



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERIA  
ESCUELA DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL TSUNAMI ASOCIADO AL  
TERREMOTO DEL 17 DE ENERO DE 1929 EN LA CIUDAD DE  
CUMANÁ, UNA CONTRIBUCIÓN A LOS ESTUDIOS DE RIESGO EN  
LAS COSTAS VENEZOLANAS**

Trabajo Especial de Grado presentado  
ante la Ilustre Universidad Central de  
Venezuela por la Lic. Mirna Guevara  
para optar al título de Magister  
Scientiarum en Geofísica, Opción  
Prospección.

Tutor Académico: Dr(a) Nuris  
Orihuela G.

Caracas, Venezuela  
Julio 2014



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de  
Estudios de  
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por LA **LIC. MIRNA GUEVARA**, portadora de la Cédula de Identidad No 4.584.096 bajo el título **SIMULACION NUMÉRICA DEL TSUNAMI ASOCIADO AL TERREMOTO DEL 17 DE ENERO DE 1929 EN LA CIUDAD DE CUMANA, UNA CONTRIBUCIÓN A LOS ESTUDIOS DE RIESGO EN LAS COSTAS VENEZOLANA**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magíster Scientiarum en Geofísica dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 02 de Julio de 2014, a las 1:00 p.m., para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que esta hizo en el salón 312, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor. Este trabajo se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado y representa un importante aporte en la caracterización del impacto causado por los tsunamis.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dr. Nuris Orihuela, Dr. Herbert Rendón y Dr. Virginia Jiménez estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte novedoso, en la materia tratada.

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los dos días del mes de Julio del año 2014, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado, Dr. Nuris Orihuela.

Handwritten signatures and initials in blue ink, including a large '70' and a signature that appears to be 'Nuris Orihuela'.



---

Dr. Herbert Rendón  
C.I. 4.455.743



---

Dr. Virginia Jiménez  
C.I. 5.889.109



---

Dr. Nuris Orihuela  
C.I. 4.289.428  
Facultad de Ingeniería UCV  
Tutora



## DEDICATORIA

A la memoria de Gustavo y la tía Carmen (QEPD)

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar a Dios por un logro más en mi formación profesional.

A mi familia por la paciencia, el aliento y el apoyo incondicional en todo momento.

Mil gracias especialmente a mi tutora y amiga, Nuris Orihuela por todo su apoyo, profesionalismo y las oportunas orientaciones para poder lograr la culminación satisfactoria de este trabajo.

Al profesor Marco Figueroa (QEPD) por su dedicación y orientación al inicio de este proyecto.

A los compañeros y amigos de FUNVISIS, especial reconocimiento a Gloria y Miguel por el valioso tiempo dedicado a discutir ideas y aclarar mis dudas, también a Franck, José Antonio por sus valiosas recomendaciones y a Manuel por su excelente colaboración.

A la UNIMET por otorgarme el tiempo necesario para la culminación de este trabajo.

Al personal técnico del Instituto Nacional de Estadística (INE) por la apreciable colaboración al suministrar los datos estadísticos detallados del Censo 2011, correspondientes a la zona de estudio.

Al personal técnico del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB) por la apoyo con la elaboración de los ortofotomapas utilizados en el desarrollo de este trabajo.

A la secretaria de la oficina de postgrado, Yureima por su buena disposición y colaboración, siempre con una sonrisa.

A mis compañeros del departamento de Física por darme aliento y prestarme la colaboración cuando fue necesario.

Especial agradecimiento a mis amigos por saber disculpar mis ausencias, mil gracias por la paciente espera.

# **Simulación Numérica Del Tsunami Asociado Al Terremoto Del 17 De Enero De 1929 En La Ciudad De Cumaná, Una Contribución A Los Estudios De Riesgo En Las Costas Venezolanas.**

## **RESUMEN**

Este trabajo abordó la simulación numérica del tsunami asociado al sismo ocurrido en la ciudad de Cumaná el 17 de enero de 1929, del cual se reportaron en documentación histórica olas de hasta 9 metros. De ocurrir un tsunami con similares características en los actuales momentos es de prever grandes pérdidas de vidas y materiales con lo cual se considera un tema de interés social.

Para la simulación matemática del evento se utilizó un programa elaborado y probado en otras regiones del mundo, basado en las ecuaciones de Boussinesq para aguas someras, diseñando una metodología donde se escogieron varios escenarios tectónicos posibles de los que se obtuvieron las alturas de las olas en el sitio de la dislocación y la altura de la ola de inundación. El estudio abarcó dos posiciones epicentrales para este evento, lo que permitió establecer una clara diferenciación de impacto y oriento la elección de una ellas como la más probable.

Los rangos de las alturas de olas simuladas se encontraron entre 0,5 y 8 metros y la altura de olas de inundación entre 0,2 y 3 metros, intervalos muy inferiores a los reportes históricos del evento, sin embargo, con potencial de daño asociado dadas los bajos niveles topográficos de la ciudad de Cumaná. En el escenario extremo, de ocurrir en los actuales momentos, se estimó la afectación de 18.210 unidades habitacionales con una población asociada de 86.598 habitantes, de los cuales, 15.496 son niños menores de 10 años y adultos mayores de más de 80 años.

***Palabras claves:** tsunami, olas de inundación, escenario tectónico, población afectada.*

# ÍNDICE GENERAL

	Pág.
Portada	
Título	
Constancia de aprobación (Veredicto).....	
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Resumen.....	vi
Índice General.....	vii
Lista de figuras por capítulo.....	x
Lista de tablas por capítulo.....	xiv
Capítulo 1	
Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.1.1 Zona del Caribe.....	2
1.1.2 Tsunamis en Venezuela.....	4
1.2 Objetivo General.....	5
1.2.1 Objetivos Específicos.....	8
1.3. Localización de la zona de estudio.....	8
1.3.1 Sismo del 17 de enero de 1929.....	10
1.4 Metodología.....	13
Diagrama metodológico.....	16

Capítulo 2	Pág.
Marco Geológico.....	16
2.1 Marco Geológico Regional.....	16
2.1.1 Límite Sur-Este de la Placa Caribe.....	17
2.1.2 Rasgos sismo tectónicos.....	19
2.1.2.1 Falla de El Pilar.....	20
2.1.2.1 Zona de Subducción Sur de Antillas Menores.....	22
2.2 Marco Geológico Local.....	24
2.2.1 Golfo de Cariaco.....	26
Capítulo 3	
Fundamentos Teóricos.....	29
3.1 Tsunamis.....	29
3.2 Ecuaciones que gobiernan la propagación de un tsunami.....	30
3.2.1 Modelo de aguas someras.....	31
3.2.2 Condición inicial del tsunami.....	33
3.3 Modelaje numérico (Mamoru Nakamura´s Sofftware).....	35
Capítulo 4	
Análisis de Resultados.....	42
4.1 Introducción.....	42
4.2 Escenarios.....	42
4.3 Análisis de Resultados.....	47

	Pág.
4.3.1 Simulación asociada a propagación centrada en el sector superior del plano de falla.....	47
• Escenario I.....	47
• Escenario II.....	53
4.3.2 Simulación asociada a propagación en porción variable del plano de falla.	56
• Escenario III.....	57
• Escenario IV.....	60
• Escenario V.....	64
 Capítulo 5	
Afectación en la ciudad de Cumaná del tsunami modelado.....	69
5.1 Introducción.....	69
5.2 Afectación por Escenarios I, II y III.....	70
5.3 Afectación por el Escenario IV.....	73
5.4 Afectación por el Escenario V.....	77
5.5 Impacto social.....	78
5.5.1 Introducción.....	78
5.5.2 Afectación según la población.....	82
5.5.3 Afectación según el tipo de vivienda.....	83
5.5.4 Afectación a edificaciones esenciales y críticas.....	86
Conclusiones.....	87
Recomendaciones.....	90
Referencias bibliográficas.....	92

## LISTA DE FIGURAS POR CAPÍTULO

	Pág.
Capítulo 1.	
Figura 1.1 Mapa de tsunamis históricos del Caribe. (Tomado de la NOAA, NGDG).....	3
Figura 1.2 Localización de la zona de estudio. (Tomado Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar y Google Earth).....	9
Figura 1.3 Trazas de la falla El Pilar, mostrando la ruptura producida por el sismo del 17 de enero de 1929 y otros eventos. (Tomado de Audemard, <i>et al</i> , 2007).....	12
Capítulo 2.	
Figura 2.1 Caribe y su interacción con otras placas.....	16
Figura 2.2 Marco geodinámico del norte de Suramérica. (Tomado de Audemard, 2002).....	19
Figura 2.3 Sismicidad instrumental de Venezuela. En el recuadro se muestra la zona de estudio y la sismicidad del borde sur de las Antillas Menores. Modificado de la red <a href="http://www.funvisis.gob.ve/descargas.php">http://www.funvisis.gob.ve/descargas.php</a> .....	20
Figura 2.4 Mapa de fallas cuaternarias del oriente de Venezuela. (Modificado de Altez y Audemard, 2008).....	23
Figura 2.5 Mapa geológico de la ciudad de Cumaná. Tomado de Cruces, (2008).....	25

	Pag.	
Figura 2.6	Columnas estratigráficas del cuaternario en Venezuela, destacando las formaciones de la ciudad de Cumaná. Tomado de Cruces, (2008).....	26
Figura 2.7	Mapa batimétrico del golfo de Cariaco. Tomado de Global Mapper y basado en cartografía original de Carballo (1982), Tomado de Audemard, (2007).....	27
Capítulo 3.		
Figura 3.1	Esquema de formación de un tsunami.....	30
Figura 3.2	Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smyle (1971).....	34
Figura 3.3	a) Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa ( $\lambda=90^\circ$ ), b) Variación vertical del fondo marino. Tomado de Aste (2003).....	35
Figura 3.4	Ventana “Form1”. Seleccionada del área de estudio.....	37
Figura 3.5	Topografía de la zona de estudio.....	37
Figura 3.6	“Form1”. Selección de los parámetros de la falla.....	38
Figura 3.7	Desplazamiento vertical y ubicación de la dislocación.....	39

	Pág.
Figura 3.8	Ventana “Form1”. Selección de los parámetros para la simulación del tsunami..... 40
Figura 3.9	Propagación y altura máxima de las olas..... 40
Figura 3.10	Rangos de alturas máximas de las olas..... 41
Capítulo 4.	
Figura 4.1	Salida del Mamuro Nakamura’s Software. a) Localización en la entrada del golfo, b) Localización en el interior del golfo..... 44
Figura 4.2	Conjunto de parámetros usados en el Mamuro Nakamura’s Software. Modificado del Seminario JICA Training course 2010-2011..... 44
Figura 4.3	Localización de escenarios para estudiar la influencia de la dirección de propagación..... 46
Capítulo 5	
Figura 5.1	Escenario I (con run-up)..... 71
Figura 5.1a	Escenario I (con run-up). Ventana geográfica reducida..... 72
Figura 5.2	Escenario IV (con run-up)..... 74

	Pág.
Figura 5.2a Escenario IV (con run-up). Ventana geográfica reducida.....	75
Figura 5.3 Ortofotomapa de la ciudad de Cumaná mostrando la huella de inundación para los Escenarios IV y V.....	76
Figura 5.4 Imágenes del daño a la infraestructura pesquera en la ciudad de Iquique, Chile 2014. Tomado de la red. <a href="http://www.infobae.com">www.infobae.com</a> .....	77
Figura 5.5 Escenario V (con run-up).....	79
Figura 5.5 Escenario V (con run-up). Ventana geográfica reducida.....	80
Figura 5.6 Ortofotomapa de la ciudad de Cumaná donde se muestran las parroquias del municipio Sucre y la poligonal que concentra la zona de afectación para el Escenario V.....	81

## LISTA DE TABLAS POR CAPÍTULOS

Capítulo 1		Pág.
Tabla 1.1	Tsunamis con mayor tasa de pérdidas de vida. Fuente: Centro Nacional de Datos Geofísicos, NOAA.....	2
Tabla 1.2	Tsunamis que han afectado la Región del Caribe (Modificado del Centro Nacional de Datos Geofísicos, NOAA.....	4
Tabla 1.3	Sismos localizados en Venezuela con potencial tsunamigénico.....	6
Tabla 1.4	Tsunamis en Venezuela. Modificado del Centro Nacional de Datos Geofísicos, NOAA.....	7
Capítulo 4		
Tabla 4.1	Parámetros de fallas usados por el programa de simulación numérica. Tabla de Wells&CopperSmith, 1994.....	43
Tabla 4.2	Escenario I Simulación asociada a la propagación centrada en el tope del plano de falla.....	49
Tabla 4.3	Escenario II Simulación asociada a la propagación centrada en el tope del plano de falla.....	55
Tabla 4.4	Escenario III Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.....	58

	Pág.
Tabla 4.5 Escenario IV Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.....	62
Tabla 4.6 Escenario V Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.....	65
 Capítulo 5	
Tabla 5.1 Resumen de población y tipo de vivienda de las parroquias del municipio Sucre de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, Venezuela, dentro de la poligonal de afectación, con base en el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE).....	85
Tabla 5.2 Resumen de las edificaciones especiales de las parroquias del municipio Sucre de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, Venezuela, dentro de la poligonal de afectación, con base en el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE).....	86

# CAPÍTULO 1

## Introducción

### 1.1 Antecedentes

Los tsunamis tienen un gran impacto a nivel social, económico y ambiental. Los efectos asociados a los mismos implican inmensas pérdidas de vidas, económicas y una gran afectación a los centros poblados cercanos a las líneas de costa.

Los ejemplos más recientes de tsunamis de gran impacto son: Sumatra –Andamán, Indonesia, el 26 de diciembre del 2004, tsunami asociado a un sismo con una magnitud de 9.3 Mw, y profundidad de 30 kilómetros, localizado 120 km al oeste de Sumatra, donde el número de víctimas fatales se estimó en 230.000, con 42.883 desaparecidos, catalogado como el noveno desastre ante una amenaza de origen natural, más mortal en la historia moderna y el segundo terremoto más grande registrado. Java, Indonesia, 26 de mayo del 2006, asociado a un sismo con una magnitud de 6.3 Mw y una profundidad de 10 km, causó 5.749 muertos, 38.568 heridos, 600.000 desplazados y pérdidas en el orden de los 3,1 mil millones de dólares. Chile, 27 de febrero del 2010, con una magnitud de 8.8 Mw para el sismo generador, profundidad de 35 km, localizado frente a la costa del Maule en Chile, con al menos 540 fallecidos, cientos de heridos y cerca de 500.000 casas dañadas, tanto por el terremoto como por el tsunami en el área de Concepción – Valparaíso, Japón, 11 de marzo de 2011, generado por un sismo de magnitud 9.0 Mw, profundidad 35 km, en el que se cuentan 13.200 muertos, 16.450 desaparecidos, 170.500 desplazados y las pérdidas se estiman en 155.000 casas y edificios , 2035 carreteras, 56 puentes y 36 vías férreas, y el más reciente, Iquique, Chile, 1 de abril de 2014, generado por un sismo de 8.2 Mw, se informó de olas de tsunami de 2.11 metros de altura y daños al 80% de las embarcaciones en Caleta Riquelme.

En la Tabla 1.1, se señalan los ejemplos antes citados y otros eventos ocurridos a nivel mundial con mayor número de víctimas fatales.

