considere que la urgencia amerita su comunicación personal, por lo tanto desde el Presidente de la República hacia abajo en el sistema nacional de gestión de riesgos, todas las autoridades lo deben conocer, respetar y cumplir al detalle.

Para la Coordinación Nacional la COI creó el *Tsunami National Contact*, o Contacto Nacional de Tsunami (TNC), que es la persona perteneciente a una organización delegada por el Estado Miembro para representar al país en las actividades de coordinación internacional de alerta y mitigación de tsunami. Esta persona debe ser parte del sistema para el Programa Nacional de alerta y Mitigación de Tsunami y puede ser el mismo TWFP, que se explica en el párrafo siguiente, o de una organización de manejo de desastres, o de una institución técnica o científica, o de cualquier otra institución con responsabilidades en el sistema de

alerta y mitigación de tsunami. Su función es de interacción y coordinación entre los organismos internacionales y nacionales en asuntos principalmente administrativos de los sistemas de alerta y mitigación de tsunami de COI, habiendo sido delegado para ello y sin desconocer la responsabilidad y funciones de la Unidad Nacional de Gestión de Riesgo de Desastres. En el caso de Colombia el TNC es la Comisión Colombiana del Océano (CCO).

Igualmente, la COI creó los *Tsunami Warning Focal Point* o Punto Focal de Alerta de Tsunami (TWFP), que es la persona o punto oficial de contacto disponible 24X7 a quien se le dirigirá la información internacional inmediata en el caso de un tsunami, tal como las alertas que se puedan generar. El TWFP puede ser la autoridad nacional de emergencia o quien tenga la responsabilidad de notificar a la autoridad nacional de emergencia las características del evento, de acuerdo con los Procedimientos de Operación Estándar (SOP) a nivel nacional. El TWFP recibirá la información de los Sistemas Internacionales de Alerta de Tsunami. En el caso de Colombia el TWFP es el Sismológico de Suroccidente, por norma nacional.

Tanto en el caso del TNC como en el del TWFP, estos sólo pueden ser modificados por una norma igual o superior a la que les asignó tales responsabilidades.

La UNGRD será al final de la línea de protocolos la única autorizada para emitir la alerta, alarma y/o evacuación, o por el contrario para establecer la normalidad, cuando así lo considere necesario. Por supuesto, a nivel interno realizará las consultas políticas o técnicas que requiera, considerando siempre que una falsa alarma puede ser tan dañina como no darla cuando sea necesaria debido a que puede afectar de manera grave la vida, integridad y propiedad de los ciudadanos, pero también porque el sistema puede perder credibilidad y volverse inoperante en un futuro caso real, igualmente poniendo en peligro a los ciudadanos.

A manera de complemento de la información sobre los centros mundiales de alerta y mitigación de tsunami se recoge la historia del *Pacific Tsunami Warning Center* o Centro de Alerta de Tsunami del Pacífico (PTWC), creado por la

National Oceanographic and Atmospheric Administration o Administración Nacional del Océano y el Espacio, en Hawaii en 1949 como centro de operaciones del PTWS. Igualmente, se creó el *West Coast and Alaska Tsunami Warning Center* o Centro de Alerta de Tsunami para la Costa Oeste y Alaska (WCATWC) y el *International Tsunami Information Center* o Centro Internacional de Información de Tsunami (ITIC) para apoyar el *International Tsunami Warning System in the Pacific* o Sistema Internacional de Tsunami en el Pacífico (ITSU) y para facilitar la construcción de capacidades de los Estados Miembros, con el fin de incrementar el establecimiento global de los centros de mitigación y alerta de tsunami de otras regiones del mundo que no lo tenían.

Así se logra finalmente tener una cobertura global de sistemas de alerta y mitigación de tsunami mundiales, sumando a los ya mencionados, también los del Océano Índico (IOTWS) y de Atlántico Nor-Este, Mediterráneo y Mares Adyacentes (NEAMTWS), con lo cual, ahora es posible lograr un monitoreo 24X7 para brindar la seguridad e integridad de la población e inclusive incluyendo el esfuerzo de nuestro país en este sustancial aporte.

5.8 Referencias bibliográficas

Conservation International 2012.

Departamento Nacional de Planeación 2008.

Gentry, A.H. 1993. Riqueza de especies y composición florística de la comunidad de plantas de la región del Chocó: Una actualización. En: Leyva, P (ed) Colombia Pacífico. Tomo I. Bogotá: Fondo FEN. Pp. 201-219.

Historia Sísmica de la República Dominicana
<http://acontecimientos2012.latin-foro.net/t5477-historia-sismica-de-republica-dominicana#36227>.

INGEOMINAS, 2003. Zonificación geotécnica por licuación del área urbana del municipio de Tumaco y sus zonas aledañas.

Lander, Whiteside & Lockridge 2002.
<http://pascualmarquez.com/tsunamis-en-el-caribe-significacion-para-venezuela/>

Lavell, A. 2006. Katrina: desastre y confirmación de lo cotidiano. Revista de la Estrategia Internacional de Reducción de Desastres, Informa EIRD, No. 12.

Ley 46 de 1988, mediante la cual se crea el SNPAD.

OSSO, 2002. Evaluación de la vulnerabilidad física por terremoto y sus fenómenos asociados en poblaciones del litoral de Nariño.

SGC. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano; Red Sismológica Nacional de Colombia, Catalogo de Sismicidad.: <http://seisan.ingegominas.gov.co/RSNC> Consultado 15 agosto 2013.

Universidad del Cauca, 2003. Vulnerabilidad social por tsunami, inundación y licuación del área insular de Tumaco.

CAPÍTULO VI La Dirección General Marítima en la gestión del riesgo por tsunami

Milton Gabriel Puentes Galindo, Ricardo José Molares Babra



Integrantes Sistema Nacional de Gestión del Riesgo. Reunión Preparatoria Simulacro Binacional Colombia-Ecuador por Sismo y Tsunami 2014.

Puentes Galindo, M.G. y Molaes Babra, R.J. 2013. La Dirección General Marítima en la Gestión del Riesgo por Tsunami. Pp. 109-129. En: Dimar-CCCP. Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano. Dirección General - Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico - Ed. Dimar . Serie Publicaciones Especiales Vol. 8 San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp. ISBN 978-958-577-23-4-2

La amenaza de ocurrencia de un tsunami es permanente y es un riesgo constante para los pobladores de las zonas costeras del Pacífico colombiano. Esta incertidumbre no es infundada si se considera que entre 1906 y 1979 el litoral colombo-ecuatoriano ha soportado la arremetida de cuatro sismos mayores a 7.0 Mw. El 31 de enero de 1906 se produjo el más fuerte a raíz de un sismo de magnitud 8.8 Mw; el 14 de mayo de 1942 el movimiento telúrico fue de 7.9 Mw; el 19 de enero de 1958, de 7.8 Mw, y el 12 de diciembre 1979, ocurrió el más reciente y mejor documentado, de 8.1 Mw (SGC. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano; Red Sismológica Nacional de Colombia, Catalogo de Sismicidad.: <http://seisan.ingominas.gov.co/> RSNC Consultado 15 septiembre 2013).

La Dirección General Marítima, en su Agenda Científica y de acuerdo con las funciones asignadas mediante el Decreto Ley 2324 de 1984 en lo referente a investigación científica marina, tomó la decisión de abanderar la gestión del riesgo por tsunami por considerar que la falta de conocimiento sobre el tema en nuestro país y, específicamente en las poblaciones costeras, incrementa su vulnerabilidad ante esta amenaza, por lo que lo incorporó a su programa de Manejo Integrado de Zona Costera en la línea de investigación de Riesgos Costeros.

6.1 Investigación

Este tema ha sido objeto de estudio desde 1999 cuando el Centro de Investigaciones Oceanográficas e hidrográficas del Pacífico-CCCP de la Dirección General Marítima (Dimar), inició la aplicación de métodos de modelación numérica para plantear posibles escenarios de inundación en caso de tsunami para algunas poblaciones costeras. El punto de partida de esta investigación científica fue la implementación del modelo TIME (*Tsunami Inundation Modeling for Exchange*), como parte de los esfuerzos cooperativos internacionales de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), en coordinación con el *International Coordination Group for the Tsunami Warning System in the Pacific - ICG/ITSU*, Grupo Internacional de Coordinación del Sistema de Alerta contra los Tsunami en el Pacífico.

Desde esta época a la fecha, Dimar ha generado mapas temáticos que permiten la visualización de las posibles zonas inundadas en caso de un tsunami a partir de diferentes escenarios de modelación, en los que varía el epicentro del sismo, su magnitud y el nivel de marea. Además de llevar a cabo diversas investigaciones tendientes a la prevención de desastres en este campo, se han desarrollado proyectos como “Estudio de regeneración de la isla El Guano, como protección ante tsunami”; isla que sirvió como barrera natural contribuyendo en gran medida a disminuir el nivel de desastre para Tumaco durante el tsunami de 1979 (Figura 6.1); y los mapas de zonas de inundación por ascenso del nivel del mar para el casco urbano del municipio de Tumaco y la población de Salahonda.