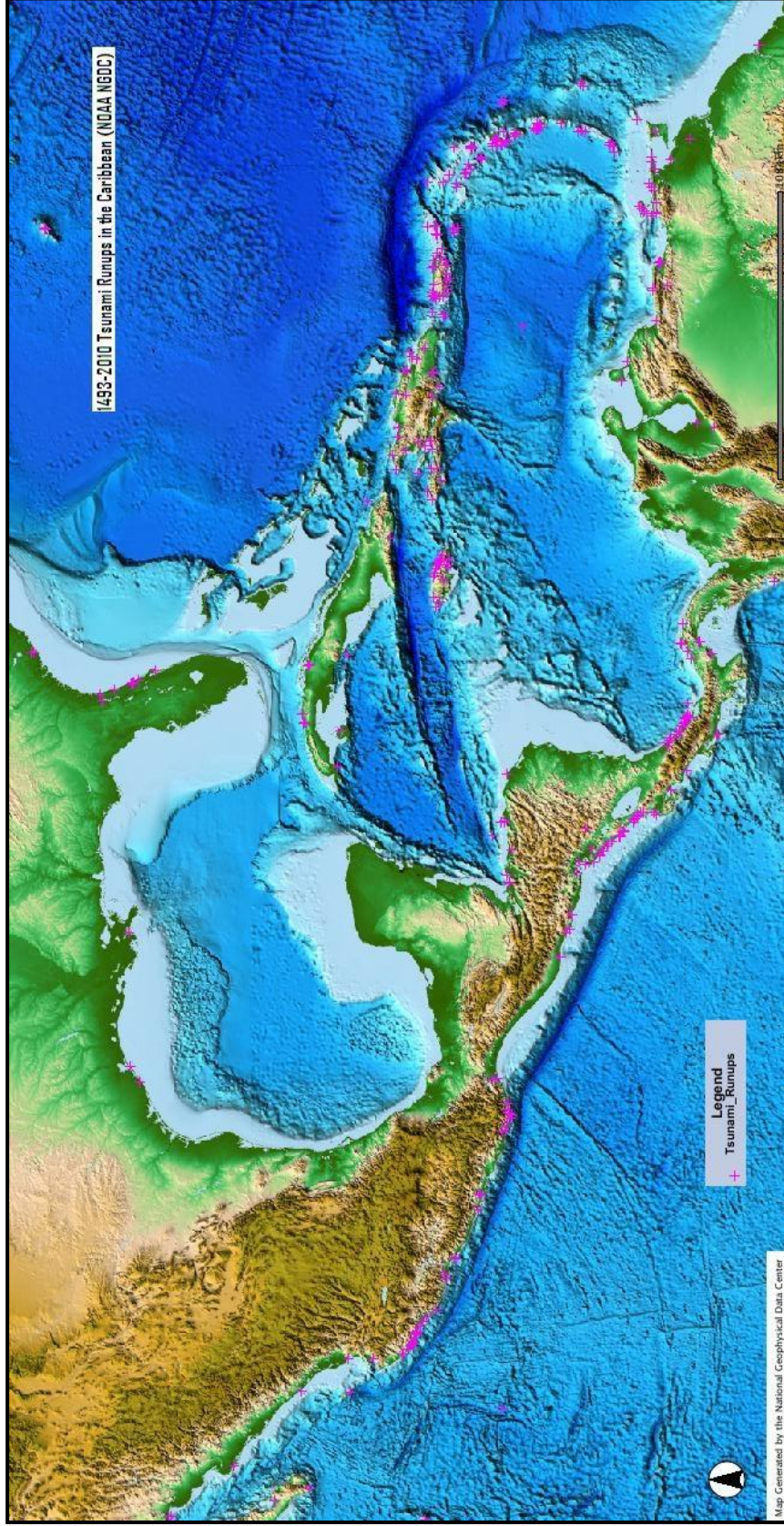
**Tabla 1.1**

Tsunamis con mayor tasa de pérdidas de vida (fuente: Centro Nacional de Datos Geofísicos, National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)

Localidad	Año	Fallecidos	Localidad	Año	Fallecidos
Sumatra	2004	230.000	Perú	1746	3.800
Mar de China	1782	40.000	Indonesia	1899	3.620
Indonesia	1883	36.500	Jamaica	1692	3.000
Japón	1707	30.000	Japón	1854	3.000
Japón	1898	26.360	Japón	1933	3.000
Chile	1868	25.674	Indonesia	1674	2.243
Japón	1792	15.030	Nueva Guinea	1998	2.182
Fosa de Ryukyu	1771	13.486	Japón	1923	2.144
Japón	2011	13.200	Chile	1570	2.000
Filipinas	1976	8.000	Japón	1946	1.997
Indonesia	2006	5749	Japón	1766	1.700
Japón	1703	5.233	Sumatra	2005	600
Japón	1605	5.000	Chile	2010	540
Japón	1611	5.000	Alaska	1964	119

### 1.1.1 Zona del Caribe

La región del Caribe es una zona de una gran actividad tectónica, donde los terremotos, deslizamientos de tierra y volcanes constituyen una amenaza permanente y estos acontecimientos geológicos pueden generar tsunamis de gran alcance y éstos a su vez pueden ser más devastadores que el terremoto o la erupción volcánica que los produce. Aunque el registro sismológico instrumental es relativamente reciente, los registros históricos aportan información de interés en cuanto a la ocurrencia de eventos sísmicos con tsunamis destructores asociados en esta zona (Tabla 1.2, Figura 1.1).



**Figura 1.1 Mapa de Tsunamis Históricos del Caribe (Tomado de la NOAA NGDC)**

**Tabla 1.2.**  
Tsunamis que han afectado la Región Caribe (modificado del Centro Nacional de datos Geofísicos, NOAA)

<b>País/localidad</b>	<b>Fecha</b>	<b>Magnitud. Sismo</b>	<b>Magnitud. Tsunami</b>	<b>Altura Máx. Ola</b>
Venezuela/Cumana	01-09-1530	-	2	7.3
Jamaica/Pto. Royal	07-06-1692	7.7	1	1.8
Jamaica/Sabana La Mar	03-10-1780	-	1	3.0
Haiti/Caphaitian	07-05-1842	7.7	2	5.0
Guadalupe/Ponite-a-pitre	08-02-1843	8.3	0	1.2
Venezuela/Cumana	15-07-1853	6.7	1	5.0
Honduras/Omoa	09-08-1856	7.5	1	5.0
USA/Islas Vírgenes	18-11-1867	7.5	2	10.0
Panamá/Archipiélago San Blas	07-09-1882	7.9	1	3.0
Venezuela/Macuto	29-10-1900	8.4	2	10.0
Venezuela/Cumana	17-01-1929	6.9	1	3.0
Martinica/Mount Pelee	30-08-1902	-	0	1.0
Jamaica	14-01-1907	6.5	1	2.5
Panamá/Boca del Toro	26-04-1916	7.3	0	1.3
Puerto Rico/Paso de la Mona	11-10-1918	7.3	2	6.1
República Dominicana	04-08-1946	8.1	1	5.0
Costa Rica/Pandora	24-04-1991	7.7	1	3.0
Monserrat	26-12-1997	-	1	3.0

### 1.1.2 Tsunamis en Venezuela

En el caso venezolano se encuentran unos veintisiete registros históricos (Tabla 1.3), que van desde 1498 hasta 1997 inclusive, de regiones que han sido afectadas por

sismos con potencial tsunamigénico (O'Loughlin & Lander, 2003) y entre ellos la zona más incidencia es a la ciudad de Cumaná.

En la Tabla 1.4 se muestra un reporte extraído de la página de la National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/mndc/>), que abarca el mismo período, desde 1498 hasta 1997, para la zona del Caribe, observándose que también aparece Cumaná como la ciudad de Venezuela con más incidencia de eventos sísmicos con tsunamis asociados.

La ciudad de Cumaná tiene el infortunio de poseer el record de ser la población venezolana que más ha sufrido por los terremotos (Audemard, 1999), ha sido reiteradamente afectada por terremotos destacándose los que ocurrieron en los años, 1530, 1629, 1684, 1766, 1797, 1839, 1853, 1929, 1997, (Grases, 1979). Beauperthuy, 2006, hace una recopilación histórica de los eventos y hace referencia a los fenómenos geológicos y marinos, de los cuales, en tres oportunidades reportan olas tsunamigénicas originadas por los terremotos ocurridos en los años 1530, 1853 y 1929.

En un período de 400 años comprendido entre 1530 y 1930, se presentan 30 eventos sismos ruinosos y desastrosos ocurridos en Venezuela, de los cuales 8, son de la ciudad de Cumaná, 1530, 1766, 1794, 1797, 1805, 1839, 1853, 1929 Cumaná (Centeno, 1969).

## **1.2 Objetivo General**

El objetivo de la presente investigación es realizar la simulación del tsunami asociado al sismo del 17 de enero de 1929, ocurrido en la ciudad de Cumaná, con la intención de evaluar el impacto que este evento pueda causar a la población en el presente.

**Tabla 1.3.**  
Sismos localizados en Venezuela con potencial tsamigénico.  
Tomado de: O'loughlin K & Lander J., 2003

<b>No.</b>	<b>Fecha</b>	<b>Lat (°N)</b>	<b>Long (°W)</b>	<b>Localización</b>
1	2/3-08-1498	10.2	61.2	Boca de Serpiente, Pedernales, Golfo de Cariaco, Cumaná y Península de Araya
2	01-09-1530	10.7	64.2	Península de Paria, Cumaná, Isla de Cubagua, Isla de Margarita, Nueva Cádiz, Península de Araya, Umbral de Araya, Golfo de Cariaco, Puerto Cabello y Cariaco.
3	25-12-1541	10.7	63.8	Nueva Cádiz, (Cumaná), Isla de Cubagua
4	01-09-1543	10.7	64.1	Cumaná, (Nueva Cádiz), Península de Araya e Isla de Cubagua.
5	Fin del siglo XVI	10.7	64.1	Cumaná
6	1726	10.6	64.3	Salina de Araya y Península de Araya.
7	1750	10.5	64.3	Cumaná
8	21-10-1766	06.5	67.4	Punta Delgada & Rió Orinoco
9	15-08-1802	10.3	64.5	Riό Orinoco Venezuela.
10	26-03-1812	11.5	66.9	La Guaira (Venezuela-Colombia)
11	15-07-1853	12.1	63.6	Cumaná, Sabana de Salgado, Puerto Sucre y Sabana de Cagüire
12	9 o 10-1867	-	-	Carúpano e Isla de Margarita.
13	1868	-	-	Maiquetía, Cabo Blanca.
14	13-08-1868	10.7	63.8	Juan Griego, Isla de Margarita y Riό Caribe. San Juan, Puerto Rico.
15	29-10-1900	11.0	66.4	Puerto Tuy, Macuto. Riό Nevera y Puente Hierro, Trinidad.
16	1906	-	-	Cabo Blanca, Maiquetía.
17	31-01-1906	01.0	81.5	Cumaná, Carúpano, Riό Caribe, Nueva Esparta.
18	12-11-1916	10.5	67.8	Ocumare de la Costa.
19	13-09-1928	-	-	Carúpano.
20	17-01-1929	10.6	64.6	Cumaná, Manicuaire, El Salado, Puerto Sucre y El Barbudo.
21	04-11-1932	-	-	Cumaná.
22	03-08-1950	10.6	69.5	Puerto Cabello.
23	18-01-1955	11.3	69.4	La Vela.
24	16-06-1961	8.9	73.4	Lago de Maracaibo.
25	20-09-1968	10.7	62.7	Venezuela – Trinidad
26	03-09-1979	-	-	Puerto Cumarebo.
27	09-07-1997	10.6	63.5	Isla de Margarita, Cariaco, Cumaná y Sucre. Tobago.

**TABLA 1.4**  
**Tsunamis en Venezuela. (Modificado del Centro Nacional de Datos**  
**Geofisicos, NGDC, NOAA)**

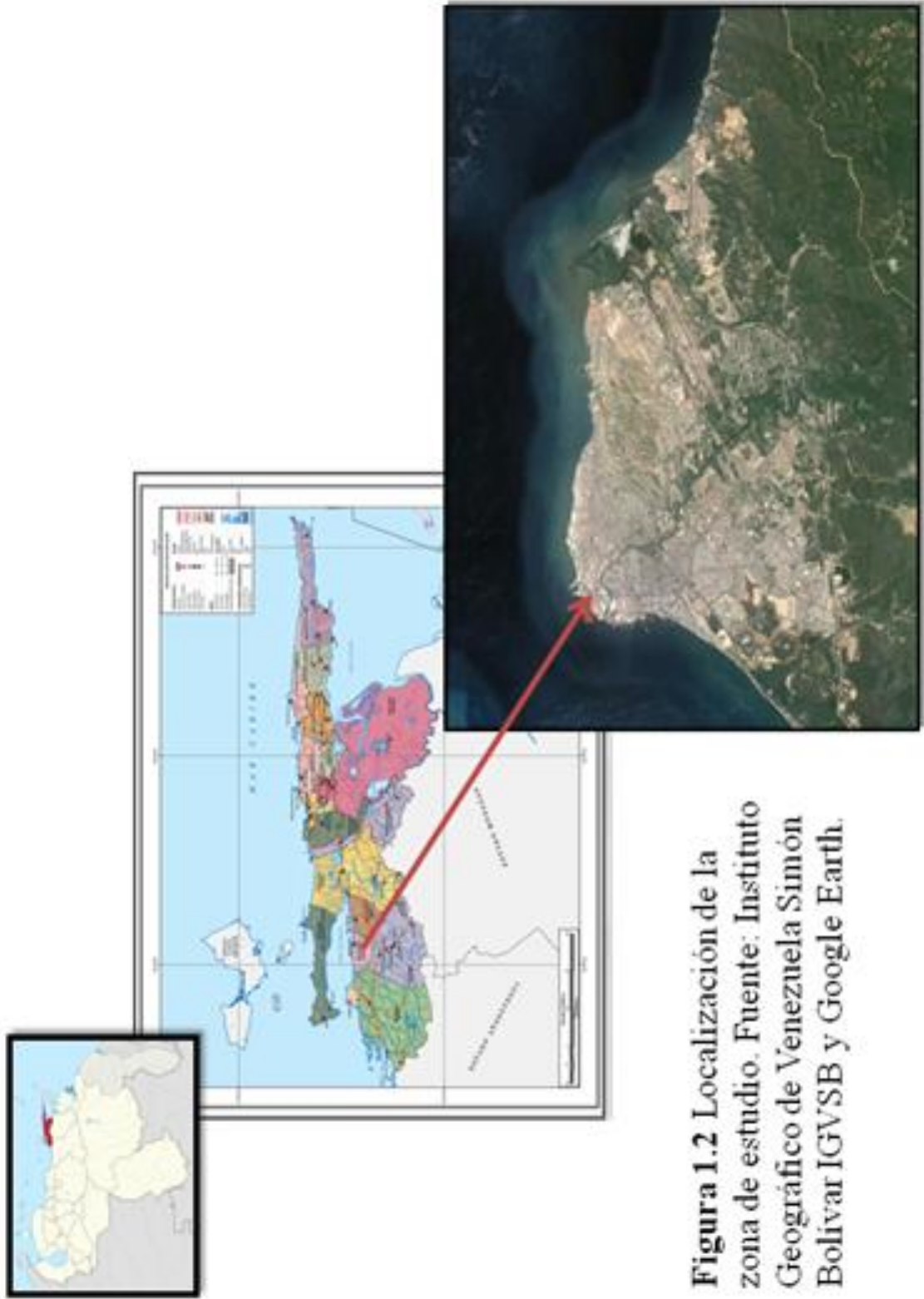
Date			Tsunami Source		Cause Earth-quake		Tsunami Parameters			Tsunami Effects				
Year	Mo	Day	Country	Name	Latitude	Longitude	Mag	V	Max Water Height	Num. of Runups	Deaths Num	Damage \$Mill	D	Addl Info
1498	8	2	VENEZUELA	BOCA DE LA SIERPE	9.900	-62.300	1	*	2	1	3	2	*	*
1530	9	1	VENEZUELA	CUMANA	10.700	-64.100	1	*	4	7.30	3	2	*	*
1541	12	25	VENEZUELA	CUBAGUA ISLAND	10.800	-64.200	1	*	2		1	1	*	*
1543	9	1	VENEZUELA	CUMANA	10.700	-64.100	1	*	2		2		*	*
1726			VENEZUELA	PENINSULA DE ARAYA	10.633	-64.300	0		2		2	1	*	*
1750			VENEZUELA	CUMANA	10.700	-64.100	1	*	1		1		*	*
1766	10	21	VENEZUELA	CUMANA	10.470	-64.170	1	7.5	1		1	2	*	*
1802	8	15	VENEZUELA	CUMANA	10.480	-64.200	1	*	3		1	1	*	*
1812	3	26	VENEZUELA	LA GUATRA	10.600	-66.900	1	7.7	2		1	1	*	*
1853	7	15	VENEZUELA	CUMANA	10.500	-64.200	1	6.7	3	5.00	4	113	3	*
1867	9		VENEZUELA	ISLA DE MARGARITA	10.900	-64.100	1	7.5	1		2		*	*
1868	8	13	VENEZUELA	RIO CARIBE	10.700	-63.100	1	8.5	2		2		*	*
1900	10	29	VENEZUELA	MANGUTO	11.200	-66.500	1	8.4	3	10.00	4		*	*
1916	11	12	VENEZUELA	OCUMARE DE LA COSTA DE ORO	10.100	-66.800	1	*	2		1		*	*
1928	9	13	VENEZUELA	CARUPANO			9		-1		1		*	*
1929	1	17	VENEZUELA	CUMANA	10.600	-65.600	1	6.9	4		5	3	*	*
1950	8	3	VENEZUELA	EL TOCUYO	10.500	-68.000	1	6.8	2		1		*	*
1968	9	20	VENEZUELA	CARUPANO	10.500	-62.600	1	6.2	2		1		*	*
1997	7	9	VENEZUELA	CARTACO-CUMANA	10.598	-63.486	1	7.0	3		1		*	*

### **1.2.1 Objetivos Específicos**

- a) Hacer una recopilación de datos históricos de los eventos que han causado daño por tsunamis a la ciudad de Cumaná.
  
- b) Realizar mapas de simulación de olas con alturas similares a las asociadas a la ruptura generadora del sismo del 17 de enero de 1929 y posterior tsunami.
  
- c) Generar los mapas de huellas de inundación asociados al tsunami producido en la ciudad de Cumaná por el sismo de 1929.
  
- d) Estimar el impacto en la población de la ciudad de Cumaná, que causaría la ocurrencia de un evento similar al de 1929 en la actualidad.

### **1.3 Localización de la zona de estudio**

La ciudad de Cumaná es la capital del estado Sucre, región Nor-Oriental de Venezuela, está ubicada en la entrada del golfo de Cariaco, construida sobre el antiguo Delta del Río Manzanares, esta localidad es susceptible a sufrir licuación del suelo ante un evento sísmico (Beltrán y Rodríguez, 1995), los tsunamis generados en esta zona también pueden ser provocados por deslizamientos, adicionalmente la ciudad se ubica en una posición geográfica cercana a la falla de El Pilar, rasgo tectónico con elevado potencial sismogénico que al presentar segmentos marinos se constituye en fuente tsunamigénica ante posibles componentes normales o inversas asociadas a su actividad. Estas condiciones locales conducen a proponer el modelaje de tsunamis con altura de olas similares a las reportadas en los eventos históricos documentados (tsunamis de 1530, 1853 y 1929) utilizando una simulación numérica (Goto *et al.*, 1997) basada en la integración de las ecuaciones de propagación de ondas largas.



El propósito principal de este proyecto es estudiar las condiciones tsunamigénicas de la región oriental de Venezuela, focalizando la atención en la ciudad de Cumaná, para ello se describirá y analizará el evento sísmico ocurrido en esa ciudad el 17 de enero de 1929, a partir de la información disponible del evento se modelará el tsunami asociado lo que permite conocer la vulnerabilidad de la población e incidir en los planes de gestión integral de riesgos de la zona.