Figura 6.1 Ubicación de la isla barrera El Guano antes (1958) y después del tsunami de 1979.

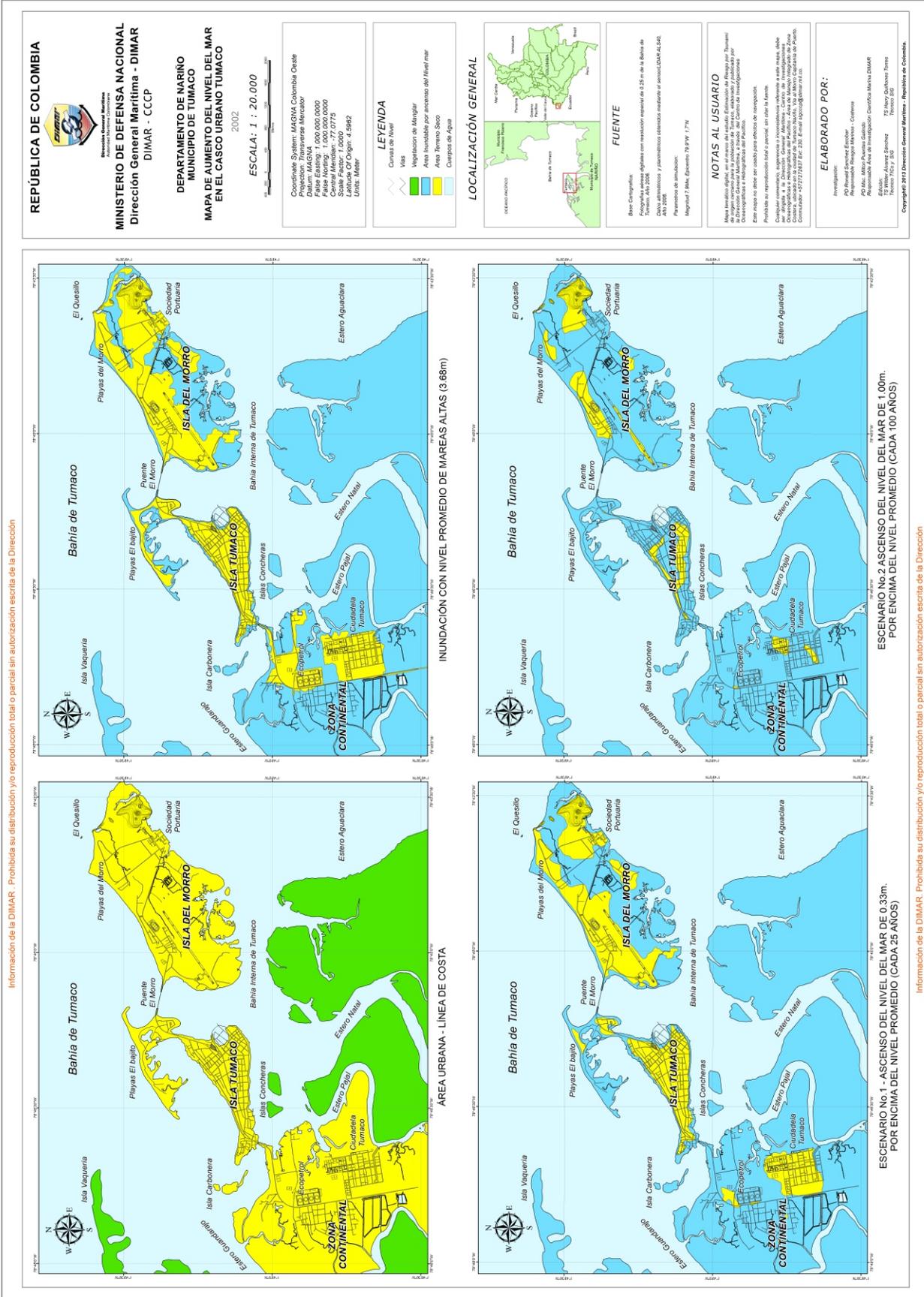


Figura 6.3 Mapa de aumento del nivel del mar en el casco urbano de Tumaco.

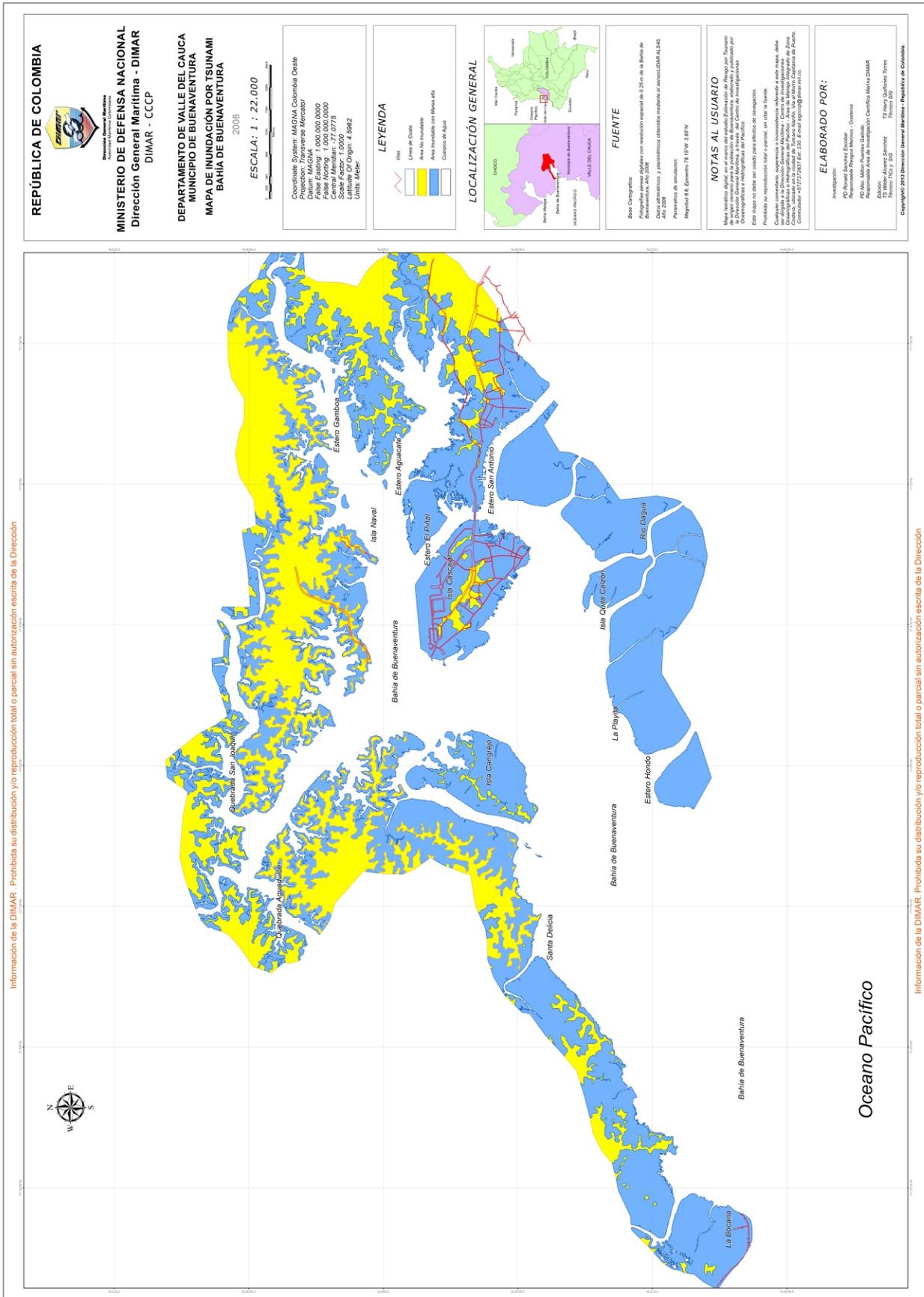


Figura 6.4 Mapa de inundación por tsunami para la bahía de Buenaventura.

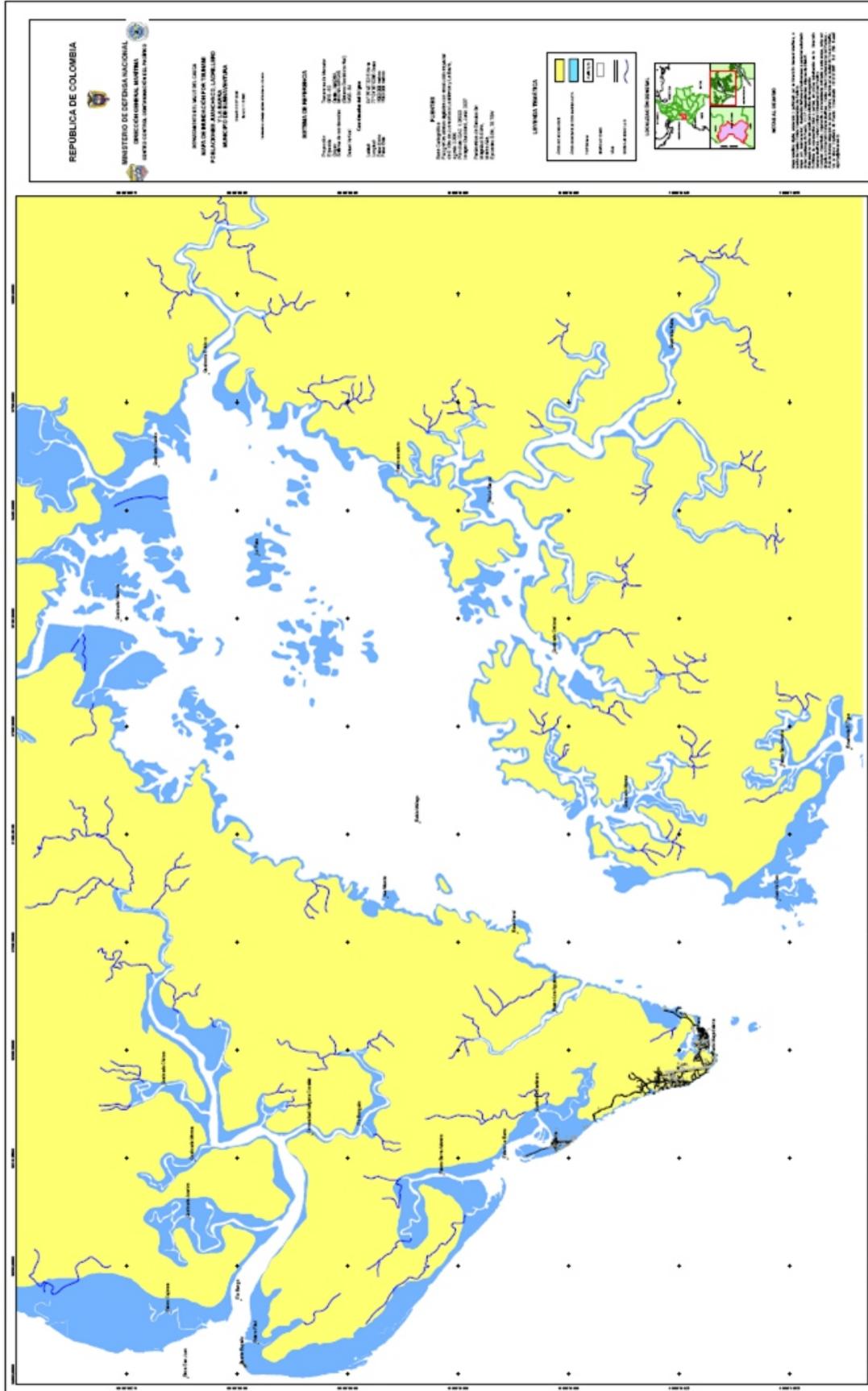


Figura 6.5 Mapa de inundación por tsunami Bahía Mátaga.

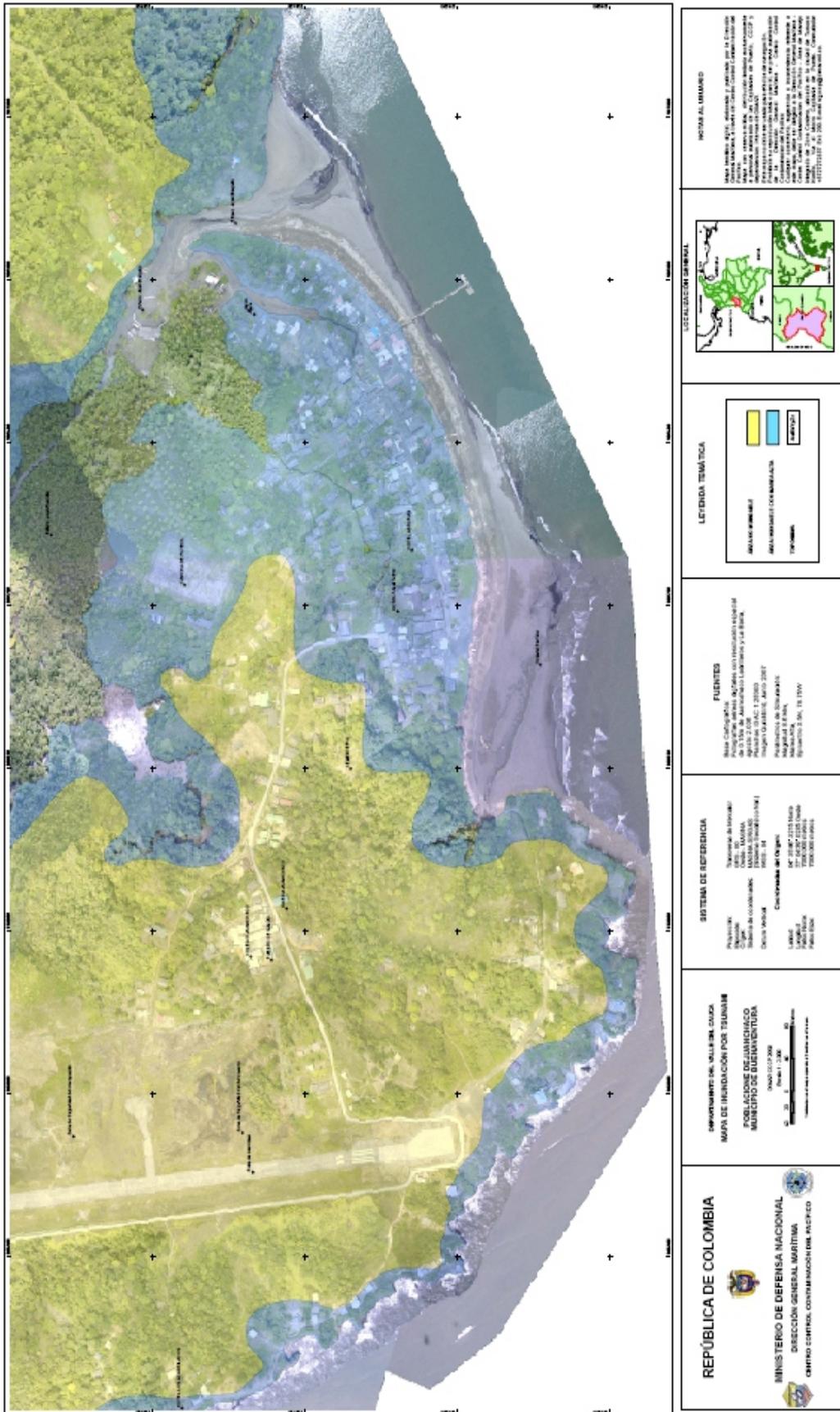


Figura 6.6 Mapa de inundación por tsunami población de Juanchaco.