### **1.3.1 Sismo del 17 de enero de 1929**

De los sismos desastrosos que han afectado a la ciudad de Cumaná desde la época de la colonia probablemente el mejor documentado es el evento del 17 de enero de 1929, extensamente descrito por Paige (1930) en su artículo publicado en el Bulletin of the Seismological Society of America. También se encuentran referencias y comentarios de este evento sísmico en Centeno (1969), Grases (1979), Audemard (1999) y Beauphertuy (2006), entre otras.

En relación al evento a ser estudiado en el marco de esta investigación encontramos los siguientes testimonios y reseñas históricas.

En el libro, La Investigación Sismológica en Venezuela, editado por FUNVISIS,(2002) se señala:

17 de enero de 1929

07:32 (HLV)

“Terremoto destructor en Cumaná que dejó la ciudad llena de escombros. El mar se retiró como 200 m en el área de Puerto Sucre y vino después una ola como de 6 m de altura que barrió parte de las casas de la playa. Hubo 40 muertos. El movimiento se sintió fuerte en Barcelona, Margarita, Güiría, Carúpano, Río Caribe, Irapa....

En Higuero y Río Chico se sintió el temblor así como en Caracas. Se abrieron grietas a orillas del río Manzanares y en las sabanas de El Salado y Caiguire, que están al oeste y norte de la ciudad (Centeno 1940)”.

Audemard, 1999, destaca,

“ El sismo de 1929 rompió justo al este de la ciudad de Cumaná, desde Punta Baja adentrándose en el Golfo de Cariaco....

“El evento de Cumaná de 1929 está bien localizado por la presencia de la ruptura cosísmica descrita por Paige (1930) y parametrizado por Moquet *et al.*, (1996)”

Centeno Grau Melchor, en su libro “Estudios Sismológicos” 1940

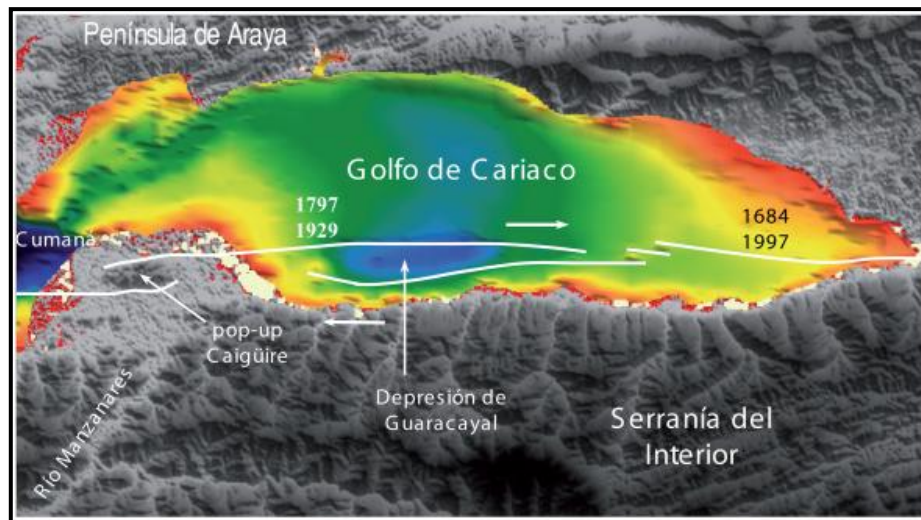
Cataloga el sismo del 17 de enero de 1929 como uno de los sismos desastrosos o terremotos ocurridos en la cordillera oriental de la costa, la cual comienza en el río Unare y se extiende hasta el promontorio de Paria, con un ramal interior que llega cerca de Maturin

Al sismo del 17 de enero de 1929, ocurrido a las 7:32 HLV, se le ha asignado una ruptura de 30 km correspondiente a un segmento de la Falla de El Pilar, a la cual se le han atribuido la mayoría de los sismos ocurridos en la zona nororiental de Venezuela. La ruptura descrita presenta 4 km en tierra y el resto en la plataforma submarina del Golfo de Cariaco, (Audemard, 1999).

La magnitud asignada inicialmente a este evento y obtenida por Gutenberg y Richter (1954 en Moquet, *et al.*, 1996), evaluando los registros instrumentales de Pasadena (California) fue de 6.9 Mw, luego de hacer la interpretación de los datos macrosísmicos del evento, Moquet, *et al.*, (1996), consideran que la misma fue sobrevaluada debido a que las condiciones de sitio amplifican grandemente los efectos destructivos de terremotos moderados, la mayoría de los daños graves

ocurrieron dentro de los sitios donde las edificaciones fueron construidas ya sea en áreas de laguna o sobre meandros abandonados del río Manzanares (Figura 1.3).

Entre los principales eventos para los que se reporta la generación de olas sísmicas, maremotos o tsunamis, están, el del 1 de septiembre de 1530. Para la fecha de ocurrencia de este evento, la ciudad recibía el nombre de Nueva Toledo y aunque son insuficientes las descripciones, la mayoría de los autores reseñan la ocurrencia de un oleaje que alcanzó la copa de los árboles (entre siete y ocho metros) y penetro más allá de la línea de costa, de las aberturas producidas en la tierra manaba agua oscura como tinta y con olor a piedra de azufre, lo cual es muestra de licuación (Beaupertuy, 2006).



**Figura 1. 3** Trazas de la falla de El Pilar, mostrando la ruptura producida por el sismo del 17 de enero de 1929 y otros eventos.(Tomado de Audemard *et al.*, 2007).

Se señala que este tipo de característica aparentemente no tiene relación con el fenómeno de licuación de suelos y se asocia más a la manifestación de aguas termales de alta temperatura que posee la zona (Rodríguez *et al.*, 2003).

El evento del 15 de julio de 1853, al igual que el de 1530, tiene asociada una gran ola que inundó una extensión de 200 varas las sabanas de El Salado y Caigüire, llegando a alcanzar una altura de 5 metros en Puerto Sucre, (Grases, 2002) también se describen en los testimonios agrietamientos de la tierra con las mismas características del evento de 1530.

#### **1.4 Metodología.**

En el desarrollo del presente trabajo, que tiene como objetivo la investigación del tsunami asociado al sismo ocurrido el 17 de enero de 1929 en la ciudad de Cumaná, se realizó una revisión bibliográfica, además se revisaron catálogos, boletines técnicos y diferentes documentos publicados sobre los terremotos históricos que han afectado a la ciudad de Cumaná, con el fin de identificar los que llevan asociada la generación de “olas marina” o tsunamis y los fenómenos geológicos y marinos que se han observado de manera recurrente en cada uno de estos eventos.

Entre los documentos base para esta investigación se pueden citar entre otros, Paige (1930), Centeno (1969), Audemard (1999, 2001, 2005, 2006, 2007), Mocquet (1996), Grases (1999), Beaupertuy, Orihuela, (1989, 2006), García, (2007).

Con el fin de realizar el modelaje y la simulación numérica del evento es necesario identificar los parámetros de la falla de El Pilar, para lo cual se revisaron diversos estudios geológicos, así como también diferentes estudios sismológicos de la zona de estudio.

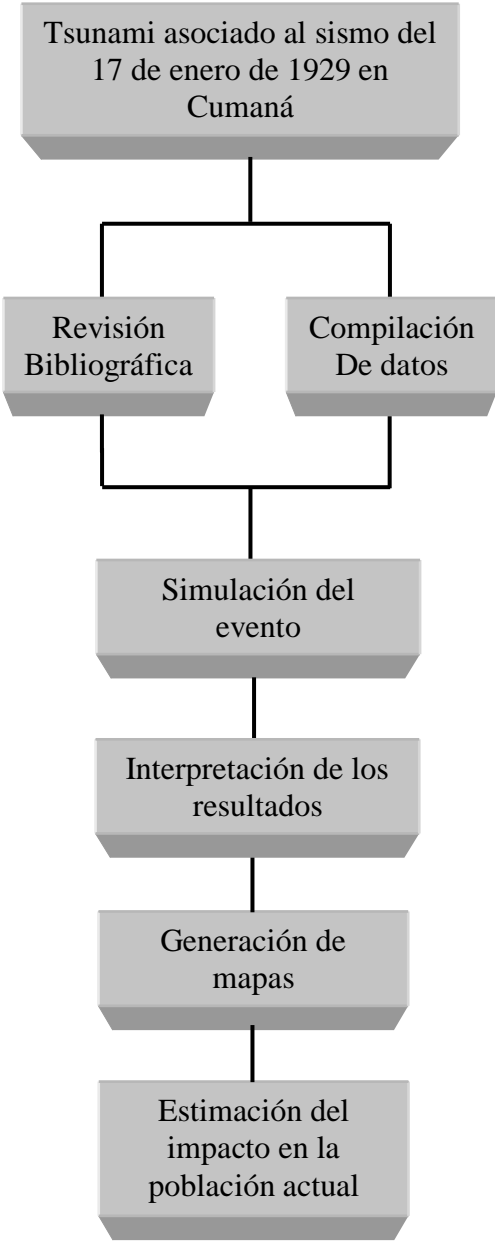
De la página ([http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)) de la NOAA se extrajeron los datos de la batimetría, en formato XYZ (latitud, longitud y profundidad), de la ventana geográfica correspondiente a la zona de estudio.

Con la compilación de ésta serie de datos batimétricos, los parámetros de la geometría de la falla, la localización, magnitud y profundidad del evento a estudiar, y el buzamiento del plano de falla, se alimentó el programa de simulación numérica, Tsunami Display Program, (Mamoru Nakamura's Software, 2010).

Se realizaron diversas corridas del programa, para dos localizaciones epicentrales del evento, variando el buzamiento del plano de falla y distintas combinaciones de escenarios tectónicos, considerando primero un desplazamiento normal puro, (escenario tectónico A), luego un desplazamiento dextral puro, (escenario tectónico B) y por último dos escenarios combinando las componentes normal y dextral con igual magnitud y con magnitudes distintas, (escenarios C y D).

El programa arroja para cada corrida un archivo de salida con las alturas de las olas, tanto a nivel del mar como la correspondiente a la ola de inundación (run-up), este archivo se procesa con el programa graficado GMT (Generic Mapping Tools) para obtener los mapas de huella de inundación para la zona de estudio, luego se traslada la huella de inundación a un ortofotomapa a escala 1:1000 de la ciudad de Cumaná, para comparar las alturas de las olas de inundación con las alturas de las edificaciones y poder estimar el impacto que tendría la ocurrencia de un evento similar al del 17 de enero de 1929 en las condiciones actuales de la ciudad de Cumaná.

**Diagrama Metodológico.**



## CAPÍTULO 2

### Marco Geológico.

#### 2.1 Marco Geológico Regional

La Placa del Caribe es un fragmento litosférico independiente localizado entre la placas de Norteamérica y a placa de Suramérica, consta de una porción central poco deformada (cuencas de Venezuela y Colombia), constituida por una corteza oceánica gruesa, entre 8-20 Km, (Giunta *et al.*, 2003; Ysaccis, 1997), espesor mucho mayor al encontrado normalmente en cuencas oceánicas (~6Km). Este gran espesor ha sido atribuido al emplazamiento masivo de flujos basálticos, siendo reconocido el tope de los mismos en sísmica de reflexión (Burke *et al.*, 1978; Ysaccis, 1997). Suprayacente a esta gruesa corteza oceánica, se encuentra una secuencia sedimentaria de capas poco deformadas (Bowland y Rosencrantz, 1988; en Giunta *et al.*, 2003). Los límites norte (Cinturón de Motagua en Guatemala, Garganta de Caimán y las Antillas Mayores) y sur (Sistema montañoso del norte de Venezuela) son amplias zonas de deformación que involucran una tectónica rumbo-deslizante y convergencia oblicua (Figura 2.1).



**Figura 2.1.** Placa Caribe y su interacción con otras placas

Los márgenes de la Placa del Caribe corresponden a cinturones altamente deformados y de espesores variables. Los bordes oeste (Istmo de Panamá) y este (Antillas Menores) son predominantemente convergentes y presentan arcos magmáticos bien desarrollados.

Desde el área de Trinidad hasta el NE de Colombia domina el fallamiento rumbo-deslizante (sistemas de falla El Pilar, San Sebastián, Oca). Desde el NE de Colombia hasta la región limítrofe de Panamá y Costa Rica corre una franja de compresión (Cinturón Deformado del Norte de Panamá y el Cinturón Deformado del Sur del Caribe). Desde el sur de Costa Rica hasta Guatemala (Falla de Motagua) el límite entre las placas Caribe y Cocos, se ubica hacia el lado oeste del área continental, con la zona de subducción de Costa Rica y Nicaragua (Océano Pacífico).

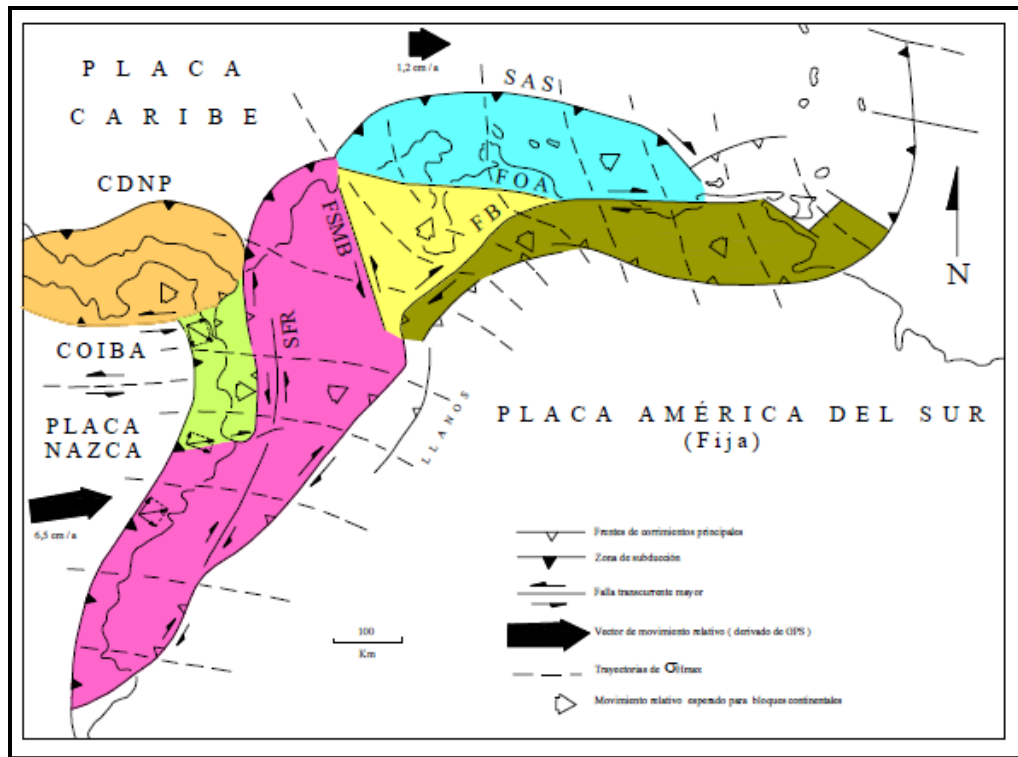
La sismicidad de magnitudes grandes, en los límites de la placa en regiones marinas, se concentra en el segmento del arco antillano que va desde 14°N (Dorel, 1978) hasta el lado norte de Hispaniola. Por otro lado, la mayor parte del arco de islas en el Caribe oriental (Antillas Menores) presenta volcanismo activo, desde el Kick 'em Jenny (al norte de Grenada, submarino) hasta el área de las islas Montserrat y Guadalupe.

### **2.1.1 Límite Sur-Este de la Placa Caribe**

La configuración geodinámica actual de las placas Caribe y Sur-América resulta de una compleja y evolutiva historia transpresiva que ha venido ocurriendo a lo largo del Terciario y Cuaternario, se inició como una subducción oblicua del tipo B que posteriormente evolucionó a una colisión oblicua y más tarde, cambió a transpresiva. Este último estado evolutivo está aún activo hacia el este de Venezuela y en Trinidad lo cual muestra como esta evolución geodinámica ha actuado diacrónicamente a lo largo de la evolución Cenozoica de esta porción norte del límite de placas. En el extremo sureste de la placa Caribe, se están dando en el presente dos procesos

geodinámicos contemporáneos. Por un lado el este de Venezuela muestra una partición de la deformación: Las fallas El Pilar y Los Bajos - El Soldado tienen un movimiento rumbo deslizante lateral derecho acoplado, mientras se produce un acortamiento orientado NNO-SSE a través de la Serranía del Interior, como lo demuestra la actividad de plegamiento y corrimiento de convergencia sur (Audemard *et al.*, 2005) (Figura 2.2).