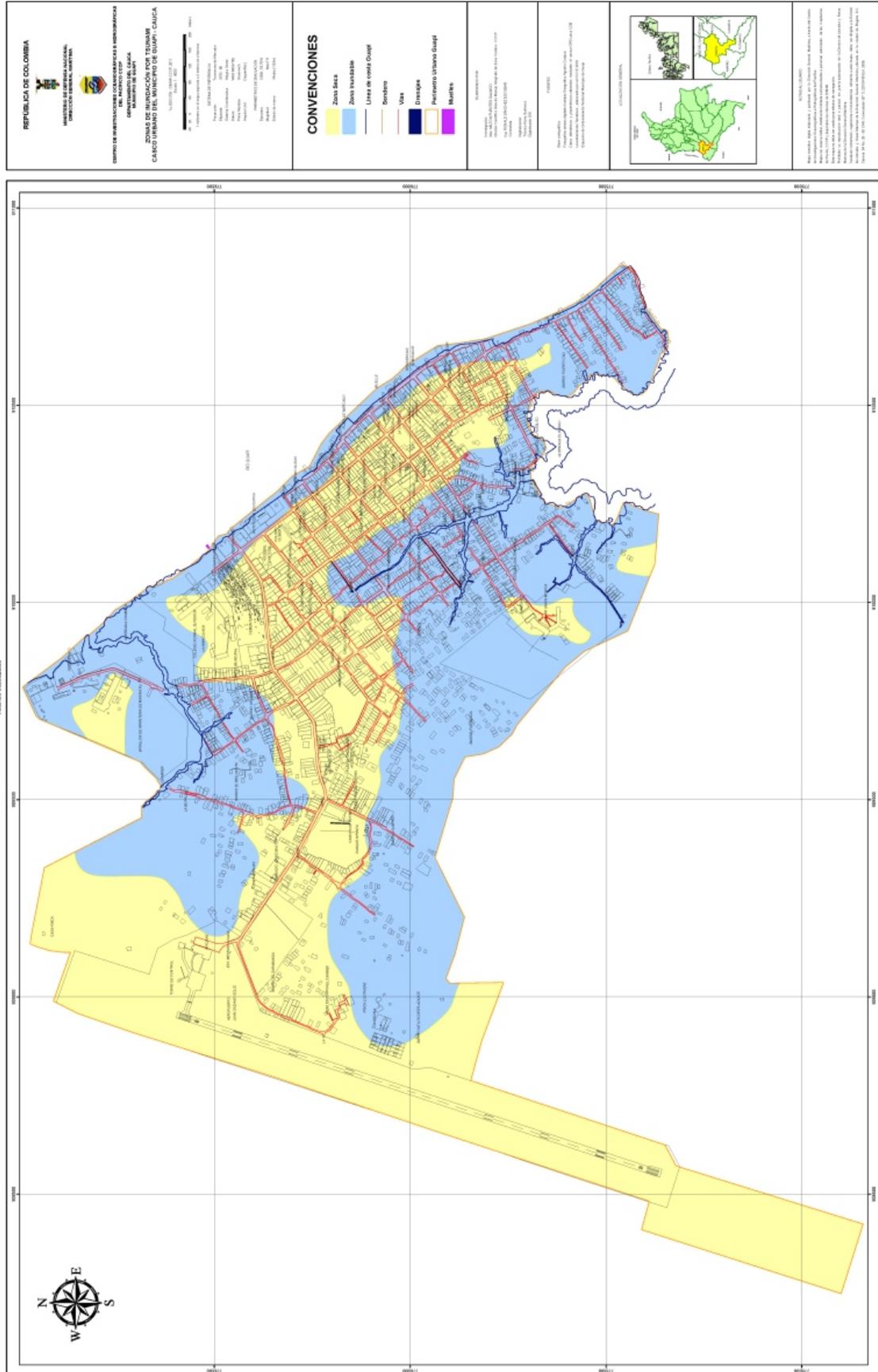


Figura 6.7 Mapa de inundación por tsunami población de Guapi.

En el año 2002, la Dimar-CCCP produjo el mapa de inundación por tsunami para Tumaco (actualizado entre los años 2003, 2004 y 2013) y la población de Salahonda; en la Figura 6.2 se observa el mapa de zonas de inundación por un tsunami de origen cercano, en un escenario propuesto con un sismo cuyo epicentro se ubica en las coordenadas 1.584° N, 79.386°W, que se aproximan al ocurrido en 1979 y magnitud de 7.9 Mw para marea alta; el color amarillo indica las zonas que permanecerían sin inundarse en este escenario hipotético.

Entre 2005 y 2007 la investigación del CCCP se enfocó al estudio de la probabilidad de regeneración de islas barrera como mecanismo preventivo de desastres en poblaciones costeras ante un tsunami (e.g. la regeneración de la isla El Guano) y la determinación de mapas de inundación por ascenso del nivel del mar en el casco urbano del municipio de Tumaco (Figura 6.3) y la población de Salahonda, además de efectuar una aproximación preliminar al caso de inundación por tsunami en Buenaventura.

En 2008 se efectuó el estudio para la determinación de zonas de inundación por tsunami para la bahía de Buenaventura, incluido el casco urbano del municipio del mismo nombre; se modelaron 32 escenarios variando la ubicación y magnitud del sismo para niveles de marea media (2.5m) y alta (4.5m), entre estos escenarios se eligió uno extremo para la generación del mapa de inundación, con magnitud de 8.6 Mw, ubicado en las coordenadas 3.65° N, 78.15° W y estado de marea alta.

Durante el 2009, se elaboró el mapa de inundación para Bahía Málaga; también se modelaron 32 escenarios tomando el extremo para la generación del mapa, con una localización del epicentro del sismo en 3.50°N- 78.75°W, magnitud 8.6 Mw, profundidad de 20 km y estado de marea alta (3.6 m).

Estos estudios tanto para Bahía Málaga como para la Bahía de Buenaventura, cuentan con mapas a escala de detalle para las poblaciones existentes en la zona, en las Figuras 6.5 y 6.6 se observa un ejemplo del mapa general y de detalle.

Para 2011 se generó el mapa de inundación por tsunami para el casco urbano del municipio de Guapi, departamento del Cauca, enmarcado en el proyecto realizado en asocio con la Universidad del Cauca y Colciencias, denominado “Conocimiento local y riesgo por sismo tsunami: concepciones y estrategias adaptativas en el municipio de Guapi- Departamento del Cauca” (Figura 6.7).

6.2 Priorización

La generación de mapas de inundación por tsunami para las poblaciones de la costa Pacífica, se efectúa de acuerdo al criterio de priorización determinado por el CCCP, basado en la densidad poblacional y su proximidad al borde costero (Figura 6.8).

De la misma manera, la Dirección General Marítima realiza el estudio para determinar las zonas de inundación por tsunami en el Caribe colombiano, dado el poco conocimiento que sobre el tema se tiene para esta zona. De esta manera se proyecta generar escenarios de inundación por tsunami con los cuales estimar la afectación de la amenaza y definir escenarios para desarrollar mapas de inundación (e.g. mapa de inundación por tsunami para San Andrés Isla).

6.3 Centro de Alerta de Tsunami

En la historia del país el evento tsunamigénico más catastrófico se ocasionó el 12 de diciembre de 1979 a las 02:59 AM por un terremoto de magnitud 7.9 Mw con epicentro en el mar y cerca de la costa del Pacífico colombiano. El terremoto se sintió en Bogotá, Cali, Popayán y Buenaventura, así como en Ecuador (Guayaquil, Esmeraldas y Quito). De acuerdo con los registros documentales existentes (basados en informes de la Defensa Civil para la época del evento), en la Tabla 6.1 se relacionan las correspondientes estadísticas. Sin embargo, de acuerdo con la evaluación efectuada por el Centro Internacional de Información de Tsunami basada en fuentes no oficiales, el número de muertes se estableció entre 500 y 600, cerca de 4.000 heridos y al menos 4.000 personas perdieron sus casas (S.L Soloviev *et al.*, 1992).



PRIORIDAD	DPTO.	MCIPIO	POBLACIÓN
1	Nariño	Tumaco	Tumaco
2	Valle del Cauca	Buenaventura	Buenaventura
3	Valle del Cauca	Buenaventura	Juanchaco
4	Valle del Cauca	Buenaventura	Ladrilleros
5	Valle del Cauca	Buenaventura	La Barra
6	Valle del Cauca	Buenaventura	Bahía Málaga
8	Cauca	Guapi	Guapi
7	Chocó	Bahía Solano	Ciudad Mutis
9	Chocó	Nuquí	Nuquí
10	Chocó	Bajo Baudó	Puerto Pizarro
11	Nariño	Francisco Pizarro	Salahonda
12	Nariño	El Charco	El Charco
13	Nariño	Olaya Herrera	Satinga
14	Nariño	Mosquera	Mosquera
15	Nariño	La Tola	La Tola
16	Nariño	Iscuandé	Iscuandé
17	Chocó	Juradó	Bahía Cupica
18	Valle del Cauca	Buenaventura	Bocana de Mallorquín
19	Chocó	Bajo San Juan	Charambirá
20	Cauca	Timbiquí	Bocana El Cuerval
21	Cauca	Timbiquí	Bocana Timbiquí
22	Cauca	López de Micay	Playa Chacón

Figura 6.8 Criterios de priorización según la densidad de población

Tabla 6.1 Estadísticas del impacto del tsunami de Tumaco de 1979 (S.L Soloviev *et al*, 1992).

Lugar	Muertos	Desaparecidos	Heridos	Casas destruidas
Tumaco	18	7	400	1230
El Charco	43	50	300	Todas
San Juan	161	38	70	Todas
Mosquera	4	ND	ND	ND
Majagual	12	ND	28	20%
Salahonda	1	ND	ND	ND

• ND: No Disponible.

El terremoto del 26 de diciembre del 2004 en el Océano Índico ocasionó un tsunami que afectó costas de Indonesia, Sri Lanka, India y Tailandia entre otros, con olas que llegaron a los 30 m, ocasionando pérdidas de aproximadamente 230000 vidas humanas. Esta situación prendió las alarmas en el ámbito mundial exigiendo a los países repensar los sistemas de alarma existentes, y en el caso colombiano, la Dirección General Marítima aumentó los esfuerzos relacionados con la creación de mapas de inundación, apoyo a los Concejos Municipales de Gestión del Riesgo de Desastres (CMGRD), montaje de planes de emergencia por tsunami para la población de Tumaco y Buenaventura, y la creación de un Centro de Alerta de Tsunami.

En enero de 2005 la Segunda Conferencia Mundial de Reducción de Desastres efectuada en Kobe, Japón, pocas semanas después del tsunami del Océano Índico, creó un gran compromiso político de los países del mundo. En ese momento, 168 Estados del mundo, incluyendo a Colombia, adoptaron el Marco de Acción de Hyogo 2005-2015: “Construyendo la Resiliencia de las Naciones y Comunidades para Desastres (HFA)”, identificando cinco acciones prioritarias:

(i) Lograr que la reducción del riesgo de desastres sea una prioridad.

(ii) Identificar, evaluar y observar de cerca los riesgos de los desastres, y mejorar las alertas tempranas.

(iii) Desarrollar una mayor comprensión y concientización.

(iv) Reducir el riesgo.

(v) Esté preparado(a) y listo(a) para actuar.

En ese mismo esfuerzo, la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) realizó en la ciudad de México (junio de 2005) la “Conferencia Internacional para el Desarrollo de un Sistema de Alerta para Tsunamis y Otras Amenazas Costeras para el Mar Caribe y Regiones Adyacentes”. En consecuencia, de las recomendaciones realizadas en esa reunión, en la vigésimo tercera sesión de

la Asamblea de la COI, se adoptó la Resolución XXIII-13 para la creación de un Grupo Intergubernamental de Coordinación-ICG como parte de IOCARIBE.

El ICG/Caribe EWS tuvo su primera sesión de trabajo en Barbados en enero del 2006, con la participación por Colombia de representantes de la Comisión Colombiana del Océano (CCO) y del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). La segunda reunión se desarrolló en Cumaná-Venezuela, en marzo de 2007, con la participación por Colombia del Observatorio Sismológico del Sur Occidente-OSSO. En diciembre del 2007 en la ciudad de Cartagena y con la participación del CIOH se efectuó una reunión de los cuatro grupos de trabajo de este ICG:

- **WG1** - Sistema de Monitoreo y Detección, Guía de Alerta.

- **WG2** - Asesoramiento de Amenazas

- **WG3** - Alerta, Diseminación y Comunicaciones.

- **WG4** - Preparación, Alistamiento y Resistencia.

Un nuevo evento tsunamigénico, esta vez originado en la costa peruana el 15 de agosto de 2007 prendió las alarmas de los CMGRD de las poblaciones colombianas en el Pacífico, y originó que el Presidente de la República, basado en la información fragmentada y de diferentes instituciones, ordenara la evacuación de las ciudades de Buenaventura y Tumaco, situación que no se dio en las ciudades costeras de Perú y Ecuador, lo que trajo confusión y demostró la falta de coordinación entre los centros de alerta de tsunami de la región del Pacífico Sudeste.

Lo anterior despertó la necesidad de que en la región se iniciara una serie de acercamientos para establecer un sistema de alertas regional basado en sistemas nacionales, para lo cual la CCO inició la implementación de un nuevo Plan Nacional de Alerta de Tsunami con el asesoramiento del CCCP y del resto de miembros del Comité Técnico Nacional de Tsunami, y de la misma forma teniendo en cuenta las funciones y experiencia de los centros de investigación de la Dirección General Marítima (Dimar), y como quiera que en el marco del Sistema Nacional de Atención y Preven-

ción de Desastres de Colombia el Ministerio Defensa tiene un asiento en los Comités Técnicos de Tsunami, Fenómeno del Niño, y Plan Nacional de Contingencia por Derrame de Hidrocarburos, Derivados y Sustancias Nocivas; los Centros de Investigaciones Oceanográficas y Hidrográficas tanto del Caribe como del Pacífico (CIOH y CCCP) habían desarrollado una serie de capacidades y proyectos de investigación que apuntaban principalmente a la segunda acción prioritaria del Marco de Acción de Hyogo, desencadenó en Dimar la necesidad de diseñar, montar y operar un Centro de Alerta de Tsunami.

En la misma época (14 de septiembre de 2007), durante el VI Taller Internacional de Tsunami celebrado en la ciudad de Guayaquil (Ecuador), con la participación del CCCP, se iniciaron los acercamientos para la conformación de un sistema regional de alerta de tsunami que fuera interoperable y por medio del cual las autoridades nacionales tuvieran acceso de primera mano a los datos de sismógrafos, mareógrafos, acelerómetros y boyas de cada uno de los países.

Sobre esa base y bajo el liderazgo de la CCO se efectuaron una serie de reuniones durante octubre de 2007, para conocer las capacidades tecnológicas de cada uno de los miembros del Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami compuesto por el OSSO, SGC, Cruz Roja Colombiana, Dimar-CCCP, IDEAM, UNGRD, Defensa Civil e IGAC.

A partir de ese momento el CCCP inicia la búsqueda de información para conocer los sistemas a nivel mundial, infraestructura necesaria, y procedimientos operativos; al mismo tiempo se socializa el proyecto de montaje del Centro de Alerta de Tsunami hacia las instituciones nacionales e internacionales, incluyendo al estamento gubernamental y a la academia, con el propósito de involucrar a otras instituciones, obtener de ellos sus impresiones y orientar el esfuerzo en la dirección correcta. Para lo anterior se desarrolló un plan que incluyó la participación del CCCP en reuniones nacionales e internacionales, que se cumplió de acuerdo con la Tabla 6.II.

Tabla 6.II Plan de reuniones para la implementación del Centro de Alerta de Tsunami

FECHA	EVENTO	ENTIDADES PARTICIPANTES	LOGRO
2007/09/14	VI Taller internacional de tsunami celebrado en la ciudad de Guayaquil (Ecuador)	Universidades e instituciones internacionales	Conocer los avances internacionales en investigación de fenómenos tsunamigénico
2007/10/05	Reunión Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami -CCO	En CCO con INGEOMINAS, OSSO, DNP, Defensa Civil, IDEAM, Aerocivil.	Como conclusión de la reunión se estableció la necesidad de plantear un sistema de alerta de tsunami partiendo de las capacidades actuales de cada institución, así como de las necesidades para lograr ese objetivo.
2007/10/24	II reunión anual del Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami	CCO -DNP -DGPAD - IGAC -INGEOMINAS - CRC -OSSO -IDEAM	CCCP presentó al comité algunos los sistemas de detección de tsunami de Chile y Puerto Rico y otros sistemas regionales como el africano.
2007/12/05	Reunión Grupos de Trabajo ICG/CARIBE - Cartagena	Grupos de Trabajo No. 1 y 2 del Grupo Intergubernamental del Sistema de Alerta Contra Tsunamis y Otras Amenazas Costeras en el Caribe y Regiones Adyacentes (ICG/CARIBE EWS)	Se trabajó en un plan de acción y desarrollo que permitiese consolidar un “Plan de Implementación” a ser presentado para aprobación en la 3ª reunión del ICG/ Caribe EWS, (ICGIII), a realizarse en Panamá del 12 al 14 de marzo de 2008.

FECHA	EVENTO	ENTIDADES PARTICIPANTES	LOGRO
2008/01/01	Comunicación: Compromiso Implementación Centro Alerta Tsunami	De DIMAR, dirigido a la CCO	Se hace una declaración a la CCO, y por su conducto al Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami, de la determinación asumida por DIMAR en relación con el montaje de un Centro de Alerta de Tsunami en el CCCP.
2008/02/26	“Taller Internacional para la Realización de un Proyecto para el Establecimiento de un Sistema de Alerta Temprano contra Tsunamis para el Pacífico Sudeste” -PERU.	Encargados de los Centros de alerta de Tsunami de: Colombia, Chile, Ecuador y Perú.	Promover la articulación y coordinación de acciones entre las autoridades responsables de los Centros Nacionales de Alerta de la región del Pacífico Sudeste. Cuatro países vecinos: Colombia, Chile, Ecuador y Perú, los mismos que conforman la Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS).
2008/05/05	Taller ComMIT/MOST (Community Modelling Interfae Tsunami / Method of Splitting Tsunami) y SIFT (Short Term Inundation Forecasting for	Países CPPS -dirigido por un grupo de investigadores del Laboratorio PMEL de la NOAA y organizado por la COI.	Se recibió capacitación en modelación matemática de tsunami y se recibieron los códigos de programa del modelo Comité/MOST de NOAA.
2008/05/23	XIII Seminario Nacional de Ciencia y Tecnología del Mar -SENALMAR 2008 San Andrés Islas. Mesa de Trabajo: “Hacia la Implementación de un Centro de Alerta de Tsunami”.	Universidades, investig adores e instituciones nacionales con responsabilidad en la alerta por tsunami.	Con el objetivo de socializar el proyecto del CAT, el CCCP presentó una propuesta técnica y operativa donde conocer las impresiones, experiencias y recomendaciones de los participantes en la mesa de trabajo, logrando de esta forma enriquecer el plan de implementación del CAT
2008/06/19	Socialización Proyecto CAT a autoridades locales de Tumaco	Autoridades Locales y empresas privadas.	Se presentaron los avances en la implementación del CAT.
2008/07/16	Reunión INGEOMINAS y CCO	INGEOMINAS, CCO, CCCP	Se presentaron los avances en la implementación del CAT en el CCCP.
2008/08/11	Taller internacional: “Buenas Prácticas en Preparación y Alistamiento de la Comunidad para Tsunamis y otras Amenazas Costeras en Centroamérica y el Caribe -Panamá.	Coordinado por la-COI, USAID/OFDA y La Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres de las Naciones Unidas.	El CCCP presentó la propuesta de organización del CAT recibiendo retroalimentación de los participantes, y se conocieron experiencias de otros países y de las entidades organizadoras.