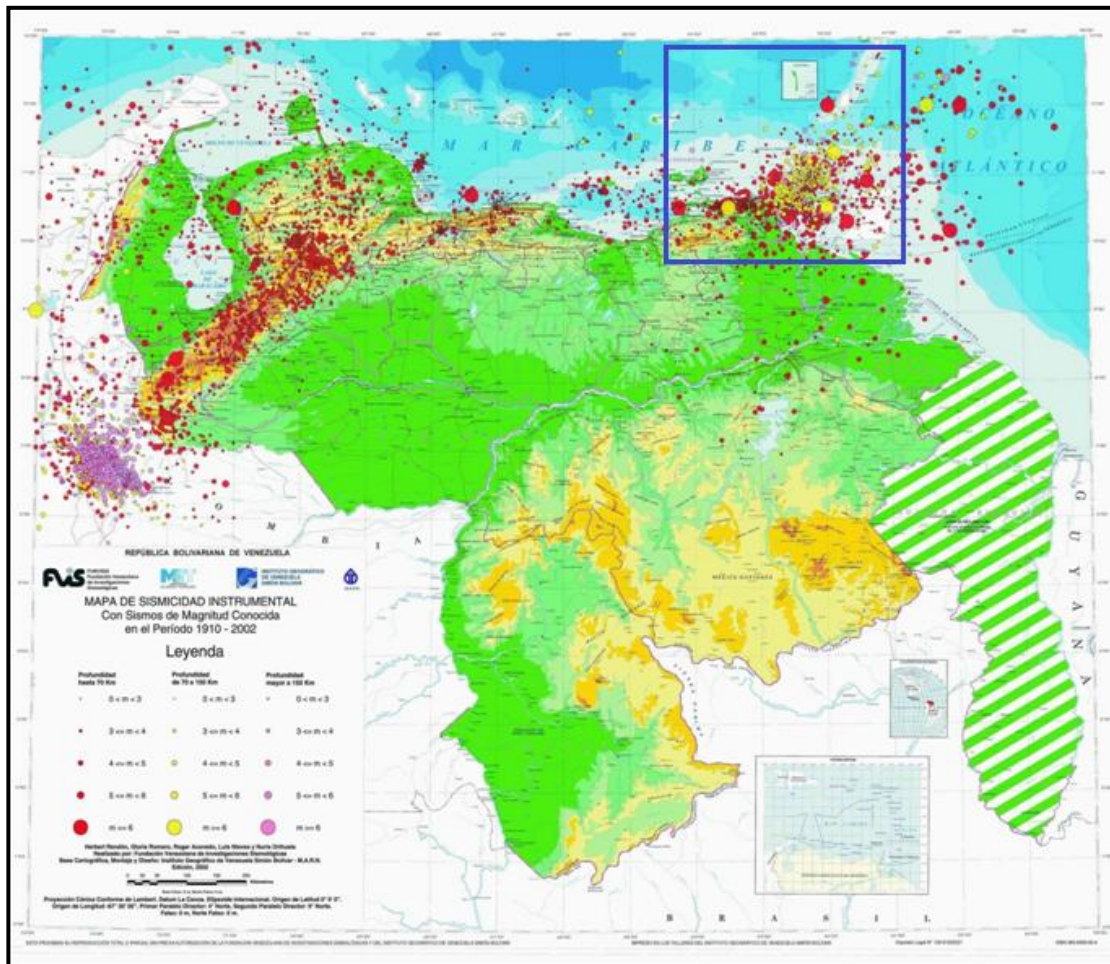
Por otro lado la subducción es atestiguada por la anomalía de Bouguer negativa localizada al sur de la Serranía del Interior (Audemard *et al.*, 2005). Estos procesos tienen lugar en una geometría de borde de placa, donde la falla El Pilar transfiere su desplazamiento a una de sus continuaciones (falla Los Bajos – El Soldado), la cual está actuando como una “falla litosférica” que separa el borde transpresional del dominio de subducción convencional de las Antillas Menores. Estos dos dominios sísmicos distintos fueron definidos por primera vez por Pérez y Aggarwal (1981). Luego las mediciones de GPS realizadas por Weber *et al.* (2001) indicaron que el movimiento de desplazamiento de la falla El Pilar es mayormente transferido hacia el este sobre la falla Warm Spring localizada en la Serranía Central de Trinidad. Esto sugiere que el golfo de Paria coincida con una cuenca pull-apart entre las dos fallas anteriormente mencionadas como propuso Ysaccis, (1997). Ambas fallas presentan un promedio de desplazamiento similar en el orden de 8 a 10 mm/a. La falla Warm Spring da cuenta de un movimiento dextral que está ocurriendo en Trinidad. Así la falla El Pilar hace que el movimiento relativo entre la placa Caribe y la Sur-Americana este en el orden de 20 mm/a en el este de Venezuela como fue publicado por Pérez *et al.* (1981) y Weber *et al.* (2001).



**Figura 2.2** Marco geodinámico del norte de Suramérica (Tomado de Audemard, 2002)

### 2.1.2 Rasgos sismo tectónicos

Ubicada en un área de interacción de tres placas tectónicas, la región nor-oriental de Venezuela presenta la mayor actividad sísmica del país tanto por registros históricos como instrumentales. Si se considera un área de 250 km de radio con centro en la ciudad de Cumaná, se identifican 22 fuentes sismogénicas superficiales y siete áreas fuentes con profundidades hasta de 100 km; resultando de particular importancia el sistema de fallas activas de El Pilar, la cual atraviesa parte de la ciudad en sentido oeste-este (Grases *et al.*, 2004). La segunda fuente de amenaza sísmica para la ciudad de Cumana la representa la sismicidad asociada a la subducción del Océano Atlántico en el segmento Sur de las Antillas Menores.



**Figura 2.3** Sismicidad instrumental de Venezuela. En el recuadro se muestra la zona de estudio y la sismicidad del borde sur de las Antillas Menores. Modificado de la red.

<http://www.funvisis.gob.ve/descargas.php>

### 2.1.2.1 Falla de El Pilar

La falla El Pilar es la falla generadora de los sismos más importantes del noreste de Venezuela, siendo uno de los eventos más recientes, hace apenas 16 años, el terremoto de Cariaco ocurrido el 9 de julio de 1997 de magnitud 6.8 Ms y profundidad 9.4 Km.

El noreste de Venezuela ha sido golpeado por muchos terremotos destructivos desde la conquista española al comienzo del siglo XVI, siendo el primer registro sísmico en

esta área el terremoto de 1530 que destruyó por completo la ciudad de Cumaná, todos los terremotos previos al siglo XX para esta zona han sido atribuidos (sin corroboración geológica, Audemard *et al.*, 2007) a la falla de El Pilar. La mayoría de los epicentros macrosísmicos determinados para tales sismos históricos, encuentran limitaciones en la abundancia y confiabilidad de la fuente. Tomando en consideración tales dificultades una reevaluación de los sismos históricos de esta falla (Audemard 1999b) ha encontrado que:

- a) El evento de 1766 parece haber tenido un origen diferente a la falla El Pilar porque el tamaño del área sentida sugiere que es un sismo de profundidad intermedia (entre 60 y 200 kilómetros de profundidad).
- b) Los daños producidos en la ciudad de Cumaná por el sismo de 1797 sugieren que ese fue un sismo local quizás equivalente al de 1929, el cual rompió justo al Este de Cumaná, en el golfo de Cariaco por 30km de longitud y
- c) La asociación sismogénica de los sismos de 1530 y 1853 aún permanece incierta pero estas rupturas parecen haber ocurrido mar afuera como indica las olas de tsunamis que generaron estos eventos, colocando sus hipocentros al oeste de Cumaná en la Cuenca de Cariaco.

La traza activa de la falla El Pilar es esencialmente submarina, tanto mar afuera al norte de la ensenada de Barcelona como en los golfos de Cariaco y Paria. La falla ha sido considerada por numerosos autores como elemento constituyente del límite de placas Caribe y Suramericana, la confirmación del sentido de movimiento relativo de la placa Caribe hacia el este con respecto a la Suramericana se evidenció con la ocurrencia del sismo de Cariaco del 9 de julio de 1997, ocasión en que su desplazamiento lateral derecho quedó claramente demostrado (Audemard 1999, Audemard, 2006). El movimiento relativo entre las placas Caribe y Sur Americana al este de Venezuela está en el orden de los 20 mm/a y la falla de El Pilar acomoda el 70% de ese movimiento (Audemard *et al.*, 2007).

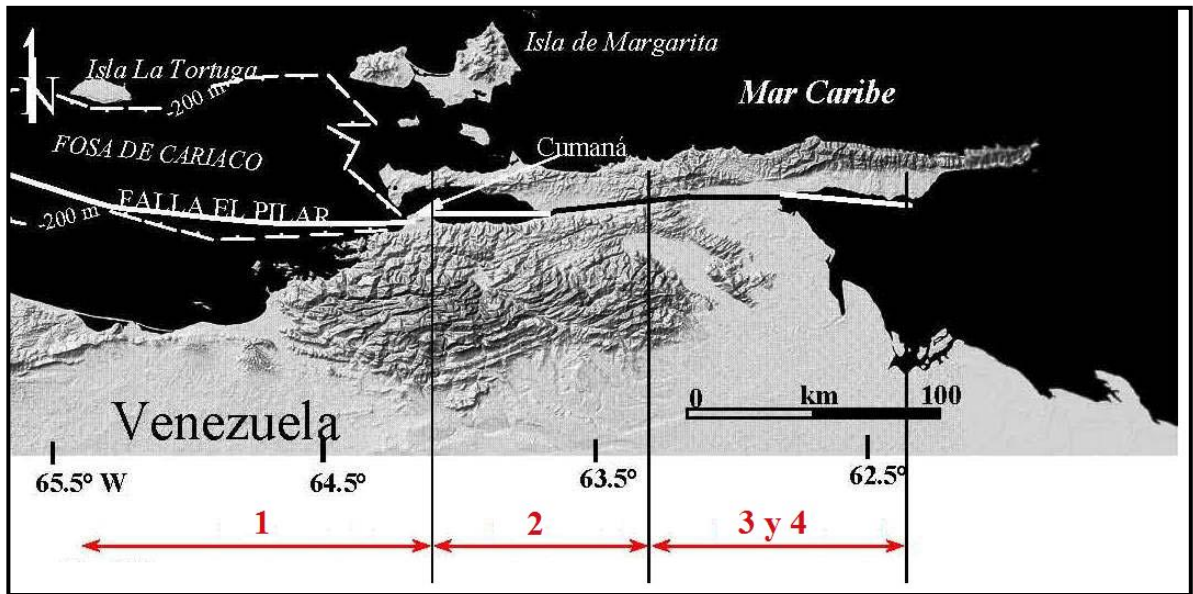
De la Falla de El Pilar se reportaron evidencias geomórficas diagnósticas de transcurrencia dextral a lo largo de la traza activa tales como drenajes desplazados dextrales, trincheras y ensilladuras de falla, lomos de presión, lagunas y escarpes de fallas FUNVISIS (1994).

Con base en esa cartografía la traza activa de la falla El Pilar ha sido dividida en cuatro secciones diferentes:

1. Una traza submarina al oeste de Cumaná la cual limita la trinchera de Cariaco (una cuenca pull-apart) y termina en los cerros de Caigüire al norte de Cumaná.
2. La segunda sección se extiende desde el norte de Cumaná hasta la curva transpresiva de Casanay-Guarapiche, estando gran parte de su traza en el fondo marino del golfo de Cariaco. Esta es la porción que se rompió en los sismos del 17 de enero de 1929 y del 9 de julio de 1997.
- 3.- Una sección de 30 Km de largo que diverge ligeramente en sentido ENE y se extiende entre Casanay y El Pilar.
4. La cuarta sección es una trinchera con dirección E-O que corta a través de las áreas pantanosas de las sabanas de Venturini y corre costa afuera al sur de la Península de Paria antes de conectarse y transferir su movimiento a las fallas Los Bajos y Soldado, las cuales tienen rumbo NO-SE. Estas tres fallas son consideradas como la porción oriental del sistema de fallas limítrofes entre las placas del Caribe y Sur América.

### **2.1.2.2 Zona de subducción Sur de Antillas Menores**

Las Antillas Menores forman el margen oriental de la placa Caribe y está caracterizada por presentar actividad magmática reciente, debido a la actual subducción de la corteza oceánica suramericana por debajo de la corteza de la Placa Caribe (Bouysse, 1988).



**Figura 2.4.** Mapa de fallas cuaternarias del oriente de Venezuela, modificado de Altez y Audemard, (2008)

El arco de las Antillas Menores está caracterizado por una batimetría somera, anomalías gravimétricas positivas (Orihuela *et al.*, 2011), una cobertura sedimentaria delgada no deformada con espesor menor a 2 km y volcanes activos locales existentes desde el Mioceno medio en la región occidental de la plataforma (Speed *et al.*, 1993). Las edades de volcanismo y del basamento varía desde el Eoceno medio hasta el Reciente a lo largo de la parte meridional del arco (Briden *et al.*, 1979); Speed *et al.* (1993) sugieren que la parte sur del Arco de las Antillas Menores estuvo afectada por el emplazamiento de magmas del Neógeno que influyeron su deformación, así como su levantamiento relativo al nivel del mar y a las cuencas adyacentes, concluyendo que el segmento Sur de las Antillas Menores es un rasgo del Neógeno no más viejo de 12 a 14 Ma (Millones de años) basado en edades radiométricas de afloramientos en las islas.

Los estudios de tomografía sísmica revelan que la subducción de la Placa Atlántica por debajo del Caribe es más pronunciada hacia el norte, alcanzando los 200 km de profundidad, mientras que en la parte sur, cercana a Trinidad y la Península de Paria, la subducción tiene una menor pendiente. Esta geometría propicia que la lámina de

subducción de la Placa Atlántica tenga un buzamiento oeste-noroeste, interactuando incluso por debajo de la corteza suramericana, específicamente en la región de Paria (Ysaccis, 1997).

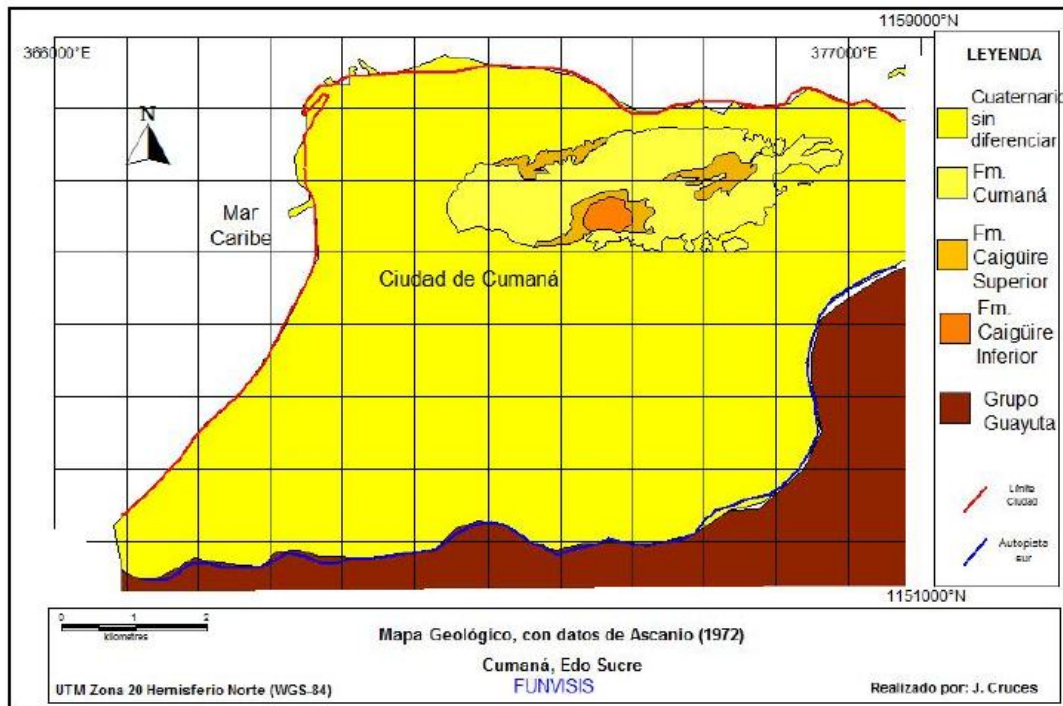
La localización de los epicentros de los sismos registrados entre 1904 y 2009 para esta sección de las Antillas Menores (Ughi, 2011) revela una inclinación promedio de 45° con una distribución decreciente de eventos superficiales (0 a 35 km), intermedios (35 a 70 km) y profundos (más de 70 km) alcanzado como máximo sismos a profundidades en el orden de 150 km.

## **2.2 Marco Geológico Local**

El basamento geológico del estado Sucre está constituido por formaciones cretácicas del Cenozoico en las zonas de las penínsulas de Paria y Araya. El piedemonte sur de la Serranía del Interior muestra una formación terciaria del Eoceno y Oligoceno, más antigua que la formación Plioceno y Mioceno definida en una estrecha franja al sur de la formación montañosa de Paria y Araya, mientras que el sector suroriental del estado corresponde a formaciones cuaternarias más recientes.

En la geología de la zona están presente la Formación Cumaná, constituida en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios, esta unidad se sedimentó en aguas someras, tranquilas, tropicales de plataforma ancha y poca inclinación, tiene un espesor de 680 m y una edad que se ubica entre el Pleistoceno Temprano y el Pleistoceno Medio. La Formación Caiguire, subdividida en dos miembros, el miembro inferior constituido por arcilla marrón, yesífera, poco fosilífera, el miembro superior con una muy variada constitución principalmente marga fosilífera, yesífera, abundantes conchas de *Ostrea*, con capas lenticulares de arcilla y areniscas intercaladas, esta formación tiene un espesor de 395 m, correspondientes 155 m al miembro inferior y 240 m al miembro superior, los sedimentos de esta formación se depositaron en un canal tectónico estrecho y su fuente se encontraba al sur, en la

Serranía del Interior, constituida por la Formación Barranquin y el Grupo Guayuta y al norte por rocas metamórficas de la Península de Araya, a esta formación se le asigna una edad entre el Mioceno Superior y el Pleitoceno. El Grupo Guayuta constituido por las formaciones Querecual y San Antonio, la Formación Querecual abarca el Albiense Tardío- Coniaciense Temprano y la Formación San Antonio el Coniaciense-Maastrichtiense (Cruces, 2008) (Figura 2.5).



**Figura 2.5.** Mapa geológico de la ciudad de Cumaná. Tomado de Cruces, (2008)

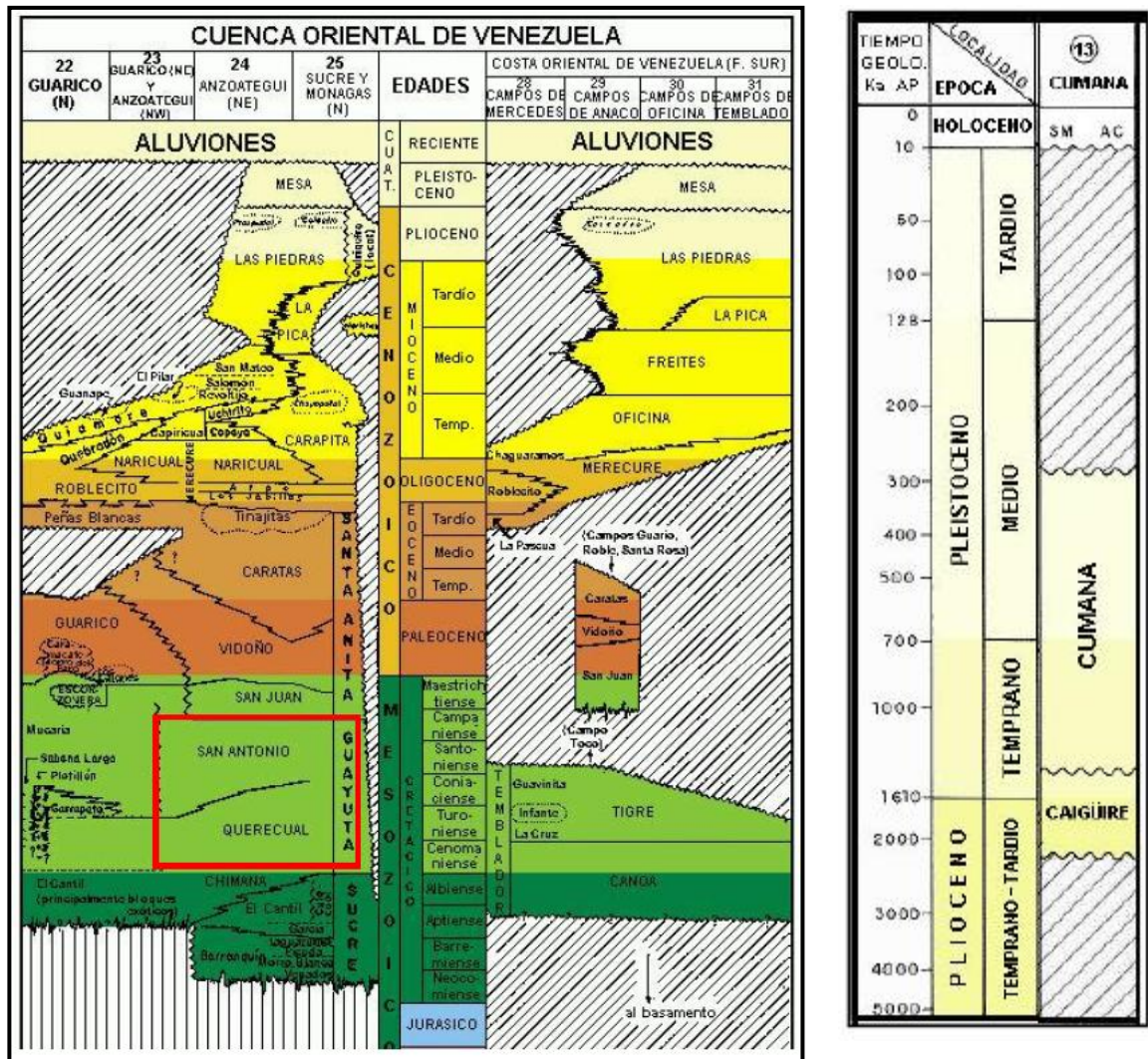
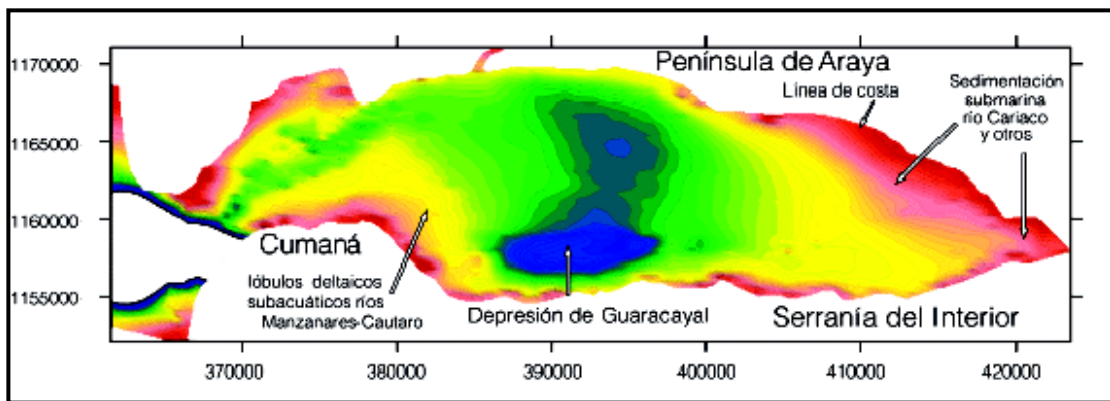


Figura 2.6. Columnas estratigráficas del cuaternario en Venezuela, destacando las formaciones de la ciudad de Cumaná. Modificado de Cruces, (2008).

### 2.2.1 Golfo de Cariaco.

El Golfo de Cariaco es un cuerpo de aguas con una longitud de aproximadamente 60 km en dirección este-oeste y 9 km de ancho en promedio su geometría responde a un fuerte control estructural a lo largo de sus costas norte y sur (Carballo, 1982). El mapa batimétrico levantado por Carballo (1982) (Figura 2.5) pone en evidencia un fondo relativamente plano en su parte central, con paredes de una fuerte pendiente al norte y sur. Por el contrario su profundidad disminuye hacia la costa progresivamente

en su extremo oriental, reflejando el aporte sedimentario del río Cariaco y otros afluentes. También se pueden reconocer en el mapa los lóbulos subacuáticos de los ríos Manzanares y/o Cautaro en su extremo suroccidental en la proximidad a Cumaná y su desembocadura. En esta zona la máxima profundidad del agua es de aproximadamente 60 m, en el fondo de un cañón submarino orientado NE-SO, que permite la conexión entre la Fosa de Cariaco, por intermedio del cañón submarino del Manzanares, con la porción central más profunda del golfo.



**Figura 2.7** Mapa batimétrico del golfo de Cariaco, tomado de Global Mapper y basado en cartografía original de Carballo (1982). Tomado de Audemard, 2007.

En un análisis más detallado del mapa batimétrico del golfo de Cariaco revela la presencia de una depresión pequeña y alargada en dirección este-oeste a lo largo de la costa sur del golfo. Esta depresión de unos 8 km de largo y cerca de 2 km de ancho, es unos 15 m más profunda que el fondo relativamente plano circundante del golfo alcanzando una profundidad máxima entre 85 y 90 m. Esta depresión submarina se asemeja morfológicamente a una cuenca de tracción (*pull-apart basin*), anidada en un relevo transpresivo de la falla dextral de El Pilar. Adicionalmente esta depresión submarina satisface la relación geométrica de éstas: longitud es 3 a 4 veces su ancho (Aydin & Nur, 1981).

Las secuencias o paquetes sedimentarios depositados en el subsuelo de la depresión entre ambas trazas de la falla de El Pilar, son más potentes que sus equivalentes fuera de ella, aunque se carezca de un control crono-estratigráfico preciso. De esta observación se dedujo que ambas trazas de la falla de El Pilar que limitan esta conspicua depresión en el fondo marino, aún cuando se conoce que la falla de El Pilar es esencialmente dextral pura (Audemard, 2006), han presentado localmente una componente normal de movimiento muy significativa, contemporánea a la sedimentación reciente en el golfo de Cariaco.

## CAPÍTULO 3

### Fundamentos Teóricos

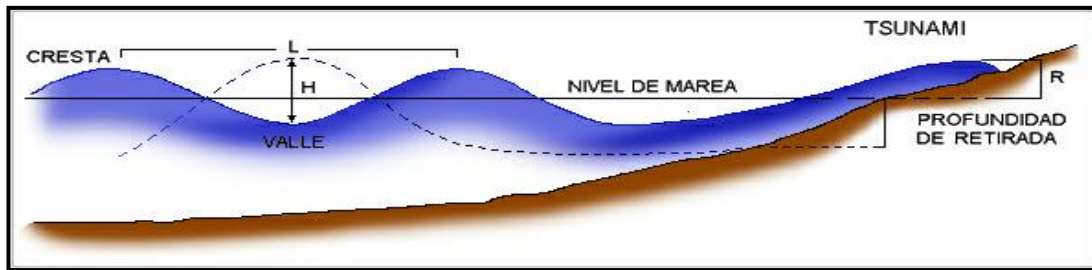
#### 3.1. Tsunamis.

Los tsunamis son ondas gravitacionales libres que se propagan en el océano. Su origen obedece a una deformación súbita de una porción finita de la superficie del océano, que a su vez se puede originar por una dislocación del fondo marino. El origen de la dislocación puede ser sismo-tectónico o por deslizamiento de grandes masas de sedimento en el talud continental o en las laderas de volcanes submarinos.

Los tsunamis también se pueden generar por la caída de meteoritos de gran tamaño en el océano. La condición fundamental para que se genere un tsunami depende de la longitud de onda de la deformación inicial de la superficie del océano, ésta debe ser mayor que la profundidad del océano en la región de generación del tsunami. La longitud de onda de los tsunamis se ha estimado en decenas a cientos de kilómetros.

El hecho de que la longitud de onda sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda.

En el área donde se produce y mientras viaja por aguas profundas mar afuera, las olas de un tsunami son de gran longitud (cientos de kilómetros) y poca altura (centímetros), lo que las hace inobservables desde embarcaciones o aviones, y se propagan a una enorme velocidad (cientos de kilómetros por hora).



**Figura 3.1.** Esquema de formación de un tsunami. (L, longitud de onda de las olas, H, altura de las olas, R, ola de inundación, (run-up)).

Un tsunami no es una sola ola, sino una secuencia de olas. Al acercarse un tsunami a la costa, a medida que disminuye la profundidad del lecho marino se reduce su velocidad y se acortan las longitudes de sus olas (L), en consecuencia su energía se concentra aumentando su altura, y las olas así resultantes pueden llegar a tener características destructivas al arribar a la costa.

El conocimiento científico sobre sismología no permiten aún predecir cuándo ocurrirá un sismo ni tampoco si éste producirá o no un tsunami, ni de que tamaño (magnitud, intensidad o altura de las olas).

### **3.2. Ecuaciones que gobiernan la propagación de un tsunami.**

El estudio de estas ecuaciones y su planteamiento data de finales del siglo XVIII (Lamb, 1932). Las ecuaciones planteadas en el estudio de la propagación de tsunamis dan lugar a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras, a saber, el modelo de Boussinesq (Liu *et al.*, 1995) y el modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979). El modelo de Boussinesq considera importante la dispersión de ondas por bandas de frecuencia y el modelo de Pedlosky no considera la dispersión por frecuencia. Aún cuando la dispersión por frecuencia prescrita en el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión descrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990)

### 3.2.1 Modelo de aguas someras:

Este modelo describe el movimiento de ondas con longitud mayor a la profundidad del medio acuoso donde se propaga. En este modelo la ecuación de conservación de masa se reduce a la ecuación de continuidad de volumen tomando en consideración que el agua es incompresible y de densidad constante, y se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \mu}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

La aproximación hidrostática permite simplificar las ecuaciones horizontales de conservación de momento:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + \mu \frac{\partial \mu}{\partial x} + v \frac{\partial \mu}{\partial y} = -g \frac{\partial \psi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mu \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \psi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho}, \quad (3)$$

Donde:  $t$  representa el tiempo,  $\Psi(x,y,t)$  representa la altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia  $z = 0$ ,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $\mu$ ,  $v$  son las componentes de la velocidad horizontal del campo de masa en las direcciones ortogonales  $x,y$ , respectivamente,  $\omega$  es la componente vertical de la velocidad en la dirección  $z$ ,  $\tau_x/\rho$  y  $\tau_y/\rho$  representan la fricción en el fondo en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente,  $\tau_x$  y  $\tau_y$  son las componentes horizontales del esfuerzo y  $\rho$  es la densidad del agua. Nótese que el efecto de rotación del planeta sobre la aceleración horizontal (término de Coriolis) no está incluido en las ecuaciones (2) y (3).

Las ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical son tratadas de la siguiente manera.

Debido a que la aproximación hidrostática implica suponer que el campo horizontal de velocidad es independiente de la profundidad, conviene integrar verticalmente las ecuaciones anteriores, con el objetivo de simplificar la solución numérica.

Condicionando el fluido del fondo y la superficie a permanecer en el mismo lugar, la ecuación de ambas fronteras es  $F(x,y,z,t)=0$  y que en el fondo  $z=z_o(x,y)$  y sustituyendo  $F=z-z_o$  se tiene

$$\mu(x, y, z_o) \frac{\partial z_o}{\partial x} + \nu(x, y, z_o) \frac{\partial z_o}{\partial y} - \omega(x, y, z_o) = 0, \quad (4)$$

En la superficie  $z=\Psi(x,y,t)$  y al integrar desde el fondo hasta la superficie libre de  $z_o$  a  $\Psi$  se obtienen las relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_o}^{\Psi} \mu dz = \mu(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} - \mu(x, y, z_o) \frac{\partial z_o}{\partial x} + \int_{z_o}^{\Psi} \frac{\partial \mu}{\partial x} dz, \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_o}^{\Psi} \nu dz = \nu(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \nu(x, y, z_o) \frac{\partial z_o}{\partial y} + \int_{z_o}^{\Psi} \frac{\partial \nu}{\partial y} dz, \quad (6)$$

Combinando las ecuaciones (4), (5), (6) se obtiene la ecuación de conservación de masa integrada:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (7)$$

donde

$$U = \int_{z_o}^{\Psi} \mu dz = \mu[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$V = \int_{z_o}^{\Psi} \nu dz = \nu[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$h(x, y) + \eta(x, y, t) = \Psi(x, y, t) - z_o(x, y),$$

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

Siguiendo un procedimiento similar desde el fondo hasta la superficie libre se integran las ecuaciones (2) y (3) y se obtiene:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \quad (9)$$

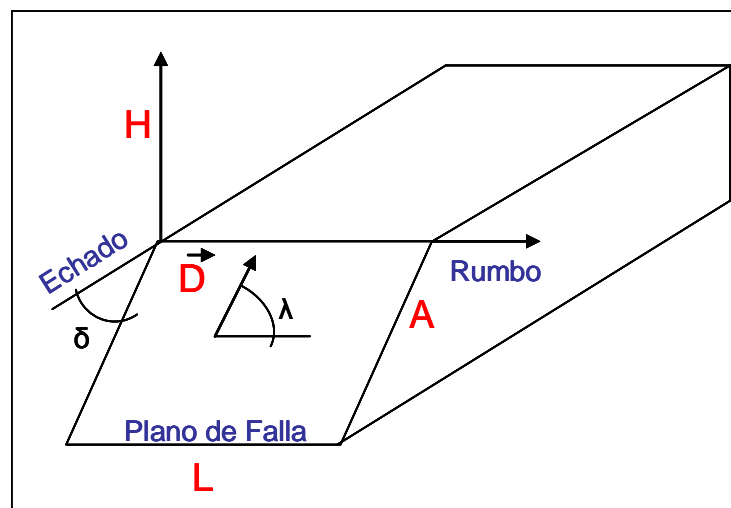
Con la observación de que los términos fricción ( $m$ ) y advección se omiten en las ecuaciones cuando el tsunami se propaga en mar abierto, Shuto *et al.*, (1991), demostró que a profundidades mayores de 50 metros, tanto la fricción como los términos advectivos son insignificantes en comparación con los términos lineales, lo cual simplifica las ecuaciones en la propagación de tsunamis en mar abierto y reduce el tiempo de computo empleado en la solución numérica de las ecuaciones.

Luego de resolver el modelo de aguas someras en diferencias finitas mediante series de Taylor y considerar la ecuación de Boussinesq en una dimensión y de resolver luego las ecuaciones lineales en coordenadas esféricas para evitar errores inducidos por la curvatura de la Tierra cuando se utilizan áreas relativamente grandes, se llega al modelo de propagación de tsunamis.