FECHA	EVENTO	ENTIDADES PARTICIPANTES	LOGRO
10/10/2008	Contrato adquisición estaciones mareográficas	DIMAR	Se firmó contrato de adquisición de tres estaciones mareográficas que conforman la red de monitoreo de nivel del mar en el Pacífico (Tumaco, Buenaventura, Isla Malpelo)
20/10/2008	Simposio Regional sobre Tsunami en el Caribe Venezuela	Coordinado por la COI y con la participación de expertos internacionales	El CCCP presentó las experiencias del CCCP en el evento tsunamigénico del 15 de agosto del 2007, así como el proyecto de implementación del CAT.

Alineado con los esfuerzos de Dimar y del CCCP, en el año 2008, el Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami (CTNAT) emprendió la tarea de revisar y actualizar el Plan Nacional para la Gestión del Riesgo por Tsunami (PNGRT), y estableció que la responsabilidad de proteger la vida de la población expuesta ante un escenario de tsunami es del Estado colombiano, y por ende debe estar en cabeza de una entidad pública nacional. En la actualidad, la legislación vigente encarga a la Corporación OSSO, una organización de investigación no gubernamental, como punto focal nacional de alerta por tsunami.

Después de un trabajo continuo durante el año 2008, orientando los esfuerzos del grupo de trabajo del CCCP hacia la búsqueda de mejores prácticas y procedimientos operativos a nivel internacional, lo que involucró a todas las áreas de investigación, así como a las administrativas del centro de investigaciones, el 13 de marzo del 2009 con la visita del Vicepresidente de la República Dr. Francisco Santos como Presidente de la CCO y coordinada por su Secretario Ejecutivo, se inauguró oficialmente el Centro de Alerta de Tsunami (CAT). Para ese momento el CAT era completamente operativo, incluyendo infraestructura de comunicaciones, de monitoreo y de instalaciones, así como la redundancia de sistemas eléctricos y de transmisión, disponibilidad 24/7 y procedimientos operativos para respuesta ante eventos sísmicos de parte de los operadores del CAT (Figura 6.9).



Figura 6.9 Imagen parcial del Centro de Alerta de Tsunami ubicado en el CCCP.

Para esa fecha, la implementación del CNAT se encontraba en su primera fase, contando con una red mareográfica específica para tsunami en el Pacífico colombiano con mareógrafos de radar y presión en la bahía de Tumaco, bahía de Buenaventura e isla de Malpelo y con información en línea de diversos institutos internacionales que entregan datos sobre eventos sísmicos que puedan ocasionar tsunamis; además, se contaba con información batimétrica y altimétrica de alta resolución que permite efectuar modelaciones numéricas confiables para determinar la amenaza de inundación en una población específica en caso de ocurrir un evento de esta naturaleza. Ejemplo de lo anterior son los resultados producto del

seguimiento a los tsunamis de Chile y Japón, más recientemente, en donde los resultados de las modelaciones fueron acordes a lo ocurrido en la realidad para la costa Pacífica colombiana.



Figura 6.10 Área de monitoreo del Centro de Alerta por Tsunami Principal ubicado en la ciudad de Bogotá D.C., 2011.

Entre 2012 y 2013 Dimar centra sus esfuerzos para este campo en el fortalecimiento de su CNAT, encargando a su área de investigación científica marina la implementación de un centro principal en la ciudad de Bogotá (Figura 6.10), con dos centros de respaldo compuestos por el ya existente en Tumaco y otro construido en las instalaciones del Centro de investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), ubicado en Cartagena (Figura 6.11).



Figura 6.11 Centro de Alerta de Tsunami ubicado en el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH).

Como parte de este plan se instalaron trece estaciones meteo-mareográficas, once de ellas a lo largo de la costa Caribe y dos para complementar las ya instaladas en el Pacífico, fortaleciendo la capacidad del centro en el monitoreo de la amenaza por tsunami y con la visión de ampliar su campo de acción al monitoreo y alerta de distintas amenazas de origen marino como los huracanes, mares de leva, marejadas ciclónicas, entre otras.

6.4 Divulgación

La socialización o divulgación de los resultados de los estudios realizados se ha dado a conocer a través de artículos publicados en revistas científicas indexadas, tanto nacionales como internacionales; otros esfuerzos de socialización se materializan en la publicación especial sobre riesgos naturales de la zona costera 'Aportes al Entendimiento de la Bahía de Tumaco, Entorno Oceanográfico, Costero y de Riesgos', una cartilla dirigida a la población infantil 'Ola Tsunami' (Figura 6.12) y el diseño de volantes y plegables informativos dirigidos a los habitantes de zonas amenazadas.

En lo referente a la divulgación oral, el tema tsunami se ha dado a conocer a través de diversos medios masivos de comunicación, del orden regional y nacional, en los medios escritos se han publicado artículos informativos en varios periódicos en su gran mayoría de circulación regional.



Figura 6.12 Cartilla didáctica Ola Tsunami que ha sido de gran utilidad en la familiarización de la población en las acciones de respuesta ante un tsunami.

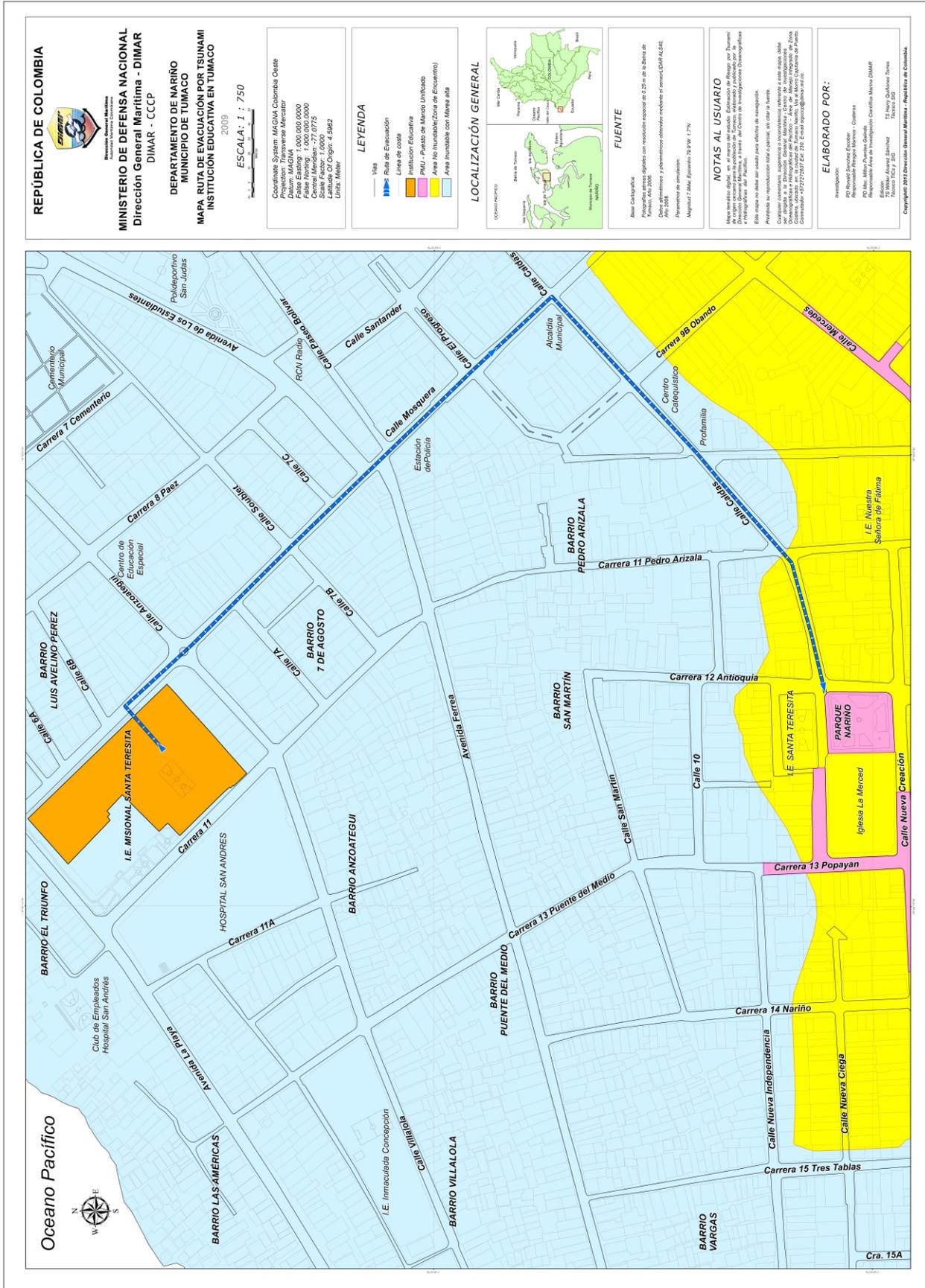


Figura 6. 14 Ruta de evacuación Institución Educativa en Tumaco, como apoyo al simulacro de evacuación por tsunamis 2009.