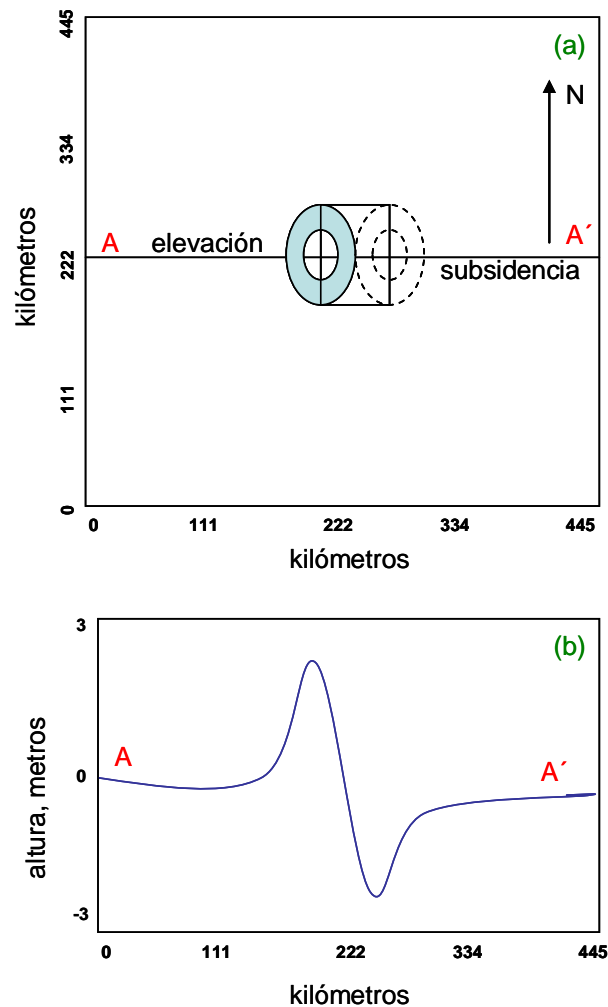
### 3.2.2 Condición inicial del tsunami

La ocurrencia de un tsunami implica una deformación vertical instantánea de la superficie del mar bajo el supuesto de que es igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino. Dicha hipótesis es válida cuando la velocidad de propagación del tsunami es mucho menor que la velocidad de propagación de la ruptura sísmica. Esta deformación vertical cosísmica del lecho marino se calcula con

expresiones analíticas que describen la deformación interna de un medio continuo debido al deslizamiento de las fallas geológicas. Algunos modelos de deformación consideran discontinuidades con asperezas donde el deslizamiento no es uniforme en el plano de falla o área de ruptura, en este caso se usa el modelo de deformación de Mansinha y Smylie (1971), que consiste en considerar un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento es uniforme en el área de ruptura. En este modelo de deformación se usa la magnitud y la dirección de la dislocación sobre un plano de falla rectangular, así como el rumbo, el buzamiento y la profundidad del extremo superior de la falla. En la figura 3.2 se describen los parámetros empleados en el modelo de dislocación y en las figura 3.3a y 3.3b se ilustran unos ejemplos del campo de deformación vertical de la superficie, producto de una falla inversa ( $\lambda=90^\circ$ ) con la dislocación de 8 metros en un plano de falla de  $100 \times 50 \text{ km}^2$  con rumbo norte y buzamiento de  $15^\circ$  al este de la profundidad de 20 km (Aste, 2003). La deformación que resulta es un dipolo cuya elevación máxima se localiza alineada a lo largo del rumbo de la falla sobre el lado menos profundo del plano. Una línea nodal separa la elevación del hundimiento.



**Figura 3.2:** Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y A representan el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El buzamiento (inclinación de plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo. Tomado de Aste (2003).



**Figura 3.3(a)** Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa ( $\lambda=90^\circ$ ) con la dislocación de 8 metros en un plano de falla de  $100 \times 50 \text{ km}^2$  con rumbo norte y buzamiento de  $15^\circ$  al este en la profundidad de 20 km. (b) Variación vertical del fondo marino en el área epicentral producto de la dislocación a lo largo del perfil AA'. Tomado de Aste (2003).

### 3.3 Modelaje numérico (Mamoru Nakamura's Software)

El programa de modelaje utilizado para hacer la simulación del tsunami asociado al sismo ocurrido el 17 de enero de 1929 y que afectó significativamente a la ciudad de Cumaná, Edo. Sucre, Venezuela, es el Mamoru Nakamura's Software, 2010 del Dr.

Mamoru Nakamura, el cual requiere de un archivo de entrada con los datos de la batimetría para la ventana geográfica de trabajo seleccionada.

#### *Datos de Entrada.*

Desde la página [http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html) se extrae el archivo de batimetría en formato XYZ con el que se va a trabajar, según la ventana geográfica seleccionada para realizar la investigación.

#### *Ejecutables.*

El programa debe contener los siguientes ejecutables:

- Conv\_ETOPO2008.exe
- Tsunami-L2008.exe
- Convxyz2008.exe

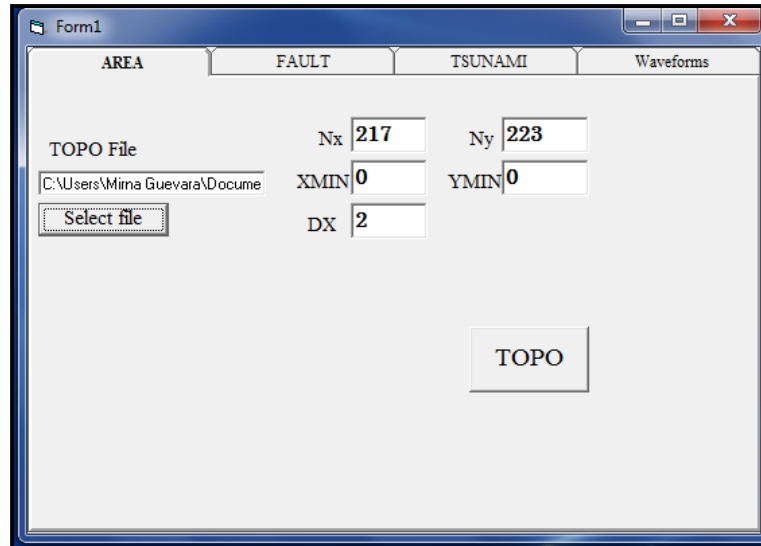
Una vez que se tiene el archivo de batimetría descargado de la página de la NOAA, se sigue el mapa de ruta que se describe a continuación.

#### Archivo.xyz

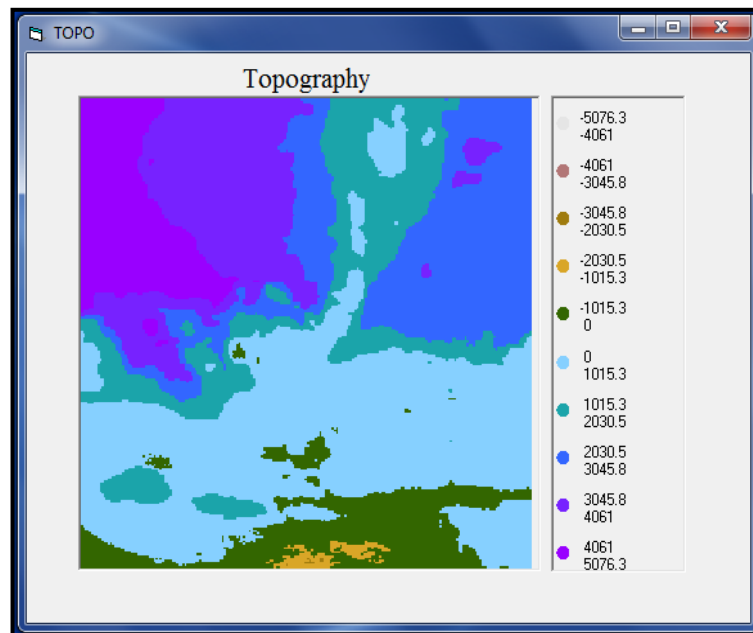
- ↳ Conv\_ETOPO2008.exe
  - ↳ archivo.xyz.csv
- ↳ Tsunami-L2008.exe
  - ↳ WMAX.csv; V\_Dispatch.csv
- ↳ Convxyz2008.exe
  - ↳ WMAX.csv.xyz; V\_Dispatch.csv

En el ejecutable Tsunami-L2008.exe se introducen todos los datos necesarios (localización, parámetros de la falla, etc) y van apareciendo diferentes ventanas donde se van colocando los valores requeridos hasta llegar a obtener las alturas de olas generadas por la simulación del tsunami.

En la primera ventana “Form1”, (Figura 3.4) se coloca el archivo de batimetría en formato xyz y al hacer clic en “TOPO” se obtiene el mapa de la topografía para la ventana geográfica seleccionada, (Figura 3.5), si es correcto, se va a la ventana siguiente.



**Figura 3.4** Ventana “Form1” selección del área de estudio



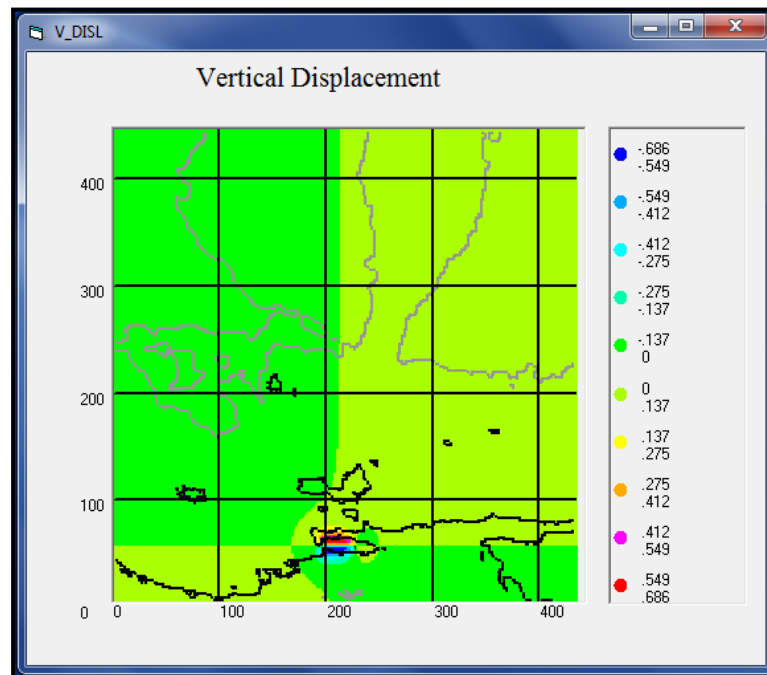
**Figura 3.5** Topografía de la zona de estudio

Una vez que se tiene el mapa de la topografía correctamente, en la misma ventana “Form1”, se va a la pestaña de “FAULT” allí se colocan los parámetros de la falla, la localización del evento, en la coordenadas que maneja el programa una vez convertido el archivo (X\_eq y Y\_eq), la profundidad del evento (Z\_eq), los valores del escenario tectónico (Slip 1, desplazamiento horizontal y Slip 2, desplazamiento vertical) y la ubicación de la dislocación en el plano de falla, (Figura 3.6), luego pulsando la casilla “Displacement” se obtiene el mapa de desplazamiento vertical donde se observa la dislocación (Figura 3.7). Para visualizar en el mapa de desplazamiento la dislocación y la grilla es necesario señalar las casillas correspondientes.

The screenshot shows the 'Form1' window with the 'FAULT' tab selected. The interface is organized into several sections:

- Event Location:** X\_eq (212), Y\_eq (58), Z\_eq (9.4). Buttons: New, Store, Del.
- Fault Parameters:** Strike (90), Dip (90), Slip1 (5), Slip2 (-2.5).
- Tectonic Scenario:** Aw1 (-5.85), Aw2 (5.85).
- Topography:** Topo Conter (checked), min (-10000), max (10000), Step (2000).
- Grid:** Grid (checked), Grid Interval (100).
- Frame5:** Faults (checked).
- Buttons:** Load from File, Save to File, Displacement.

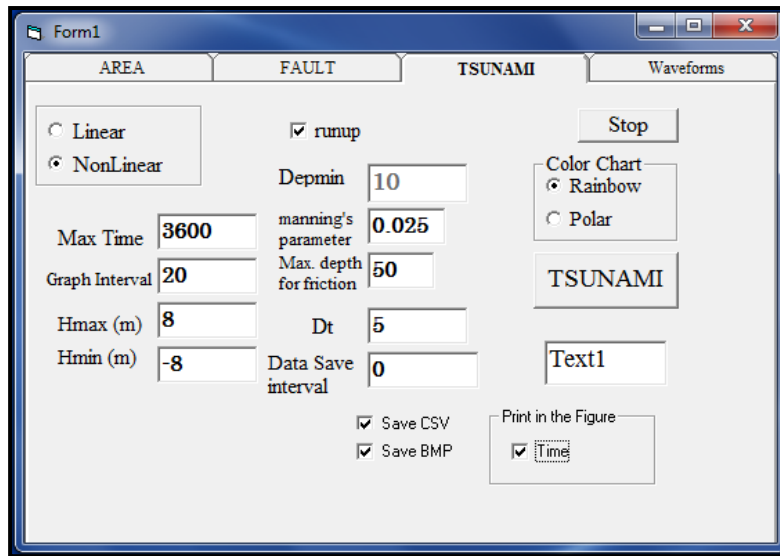
**Figura 3.6** Ventana “Form1” Selección de los parámetros de la falla y del escenario tectónico



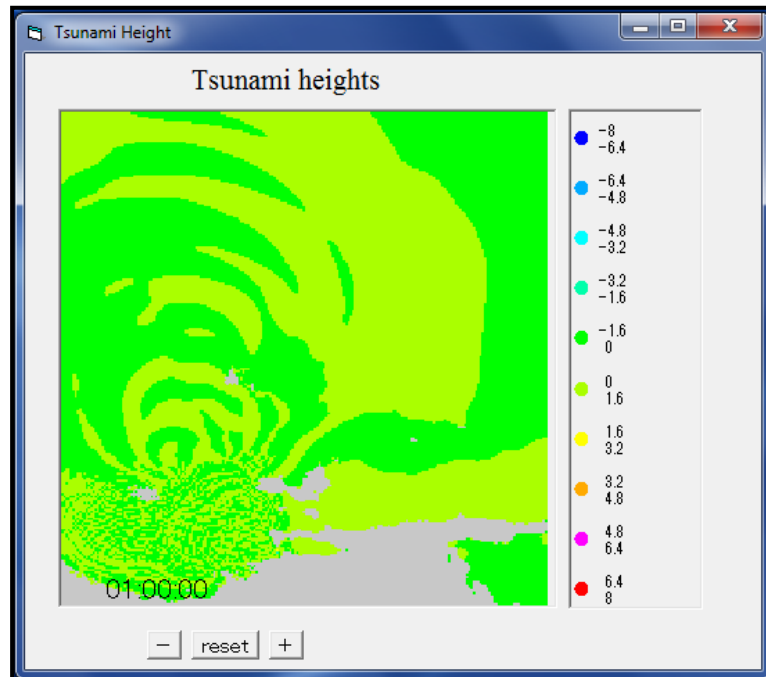
**Figura 3.7** Desplazamiento vertical y ubicación de la dislocación

Luego desde la misma ventana “Form1”, pasamos a la pestaña “TSUNAMI” donde además de algunos parámetros fijos se coloca el tiempo de procesamiento. Con el objeto de obtener un archivo para graficar los “run-up” se escoge en esta ventana la opción “Non Linear”, además se puede fijar el rango de alturas esperado de las olas y la carta de colores que las identifica (Figura 3.8)

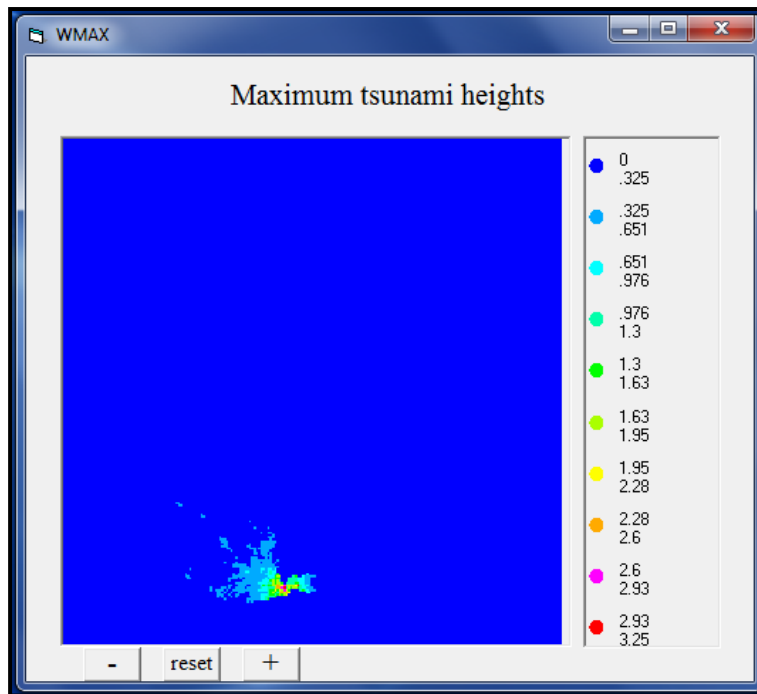
Luego de este paso se observa una gráfica que muestran la evolución en el tiempo de la propagación de las olas para el intervalo de procesamiento escogido (Figura 3.9), y finalmente se obtiene la gráfica con los rangos de alturas que resultan de la simulación (Figura 3.10)



**Figura 3.8** Ventana “Form1”. Selección de los parámetros para la simulación del tsunami



**Figura 3.9** Propagación y alturas máximas de las olas



**Figura 3.10** Rangos de alturas máximas de las olas

Este proceso se repite en cada uno de los escenarios tectónicos que se elijan para trabajar hasta llegar a obtener el producto deseado.

Los resultados de las alturas de las olas para los diferentes escenarios tectónicos que se van a plantear en el desarrollo de este trabajo y que se analizarán en el capítulo 4, permitirán estimar el impacto social sobre la población de la ciudad de Cumaná, una vez que se contrasten las alturas de las olas de inundación con la topografía de la ciudad de Cumaná, que será objeto del capítulo 5.

## CAPÍTULO 4

### Análisis de Resultados

#### 4.1 Introducción

En este capítulo se analizan cinco escenarios posibles para explicar las características del oleaje asociado al sismo del 17 de enero de 1929 que afectó a la ciudad de Cumaná, la selección de los mismos se acota dentro de los rangos de las propiedades físicas descritas para este evento: magnitud, localización y longitud de ruptura (Paige, 1930; Audemard, 1999; Mocquet, 1996; Beauperthuy, 2006; Centeno Grau, 1969) y de estudios previos en modelaje de tsunamis en la zona de estudio (Orihuela, 1989; García, 2007).

#### 4.2 Escenarios

Para el desarrollo de la presente investigación, con base en los diferentes documentos que reportan el estudio del evento ocurrido el 17 de enero de 1929 en la ciudad de Cumaná, Estado Sucre, Venezuela, se escogieron dos localizaciones epicentrales; la que reporta Paige (1930) que ubica el evento en la entrada del Golfo de Cariaco, levemente al sur de la Península de Araya y la que reporta Mocquet *et al.*, (1996), que localiza el epicentro en el interior del Golfo de Cariaco (Fig. 4.1).

Se tomaron tres magnitudes para realizar la simulación, en el entorno del valor de la magnitud reportada para este evento, que fue de 6.9 Mw, se consideraron para este estudio las magnitudes Mw 6.5, 7, y 7.5. Los parámetros de fallas (Wells and Coppersmith, 1994, Tabla 4.1) en los que se basa el programa de simulación utilizado (Mamoru Nakamura's Software) relacionan la magnitud, con la geometría de la falla, el ancho del plano de falla y el área de ruptura, deducido a partir de sismos históricos.

**Tabla 4.1.**

Parámetros de fallas usados por el programa de simulación numérica. Tomado de JICA Training course 2010-2011. Universidad Ryukyus. Japón.

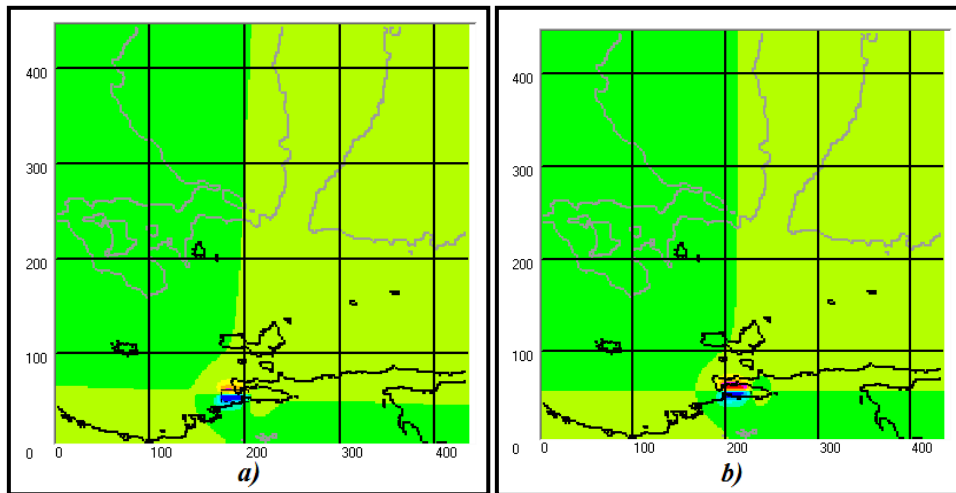
**Wells&CopperSmith,1994**

<b>All</b>								
Mw	A=W.L(km <sup>2</sup> )	A-->Mw	W(km)	W-->Mw	W (km)=A/L	L (km)	L(km)-->Mw	d (m)(Kanamori)
6.5	266.1	6.4	11.7	6.5	14.5	18.4	6.5	0.8
7.0	758.6	6.9	17.0	6.8	18.6	40.7	6.9	1.6
7.5	2162.7	7.3	24.5	7.2	24.0	90.2	7.3	3.1
8.0	6166.0	7.8	35.5	7.5	30.9	199.5	7.7	6.1
8.5	17579.2	8.2	51.3	7.9	39.8	441.6	8.1	12.0
9.0	50118.7	8.7	74.1	8.3	51.3	977.2	8.5	23.6

<b>Strike Slip (SS)</b>								
Mw	A=W.L(km <sup>2</sup> )	A-->Mw	W(km)	W-->Mw	W (km)=A/L	L (km)	L(km)-->Mw	d (m)(Kanamori)
6.5	269.2	6.5	9.9	6.4	14.8	18.2	6.6	0.8
7.0	758.6	6.9	13.5	6.7	17.8	42.7	7.0	1.6
7.5	2138.0	7.4	18.4	7.1	21.4	100.0	7.4	3.1
8.0	6025.6	7.8	25.1	7.4	25.7	234.4	7.8	6.2
8.5	16982.4	8.3	34.3	7.8	30.9	549.5	8.2	12.4
9.0	47863.0	8.8	46.8	8.1	37.2	1288.2	8.6	24.7

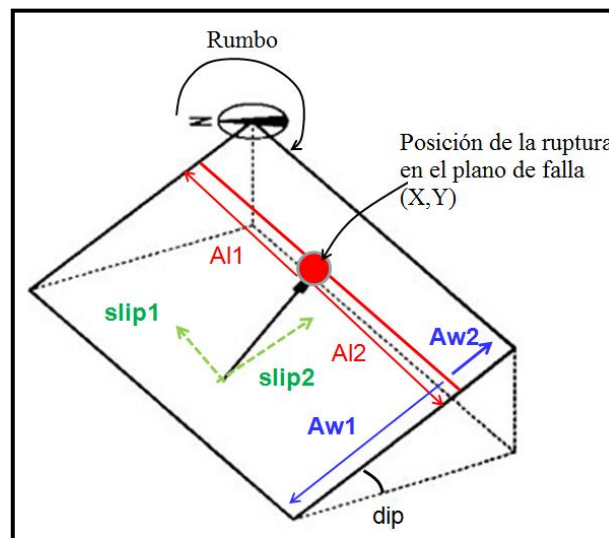
<b>Reverse (R)</b>								
Mw	A=W.L(km <sup>2</sup> )	A-->Mw	W(km)	W-->Mw	W (km)=A/L	L (km)	L(km)-->Mw	d (m)(Kanamori)
6.5	239.9	6.5	11.4	6.4	14.0	17.2	6.5	0.9
7.0	741.3	6.9	18.2	6.8	20.9	35.5	6.9	1.6
7.5	2290.9	7.4	29.2	7.2	31.3	73.3	7.3	2.9
8.0	7079.5	7.8	46.8	7.6	46.8	151.4	7.7	5.3
8.5	21877.6	8.2	75.0	8.0	70.0	312.6	8.0	9.6
9.0	67608.3	8.7	120.2	8.4	104.7	645.7	8.4	17.5

<b>Normal (N)</b>								
Mw	A=W.L(km <sup>2</sup> )	A-->Mw	W(km)	W-->Mw	W (km)=A/L	L (km)	L(km)-->Mw	d (m)(Kanamori)
6.5	288.4	6.4	13.6	6.4	16.6	17.4	6.5	0.7
7.0	741.3	6.9	20.4	6.8	24.0	30.9	6.8	1.6
7.5	1905.5	7.3	30.5	7.2	34.7	55.0	7.2	3.5
8.0	4897.8	7.7	45.7	7.5	50.1	97.7	7.5	7.6
8.5	12589.3	8.1	68.4	7.9	72.4	173.8	7.8	16.7
9.0	32359.4	8.5	102.3	8.3	104.7	309.0	8.1	36.5



**Figura 4.1** Salida del programa Mamuro Nakamura's Software, 2010.  
*a)* Localización a la entrada del golfo y *b)* localización en el interior del golfo.

Para estudiar la influencia del buzamiento, se tomaron dos inclinaciones para el plano de falla, una con el plano de falla perpendicular a la superficie, Dip  $90^\circ$  y la otra con un ligero buzamiento hacia el norte, Dip  $80^\circ$



**Figura 4.2** Conjunto de parámetros usados en el Mamoru Nakamura's Software, 2010.  
 Modificado del seminario JICA Training course, 2010-2011

Con todas estas variables se procedió a realizar las corridas con el programa de simulación de tsunamis, Tsunami Display Program (Mamuro Nakamura's Software, 2010), alimentando el mismo con un archivo de datos que contiene la batimetría de la zona de estudio obtenida de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para el modelo digital de terreno ETOPO1.

Para efectuar la simulación se plantearon cinco escenarios con combinaciones diferentes, cambiando la profundidad del evento, respetando el carácter superficial del mismo, y la ubicación en el plano de falla.

**Escenario I:** Hipocentro poco profundo, (0.1 km) y la perturbación localizada en la porción superior del plano de falla (Fig. 4.3).

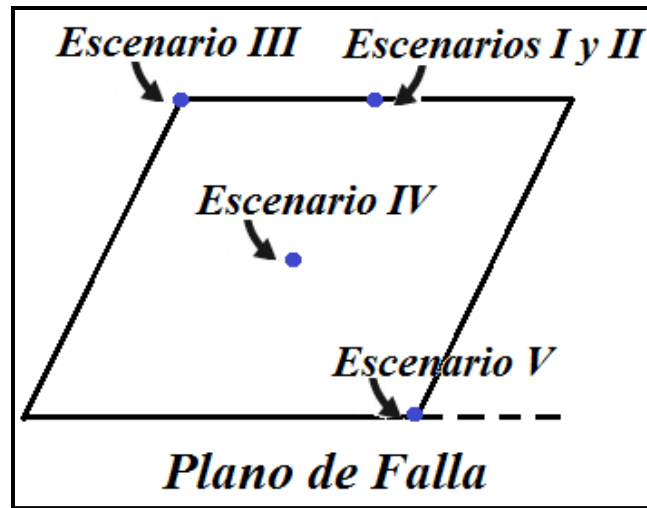
**Escenario II:** Hipocentro a 9.4 km que es el valor reportado por García (2007) para este evento y la perturbación localizada en la porción superior del plano de falla, en ambos casos se propaga la perturbación desde el centro de la ruptura hasta su extensión máxima, estimada en 30 km, Paige (1930) (Fig. 4.3).

Con el objetivo de observar la influencia de la dirección de propagación de la perturbación se tomaron otros tres escenarios con el hipocentro a 9.4 km y diferentes ubicaciones de la perturbación en el plano que representa el área de ruptura (Fig. 4.3).

**Escenario III:** Perturbación ubicada en la porción superior del plano de falla, en el extremo oeste de la ruptura.

**Escenario IV:** Perturbación ubicada en el sector medio del plano de falla.

**Escenario V:** Perturbación ubicada en el extremo este de la base del plano de falla.



**Figura 4.3** Localización de escenarios para estudiar la influencia de la dirección de propagación.

En todos los casos se hicieron las corridas del programa de simulación para las tres magnitudes 6.5 Mw, 7 Mw y 7.5 Mw y para cuatro escenarios tectónicos, estos son: escenario tectónico **A**: ruptura de falla normal pura; escenario tectónico **B**: dextral pura; escenario tectónico **C**: dextral y normal de igual valor de ruptura y escenario tectónico **D**: dextral el doble del valor de ruptura dextral que la componente normal.

Los rangos de ruptura que planteamos, están asociados a estudios previos (Orihuela, 1989) al norte de Paria donde se proponen componentes verticales máximas del orden de los 2 m, esos resultados orientaron la selección de los rangos de ruptura utilizados, además se tomó la componente normal con signo negativo para indicar la orientación inicial de la ola como una retirada de la línea de costa.

Los resultados de todas estos estudios se presentan sintetizados en las tablas 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6.

### **4.3 Análisis de Resultados**

Una condición a destacar de los resultados obtenidos para cada uno de los escenarios modelados es que en todos los casos, mientras menor es la magnitud, menores son las alturas de las olas derivadas de la ruptura.

La segunda condición a destacar, común a los escenarios en estudio, es que siempre de las dos localizaciones epicentrales que vamos a analizar, con el epicentro ubicado en la entrada del golfo de Cariaco se obtienen las mayores alturas de las olas generadas por la simulación.

#### **4.3.1 Simulación asociada a propagación centrada en el sector superior del plano de falla.**

Escenario I.

En cada uno de los escenarios los parámetros asociados a la ruptura deben ser relacionados con el modelo cortical utilizado por el programa de modelaje del tsunami (Mamoru Nakamura's Software, 2010). En este caso partimos de una información donde se establece que el hipocentro de la ruptura del terremoto del 17 de enero de 1929 está a 9.4 km, García (2007), sin embargo, existen diversos trabajos basados en los registros de daños asociados al evento y testimonios que proponen que la profundidad de ese evento fue muy superficial, Beauperthuy (2006).

Esa condición es la que motiva a que se plantee este escenario en el cual la localización del hipocentro es de 0.1 km, se colocó la ruptura junto con la deformación a muy poca profundidad lo que se fundamenta en el patrón de daños y otras características observadas en superficie.

Se observa, de la simulación realizada que las alturas máximas de las olas generadas por un tsunami en estas condiciones están entre 0.2 m y 2 m en promedio, este

último valor corresponde al escenario tectónico **D**, es decir, una ruptura rumbo-deslizante con componente normal, las menores alturas de olas corresponden al escenario tectónico **B**, sólo una ruptura rumbo deslizante sin ningún tipo de componente normal (Tabla 4.2), la componente normal es determinante, cuando se coloca solamente la componente dextral, la altura de las olas se reduce considerablemente en ambas localizaciones epicentrales obteniéndose alturas máximas de las olas de 30 cm.

Al variar el buzamiento de Dip  $90^\circ$  a Dip  $80^\circ$  se presenta un comportamiento distinto para las dos localizaciones epicentrales estudiadas, para la localización en la entrada del golfo la altura de las olas en general aumentan hasta en un 5.2 %, mientras que para el evento localizado en el interior del golfo de Cariaco, sucede lo contrario, las alturas de las olas disminuyen hasta en un 13.6 %, tiene influencia la batimetría de la zona, sin embargo para el caso con componente rumbo-deslizante pura las alturas de las olas simuladas se mantienen sin variación significativa.

Se analizan los distintos escenarios tectónicos escogidos, comenzando por el escenario **A**, se propone una ruptura normal máxima de 2.5 m. La falla de El Pilar se asocia a una falla rumbo-deslizante dextral, sin embargo como los estudios se hicieron con las condiciones extremas, para realizar el análisis se parte de un caso hipotético en el cual la ruptura fuese puramente normal, si ese fuese el caso, el rango de alturas máximas de las olas para la menor magnitud considerada, 6.5 Mw se sitúa entre 1.77 m y 1.97 m, y para la mayor magnitud considerada en la simulación 7.5 Mw, el rango de alturas de las olas están entre 1.95 m y 2.17 m, incrementándose en 40 cm lo que representa un 22.6 %, esto considerando que el plano de falla de El Pilar es completamente vertical.

**TABLA 4.2**

**Escenario I. Simulación asociada a propagación centrada en el tope del plano de ruptura.**

Profundidad 0.1km		Z_eq 0.1 Aw1=(W-0.1) Aw2=0.1 AL1=-15 y AL2=15			Rango de alturas máximas (m) Localización: S.Paige X_eq 190 Y_eq 56			Rango de alturas máximas (m) Localización: A.Mocquet X_eq 212 Y_eq 58					
Slip 1	Slip 2	Mw	A (km <sup>2</sup> )	W	Dip 90	Dip 80	Δ%	Dip 90	Dip 80	Δ%			
0	-2.5	6.5	408	13.6	1.770	1.790	1.990	1.290	1.430	1.210	1.350	-5.90	
		7	602	20.4	1.900	1.880	2.090	-1.00	1.580	1.270	1.410	-10.66	
		7.5	915	30.5	1.950	2.170	2.280	5.10	1.660	1.290	1.430	-13.64	
2.5	0	6.5	297	9.9	0.153	0.240	0.266	56.67	0.170	0.240	0.266	56.67	
		7	405	13.5	0.160	0.178	0.251	56.81	0.200	0.264	0.293	46.59	
		7.5	552	18.4	0.208	0.231	0.301	30.06	0.221	0.246	0.316	43.04	
2.5	-2.5	6.5	351	11.7	1.750	1.750	1.950	0.00	1.440	1.220	1.360	-5.50	
		7	510	17.0	1.840	2.050	2.070	1.04	1.400	1.550	1.280	1.420	-8.48
		7.5	735	24.5	1.940	2.160	2.170	0.49	1.490	1.650	1.310	1.460	-11.80
5	-2.5	6.5	351	11.7	1.780	1.750	1.950	-1.61	1.340	1.490	1.260	1.400	-6.01
		7	510	17.0	1.910	2.120	2.080	-1.72	1.460	1.630	1.320	1.460	-10.01
		7.5	735	24.5	2.000	2.220	2.340	5.21	1.530	1.700	1.340	1.490	-12.39

Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de la corrida del programa de simulación Mamoru Nakamura's Software 2010.

Para el caso en que la falla pudiese tener un leve buzamiento de  $10^\circ$  al norte, las alturas de olas pasan de entre 1.79 m y 1.99 m a un rango que va de 2.05 m a 2.28 m, cuando la magnitud cambia de 6.5 Mw a 7.5 Mw, incrementándose en 49 cm lo que representa un 27.4 %, a la vez se observa que al pasar de una inclinación a otra hay un leve aumento en la altura de las olas que se obtienen en la simulación equivalente a un promedio de 3.1 %.