La cartografía temática producida por el CCCP ha brindado un aporte técnico actualizado en el diseño de los Planes Municipales de Gestión del Riesgo por Desastres, para el casco urbano de los municipios de San Andrés de Tumaco y Buenaventura, proporcionando además de los mapas de amenaza de inundación por tsunami, mapas de ubicación espacial de señales (Figura 6.13), mapas de rutas de evacuación para las instituciones educativas (Figura 6.14) y la delimitación de zonas de encuentro para las poblaciones mencionadas. La cartografía producida es un insumo básico en toma de decisiones a nivel nacional (Sistema Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres), regional (Consejos Departamentales de Gestión del Riesgo de Desastres) y local (Consejos Distritales y Municipales de Gestión del Riesgo de Desastres), planeamiento costero, priorización de esfuerzos para evacuación y concentración de los recursos, entre otros.

Por otra parte, la Dimar-CCCP ha sido soporte técnico en el desarrollo de los simulacros de evacuación por tsunami en Tumaco entre los años 2005 y 2013, asumiendo roles de coordinación en su planeación, en la comunicación de la alarma y en la socialización entre la población en lo referente a su respuesta ante un tsunami, la identificación de las zonas seguras y los planes de evacuación acordados con las otras entidades vinculadas al tema; además de participar de manera activa en su ejecución desde la confirmación de la alarma, la organización de los Puestos de Mando Unificado (PMU) y los Módulos de Emergencia y Contingencia (MEC), la atención y desplazamiento de heridos, hasta el reporte de información de los hechos (Figuras 6.15 y 6.16)

A manera de ejemplo de lo anteriormente expuesto, se presenta a continuación la relación de apoyo del Área de Manejo Integrado de Zona Costera del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico de DIMAR, en la generación e impresión de mapas, folletos y documentos como apoyo al simulacro de evacuación por tsunami Tumaco 2009 (Tabla 6.III)



Figura 6.15 Participación Simulacro por tsunami 2012 Tumaco - Nariño.



Figura 6.16 Reunión preparatoria UNGRD simulacro Binacional Colombia - Ecuador.

En Buenaventura, adicionalmente al aporte realizado al diseño del Plan de Contingencia por Tsunami, se ha contribuido con la generación de cartografía temática que servirá de herramienta en el próximo simulacro que el CDGRD está planeando efectuar en esta ciudad y con la capacitación a los multiplicadores encargados de socializar con la comunidad el tema de respuesta ante la ocurrencia de un tsunami.

Entre el 2002 y el 2010 Dimar-CCCP ha capacitado en Tumaco a aproximadamente 5000 personas de manera directa y a sus familias de manera indirecta, en lo concerniente a cómo reaccionar ante un sismo-tsunami, mediante el diseño e implementación de un plan de socialización entre la población

Tabla 6.III Relación de actividades desarrolladas por la Dimar en relación a la gestión del riesgo.

TRABAJO Y/O ACTIVIDAD	CANT.	ENTIDAD APOYADA
Generación e impresión mapas área urbana de Tumaco, para ubicar posibles rutas de Evacuación por Tsunami.	03	Secretaria de Tránsito Municipal.
Impresión Cartelera Flujograma operativo CNAT.	01	CNAT
Impresión Folletos de Invitación Charla sobre Tsunami personal BAFLIM-70.	125	AMIZC -CCCP
Impresión Mapa Área Urbana de Tumaco Escala 1:10.000	01	Comando Policía Nacional
Elaboración e impresión Mapa Ubicación Colegios a Capacitar para el Simulacro de Tsunami.	03	Cruz Roja y Defensa Civil
Elaboración e Impresión Mapa Señalización Vías para Evacuación por Tsunami para el Área Urbana de Tumaco.	02	Secretaria de Tránsito Municipal.
Impresión Mapa Señalización Vías para Evacuación por Tsunami para el Área Urbana de Tumaco.	03	Planeación Municipal de Tumaco
Elaboración Mapa General Rutas de Evacuación por Tsunami en las Vías del Área Urbana de Tumaco.	01	Secretaria de Tránsito Municipal. Comando Policía Nacional
Elaboración Mapa Ubicación Proyecto Sistema de Alarmas para Tumaco	02	Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo de Desastres (CMGRD)
Generación e impresión imágenes rutas de evacuación colegios de Tumaco.	24	Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo de Desastres (CMGRD)
Impresión mapas rutas de evacuación por Tsunami de los colegios de Tumaco.	192	Secretaria de Educación municipal
Impresión copia Ruta de Evacuación Colegio R.M. Bishoff.	01	Centro Hospital Divino Niño
Impresión copia Mapa Señalización Vías para Evacuación por Tsunami para el área urbana de Tumaco.	03	Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo de Desastres (CMGRD)
Impresión copias mapas rutas de evacuación colegios y zonas seguras del área urbana de Tumaco.	05	AROPE, CCCP -CMGRD
Impresión copias mapas rutas de evacuación colegios y zonas seguras del área urbana de Tumaco.	05	Comando Policía Nacional Tumaco
Impresión copias mapas rutas de evacuación colegios y zonas seguras del área urbana de Tumaco.	05	Unidad Municipal Cruz Roja Colombiana

estudiantil y de docentes de Tumaco, sin dejar de lado a empresas con influencia en la zona y algunos sectores de la comunidad. En el 2010 se capacitó a los integrantes del CDGRD de Buenaventura, para que a su vez capacitaran a las instituciones educativas en el tema de respuesta ante tsunami, como punto base para la realización del simulacro de evacuación por tsunami.

La prevención del riesgo ante tsunami por parte de la población asentada en la zona costera colombiana es de sumo interés para el país; sin embargo, es claro que este esfuerzo debe complementarse con la participación activa de todas las instituciones, tanto del orden nacional como internacional, que propendan por la salvaguarda de las vidas humanas, esta vez frente a este fenómeno natural de consecuencias impredecibles.

El que cada municipio costero cuente con su plan de contingencia ante tsunami, la implementación de un sistema de alerta temprana para cada población en riesgo, el fortalecimiento del centro de alerta de tsunami, la incorporación del tema de riesgos en la agenda académica de las instituciones educativas municipales, la formulación de proyectos de reubicación de poblaciones en zonas de riesgo y la sensibilización a la totalidad de la comunidad sobre la reacción ante un evento de esta naturaleza, son tareas pendientes que se hace necesario continuar de manera decidida, con el apoyo, no sólo del Gobierno Nacional, sino de las entidades nacionales y extranjeras que puedan aportar al desarrollo de la gestión del riesgo por tsunami en el país.

6.5. Referencias bibliográficas

SGC. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano; Red Sismológica Nacional de Colombia, Catalogo de Sismicidad.: <http://seisan.ingeminas.gov.co/> RSNC Consultado 15 septiembre 2013.

S.I Soloviev, CH.N Go y KH.S Kim. 1992. Catalog Of Tsunamis in the Pacific 1969 - 1982. Academy of Sciences of the USSR. Soviet Geophysical Committee. pp 210.

Glosario de siglas y acrónimos

A

ADCIRC	Advanced Circulation Model
Al	Aluminio
ARC	Armada de la República de Colombia
ARIA	Advanced Rapid Imaging Analysis

B

BAFLIM	Batallón Fluvial de Infantería de Marina
B	Baja

C

°C	Grados Centígrados
CAT	Centro de Alerta de Tsunamis
CCCCP	Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico
CCO	Comisión Colombiana del Océano
CDGRD	Consejos Departamental para la Gestión del Riesgo de Desastres
CFD	Computational Fluid Dynamics
CIOH	Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe
CITSU	Cartas de Inundación por Tsunami para las Costas de Chile
CLOPAD	Comité Local para la Prevención y Atención de Emergencias y Desastres
CMGRD	Consejos Municipales de Gestión del Riesgo de Desastres
CNAT	Centro Nacional de Alerta de Tsunami
COI	Comisión Oceanográfica Intergubernamental

COMCOT	Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model
ComMiT	Community Modelling Interface Tsunami
CPPS	Comisión Permanente del Pacífico Sur
CTNAT	Comité Técnico Nacional de Alerta por Tsunami

D

DANE	Departamento Administrativo Nacional de Estadísticas
DGPAD	Dirección General de Prevención y Atención a Desastres
DIMAR	Dirección General Marítima
DIPECHO	Disaster Preparedness ECHO
DNP	Departamento Nacional de Planeación

E

EEUU	Estados Unidos
ENAP	Escuela Naval de Cadetes “Almirante Padilla”
EOT	Esquemas de Ordenamiento Territorial
ET	Elementos de Territorio
EWC	Early Warning Conference

F

Fe	Hierro
FEMA	Federal Emergency Management Agency
FNC	Fondo Nacional de Calamidades
FV	Finite Volume

	G		
GITWS	German Indonesian Tsunami Early-Warning System	ITSU	International Tsunami Warning System in the Pacific
GLOSS	Global Sea Level Observing System	IVP	Initial Value Problem
GOOS	Global Ocean Observing System		J
GPS	Global Positioning System	JPL	Jet Propulsion Laboratory
GUI	Graphical User Interface		K
		Km	Kilómetros
	H		
Harvard CMT	Harvard Centroid Moment Tensor		L
HFA	Construyendo la Resiliencia de las Naciones y Comunidades para Desastres	LiDAR	Light Detection and Ranging
Hz	Hertz	LES	Large Eddy Simulation
		LSW	Linear Shallow Water
		LSWE	Linear Shallow Water Equations
	I		
ICG/CARIBEEWS-V	Intergovernmental Coordination Group for the tsunami and other Coastal Hazards Warning System for the Caribbean and Adjacent Regions		M
ICG/IOTWS	Intergovernmental Coordination Group for the Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System	m	Metro
ICG/PTWS	Intergovernmental Coordination Group for the Pacific Tsunami Warning and Mitigation System	M-A	Media a Alta
IGAC	Instituto Geográfico Agustín Codazzi	Mac OS	Macintosh Operating System
INGEOMINAS	Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras	MA-E	Muy Alta a Extrema
IOC	Intergovernmental Oceanographic Commission	Mb	Magnitud de Momento calculado a partir de las ondas de cuerpo
IOTWS	Indian Ocean Tsunami Warning System	MEC	Módulos de Emergencia y Contingencia
ITIC	International Tsunami Information Center	Mg	Magnesio
		ML	Magnitud de Momento Local
		Mm	Magnitud de Manto
		mm	Milímetros
		M0	Momento Sísmico
		MOST	Method of splitting Tsunami
		Ms	Magnitud de Momento, calculada a partir de las ondas de superficie
		msnm	Metros sobre el nivel del mar

Mw	Magnitud de Momento		
Mwp	Magnitud de Momento calculado con la onda P		
	N		
N	North		
NBI	Necesidades Básicas Insatisfechas		
NEAMTWS	Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-Eastern Atlantic, the Mediterranean and Connected Seas		
NEOWAVE	Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVE		
NE-SW	North Easter - South Easter		
NetCDF	Network Common Data Form		
NH	Natural Hazard		
NLSWE	Non Linear Shallow Water Equations		
NLSW	Non Linear Shallow Water		
Nm	Nivel del mar		
NMM	Nivel Medio del Mar		
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration		
NSF	National Science Foundation		
NTMP	National Tsunami Hazard Mitigation Program		
	O		
O	Oxígeno		
OFDA	Office of U.S. Foreign Disaster Assistance		
ONADE	Oficina Nacional para la Atención de Emergencias		
ONG	Organización No Gubernamental		
OSSO	Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano		
			P
		p	Primaria
		PMU	Puesto de Mando Unificado
		PNGRT	Plan Nacional para la Gestión del Riesgo por Tsunami
		POT	Plan de Ordenamiento Territorial
		PTHA	Probabilistic Tsunami Hazard Analysis
		PTWC	Pacific Tsunami Warning Center
		PTWMS	Pacific Tsunami Warning and Mitigation System
		PTWS	Pacific Tsunami Warning System
			R
		Rs	Riesgo en sentido estricto
		RSNC	Red Sismológica Nacional de Colombia
		Rt	Riesgo en sentido global
			S
		s	Segundos
		S	Secundaria
		SAT	Sistema de Alerta Temprana
		SENALMAR	Seminario Nacional de Ciencia Nacional y Tecnología del Mar
		SGC	Servicio Geológico Colombiano
		SHOA	Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada
		Si	Silicio
		SIFT	Short-term Inundation Forecasting for Tsunamis
		SIRAD	Sistema de información Sobre Recursos para Atención de Desastres
		SNDAT	Sistema Nacional de Detección y Alerta de Tsunami

SWE	Shallow Water Equations		
SNGRD	Sistema Nacional Para la Gestión del Riesgo de Desastres	W	Fase
SNPAD	Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres	W	West
SOP	Standard Operating Procedure	WCATWC	West Coast and Alaska Tsunami Warning Center

T

TIME	Tsunami Inundation Model for Exchange
TNC	Tsunami National Contact
TsunAWI	Tsun Alfred Wegner Institute
TUNAMI2	Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field Tsunami
TV	Televisión
TWFP	Tsunami Warning Focal Points

U

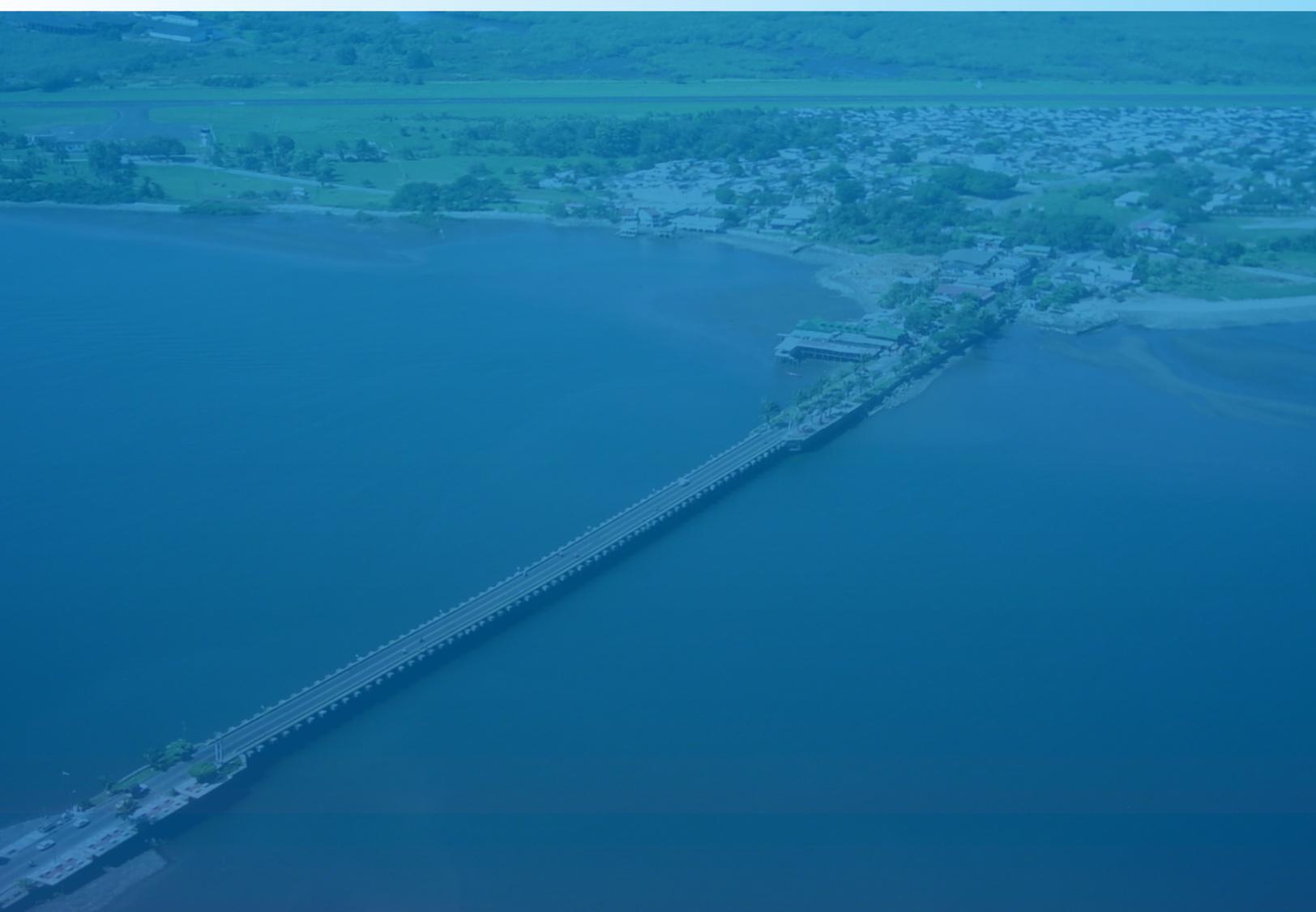
UN	Naciones Unidas
UNDRO	United Nations Disaster Relief Organization
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UNGRD	Unidad Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres
USGS	United States Geological Survey
UNIX	Uniplexed Information and Computing System
USAID	United States Agency for International Development
UT	Universal Time

V

VOF	Volume of Fluid
VR	Vulnerabilidad

Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano

Serie Publicaciones Especiales Vol. 8.



Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico-CCCP
San Andrés de Tumaco, Capitanía de Puerto de Tumaco, Vía El Morro. Tel.: (2) 727 26 37
www.cccp.org.co

ISBN: 978-958-57723-4-2



9 789585 772342



Damar
Dirección General Marítima
Autoridad Marítima Colombiana

Ministerio de Defensa Nacional



Centro de Investigaciones
Oceanográficas e Hidrográficas
del Pacífico