Cuando pasamos al escenario tectónico **B**, las olas que se obtienen en la simulación son de menor altura, cuando el sismo pasa de magnitud 6.5 Mw a 7.5 Mw, resulta una ola cuya altura está en un rango entre 0.15 m y 0.17 m a uno que está entre 0.21 m y 0.23 m, representando en promedio un 33.3 % de aumento, para el caso del plano de falla completamente vertical y una variación en la altura de las olas simuladas de entre 0.24 m y 0.27 m a un rango que está entre 0.27 m y 0.30 m que representa un incremento del 25 %, cuando el plano de falla se inclina  $10^\circ$  al Norte, el desplazamiento vertical de la columna de agua es el que deriva en el levantamiento de la ola, si la ruptura es netamente rumbo-deslizante dextral, tiene una incidencia menor, esta condición permite prever que el modelaje al cual se enfrenta esta tesis, va a requerir, para responder a los rangos de olas reportadas para el sismo y posterior tsunami del 17 de enero de 1929, que las rupturas simuladas tengan componentes normales, en este caso estamos modelando componentes normales como componente complementaria de la ruptura rumbo-deslizante para poder explicar la formación de olas de la altura reportada en la literatura.

El escenario tectónico **C**, de ruptura vertical de 2.5 m y ruptura horizontal de 2.5 m, es un escenario en el que para una inclinación de  $90^\circ$  cuando la magnitud varía de 6.5 Mw a 7.5 Mw las alturas de las olas van a pasar de un rango entre 1.75 m y 1.95 m a otro de 1.94 m a 2.16 m correspondiente a 41 cm de aumento lo que representa un incremento porcentual de altura de 23 %. Cuando el plano de falla se inclina  $10^\circ$  al Norte, no se aprecian variaciones significativas en las alturas de las olas generadas en la simulación, la diferencia alcanza sólo el 1 % para la magnitud 7 Mw.

El escenario tectónico **D**, para el cual la ruptura es superficial y el epicentro está a poca profundidad, con una ruptura de 5 m en la componente horizontal o rumbo-deslizante y un ruptura vertical de 2,5 m, tenemos que las alturas de las olas, cuando la magnitud pasa de 6.5 Mw a 7.5 Mw, están en un rango entre 1.78 m y 1.98 m a otro entre 2.0 m y 2.22 m, aumentando en 44 cm, lo que corresponde a un incremento del 24.7 %. Si tomamos la magnitud de referencia propuesta para este evento de 6.9 Mw (Ver tabla 1.4) en este escenario tectónico que estamos analizando, la altura máxima de la ola, para la inclinación de 90°, es de 2.12 m. Todos estos rangos son únicamente los rangos para cuando la localización epicentral está ubicada en la entrada del golfo de Cariaco, que es la propuesta por García (2007), como podemos ver en este contexto la máxima altura de la ola generada por la simulación del evento del 17 de enero de 1929 en la ciudad de Cumaná, en el escenario tectónico **D** alcanza como tope 2.22 m.

Si analizamos en este mismo escenario I el caso de la ruptura localizada en el interior del golfo de Cariaco, las alturas de las olas generadas en la simulación son inferiores a las alturas de las olas obtenidas con la localización epicentral en la entrada del golfo y en ese sentido pudiésemos indicar que para el escenario tectónico **B**, las alturas de las olas simuladas tienen rangos de alturas similares en cualquiera de las dos posiciones epicentrales, esto se explica por la pequeña magnitud de la deformación de la superficie del agua, por lo tanto al ser tan pequeña tiene poca influencia en la altura de las olas generadas en la simulación.

Cuando pasamos al escenario tectónico **D**, que es una ruptura horizontal de 5 m y una vertical, normal de 2.5 m tenemos una disminución efectiva de unos 50 cm con respecto a la altura de la ola que se obtiene de la simulación cuando la ruptura se ubica en la entrada del golfo.

Cuando vamos al análisis de la inclinación del plano de falla, nos conseguimos con un patrón de comportamiento no regular, razón por la cual hay que hacer el análisis

individual para cada uno de los escenarios tectónicos, visto que las alturas de las olas más significativas se corresponden a la localización epicentral en la entrada del Golfo, hacemos el análisis únicamente para esa localización.

En el escenario tectónico **A**, para 2.5 m en la componente normal tenemos que al inclinar 10° al Norte el plano de falla hay una leve disminución de unos 2 cm (1 %) en las alturas de las olas para la magnitud de 7 Mw, mientras que para la magnitud de 6.5 Mw aumenta la altura de la ola simulada en la misma cantidad (1 %) y para la magnitud 7.5 Mw, aumenta en unos 10 cm (5 %).

Para el escenario tectónico **B**, hay un incremento en la altura de la ola simulada de unos 10 cm en promedio lo que representa un 48 % en promedio, entonces en cualquiera de los casos las diferencias en las alturas de las olas no sobrepasa los 12 cm.

En el caso de los escenarios combinados, escenario tectónico **C**, tenemos que para la magnitud de 6.5 Mw, la altura de la ola no se modifica al inclinar el plano de falla, mientras que para las magnitudes de 7 Mw y 7.5 Mw, aumenta ligeramente la altura de la ola en apenas 2 cm (1 %) y 1cm (0.5 %) respectivamente.

Cuando analizamos el escenario tectónico **D**, se observa una leve disminución en las alturas de las olas para las magnitudes de 6.5 Mw y 7 Mw que está en el orden de los 3 cm (1,6 %), mientras que para la magnitud de 7.5 Mw sucede lo contrario aumenta en unos 10 cm (5.2 %).

Otra característica que vale la pena destacar es, que para la localización epicentral en el interior del Golfo (Mocquet *et al.*, 1996) las alturas de las olas generadas en la simulación disminuyen en casi todos los escenarios tectónicos considerados, al cambiar la inclinación del plano de falla en 10° al Norte, las alturas de las olas disminuyen, excepto en el escenario tectónico **B** que mantiene el mismo

comportamiento de la localización en la entrada del golfo, donde aumentan ligeramente las alturas de las olas generadas por la simulación para todas las magnitudes, pero se mantienen siempre los mismos porcentajes de aumento.

#### Escenario II.

En el segundo escenario a ser analizado con la deformación a nivel de la superficie, igual que en el escenario anterior. Para el escenario tectónico **A**, se observa que cuando la magnitud es 6.5 Mw el rango de alturas de olas está entre 0.8 m y 0.9 m y se incrementa a un rango de entre 1.23 m y 1.37 m cuando la magnitud pasa a 7.5 m, correspondiente a unos 44 cm representando un 48 % de aumento, en este caso para la localización a la entrada del golfo de Cariaco y el plano de falla perpendicular a la superficie (Dip 90°), el incremento del hipocentro del sismo determina un descenso en la altura de las olas del orden de entre 80 cm a 1 m, con respecto al escenario I (Tabla 4.2), si la energía inicia su propagación en un nivel a 9.4 km más abajo respecto a la ruptura, tenemos un descenso general de la altura de las olas simuladas. Esta condición general de la disminución de altura de la ola se mantiene para todas las combinaciones de escenarios tectónicos, horizontales y verticales que vamos a analizar (Tabla 4.3).

En el escenario tectónico **B**, tenemos una drástica disminución en las alturas de las olas que se obtienen de la simulación y con la variación de la magnitud entre 6.5 Mw y 7.5 Mw el rango en las alturas va entre 0.21 m y 0.23 m a 0.31 m y 0.34 m respectivamente incrementándose en apenas unos 10 cm, sin llegar a alcanzar en este escenario el medio metro de altura.

Para el escenarios tectónico **C**, las alturas de olas van a estar en un rango entre 0.98 m y 1.1 m cuando el evento es de magnitud 6.5 Mw y de 1.5 m a 1.6 m cuando pasamos a 7.5 Mw de magnitud, se incrementa en 0.5 m cuando la magnitud pasa de 6.5 Mw a 7.5 Mw representando aproximadamente un 50% de aumento. Para la magnitud de

7 Mw, que es la más cercana a la magnitud reportada para el sismo estudiado, las alturas de las olas simuladas están del entre 1.2 m y 1.4 m.

En el escenario tectónico **D**, el incremento de la altura de la ola es más significativo, para 7.5 Mw de magnitud alcanza hasta 2 m en la altura de la ola, esa conducta global de incremento en la altura de la ola con el incremento de los desplazamientos horizontales y verticales al igual que en el escenario anterior, son los incrementos esperados, si se tiene mayor longitud de ruptura, mayor desplazamiento horizontal y vertical efectivo, se obtiene un mayor incremento en la altura de la ola simulada. Sin embargo a pesar de que en este caso se está colocando el hipocentro a 9.4 km de profundidad y manteniendo la ruptura superficial, tenemos una situación similar en donde las alturas de olas se están analizando para planos perpendiculares a la superficie, como máximo 2 m de altura de olas, las diferencias están en centímetros, en términos generales pudiéramos concluir que cuando la deformación asociada a este sismo, indistintamente a la profundidad, desde muy poco profundo hasta una profundidad de 9.4 km (García, 2007), la máxima altura de la ola asociada cuando combinamos componente rumbo-deslizante con componente normal la mayor altura que alcanzan las olas es 2 m.

Haciendo el análisis para la localización epicentral en el interior del golfo vemos que al igual que en el escenario I hay una disminución en las alturas de las olas generadas por la simulación del orden del 50%.

Si se realiza el análisis de la influencia de la inclinación del plano de falla, partiendo de la posibilidad de un buzamiento de  $10^\circ$  al Norte, tenemos al igual que lo dijimos anteriormente, un patrón variado, no hay una conducta estándar por lo cual hay que hacer el análisis específico para cada uno de los casos y para la localización epicentral.

TABLA 4.3

Escenario II. Simulación asociada a propagación centrada en el tope del plano de ruptura.

Profundidad 9,4km		Z <sub>eq</sub> 9.4 Aw1=-W Aw2=0 AL1=-15 y AL2=15			Rango de alturas máximas (m) Localización: S. Paige X <sub>eq</sub> 190 Y <sub>eq</sub> 56			Rango de alturas máximas (m) Localización: A. Mocoquet X <sub>eq</sub> 212 Y <sub>eq</sub> 58		
Slip 1 (m)	Slip 2 (m)	Mw	A (km <sup>2</sup> )	W (km)	Dip 90	Dip 80	Δ%	Dip 90	Dip 80	Δ%
0	-2.5	6.5	408	13.6	0.832	0.956	14.75	0.493	0.381	-22.68
		7	602	20.4	1.040	1.120	7.30	0.576	0.447	-22.45
		7.5	915	30.5	1.230	1.370	1.56	0.637	0.540	-15.24
2.5	0	6.5	297	9.9	0.209	0.233	11.56	0.131	0.184	10.7
		7	405	13.5	0.258	0.287	11.20	0.160	0.225	40.92
		7.5	552	18.4	0.308	0.342	10.15	0.189	0.265	40.35
2.5	-2.5	6.5	351	11.7	0.983	0.980	-0.16	0.447	0.495	10.70
		7	510	17.0	1.240	1.370	0.37	0.518	0.623	15.47
		7.5	735	24.5	1.470	1.630	0.65	0.593	0.658	26.06
5	-2.5	6.5	351	11.7	1.210	1.350	1.57	0.522	0.580	28.13
		7	510	17.0	1.520	1.690	1.88	0.650	0.722	26.38
		7.5	735	24.5	1.800	2.000	1.84	0.775	0.861	26.79

Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de la corrida del programa de simulación Mamoru Nakamura's Software 2010.

Partiendo del escenario tectónico **A**, la influencia del cambio de la inclinación a  $10^\circ$  Norte (Dip  $80^\circ$ ) incrementa levemente las alturas de las olas en el orden de unos 10 cm lo que representa hasta un 15 % de aumento cuando la magnitud es 6.5 Mw y un 1.6 % cuando pasamos a la magnitud de 7.5 Mw.

Si pasamos al escenario tectónico **B**, que para el caso del hipocentro superficial representaba un incremento en el tamaño de ola, que está en el orden del 11%, en este caso también se incrementa levemente la altura de la ola llegando a alcanzar casi un 12 % de aumento para la magnitud 6.5 Mw.

A los escenarios tectónicos **C** y **D**, en general se les asocia un leve incremento de la altura de la ola, cuando el plano de falla buza  $10^\circ$  con orientación Norte.

Para el caso de la localización epicentral dentro del golfo en términos generales ya observamos que las alturas se reducen a la mitad respecto a la localización en la entrada del golfo. En relación con la inclinación del plano de falla que estamos analizando, vamos a tener que para el escenario tectónico **A**, la altura de la ola sufre un descenso de hasta un 22 %, contrario a lo que ocurre con la otra localización a la entrada del golfo.

El caso del escenario tectónico **B**, **C** y **D** al igual que para la ubicación del epicentro superficial, se obtiene un incremento en la altura de la ola.

#### **4.3.2 Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de falla.**

Ahora pasamos a analizar escenarios donde se quiere observar la influencia de la dirección de propagación de la perturbación, en los escenarios I y II (Tabla 4.2 y Tabla 4.3), la deformación ocurre a nivel de piso oceánico, ahora vamos a analizar tres casos donde la perturbación no necesariamente se propaga desde el punto central

de ruptura y no necesariamente la deformación se confina al segmento superior del plano de falla, (Fig. 4.3) es de hacer notar que con estas condiciones vamos a plantear tres casos en donde el hipocentro lo ubicamos en 9.4 km según García (2007) y las restantes condiciones se mantienen igual que para los casos anteriores, es decir, dos localizaciones epicentrales, cuatro escenarios tectónicos A, B, C, y D, tres magnitudes 6.5 Mw, 7 Mw y 7.5 Mw y dos inclinaciones del plano de falla.

### Escenario III.

En el primero de estos casos, escenario III (Tabla 4.4), colocamos la perturbación en el extremo oeste del plano de falla (Fig. 4.3), de manera que la propagación es hacia el este y la deformación es superficial, comenzando por la localización epicentral en la entrada del golfo y el plano perpendicular a la superficie (Dip  $90^\circ$ ), tenemos para el escenario tectónico **A**, los rangos de alturas de olas están entre 0.5 m y 0.55 m hasta 0.66 m a 0.73 m cuando pasamos de magnitud 6.5 Mw a 7.5 Mw, en este caso a pesar de que la deformación es completamente superficial al igual que en los escenarios I y II, pero al tener el hipocentro a una profundidad de 9.4km los rangos de alturas de olas observados en la simulación son menores que cuando el hipocentro se ubica en un nivel más superficial (0.1km, escenario I).

Haciendo el análisis comparativo, cuando el hipocentro se ubica a 9.4 km y la perturbación está en el centro de la ruptura (escenario II), el rango de altura de la ola generada por la simulación va de 1.23 m a 1.37 m para la magnitud de 7.5 Mw, y en el caso actual, la altura de ola va de 0.66 m a 0.73 m experimenta un descenso, tomando los topes de los rangos, de 1.4 m a 0.7 m, esa es la influencia que está teniendo el cambio de la posición de la perturbación, lo que representa un descenso por el hecho de haber desplazado sobre la longitud de la ruptura, la posición de la perturbación del centro al extremo occidental.

El caso del escenario tectónico **B**, cuando el hipocentro está a 9.4 km y la perturbación está en el centro de la ruptura (Escenario II), tenemos que la máxima

**TABLA 4.4**

Escenario III. Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.

Profundidad 9,4km		Z_eq 9.4 Aw1=-W Aw2=0 AL1=0 y AL2=30			Rango de alturas máximas (m) Localización: S. Paige X_eq 190 Y_eq 56			Rango de alturas máximas (m) Localización: A. Mocquet X_eq 212 Y_eq 58					
Slip 1 (m)	Slip 2 (m)	Mw	A (km <sup>2</sup> )	W (km)	Dip 90	Dip 80	Δ%	Dip 90	Dip 80	Δ%			
0	-2.5	6.5	408	13.6	0.491	0.545	0.634	0.704	0.391	0.434	0.310	0.344	-20.73
		7	602	20.4	0.580	0.644	0.751	0.835	0.444	0.493	0.354	0.394	-20.18
		7.5	915	30.5	0.659	0.732	0.852	0.947	0.483	0.537	0.408	0.453	-15.59
2.5	0	6.5	297	9.9	0.125	0.139	0.191	0.212	0.0823	0.0915	0.0840	0.0936	2.19
		7	405	13.5	0.149	0.166	0.226	0.251	0.0958	0.1060	0.0984	0.1090	2.77
		7.5	552	18.4	0.190	0.211	0.258	0.287	0.1080	0.1200	0.1110	0.1240	3.06
2.5	-2.5	6.5	351	11.7	0.575	0.639	0.763	0.848	0.412	0.458	0.300	0.333	-27.24
		7	510	17.0	0.688	0.765	0.914	1.020	0.489	0.544	0.344	0.382	-29.72
		7.5	735	24.5	0.787	0.874	1.040	1.160	0.555	0.617	0.380	0.423	-31.49
5	-2.5	6.5	351	11.7	0.701	0.779	0.948	1.050	0.500	0.555	0.367	0.408	-26.55
		7	510	17.0	0.833	0.925	1.120	1.250	0.599	0.665	0.447	0.497	-25.32
		7.5	735	24.5	0.956	1.060	1.270	1.410	0.677	0.753	0.526	0.585	-22.31

Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de la corrida del programa de simulación Mamoru Nakamura's Software 2010.

altura de la ola generada en la simulación es de 0.34 m que corresponde a la magnitud de 7.5 Mw, y cuando la perturbación se coloca en el extremo occidental de la ruptura la altura de la ola desciende a 0.21 m experimentando nuevamente un descenso al desplazar la posición de la perturbación.

Pasando al escenario tectónico **C**, tenemos que para la magnitud de 7.5 Mw, el hipocentro a 9.4 km y la perturbación centrada en la ruptura (escenario II), la altura máxima de la ola generada por la simulación es 1.63 m y cuando colocamos la perturbación en el extremo occidental desciende a 0.87 m la altura máxima de la ola simulada, la disminución está en el orden de los 70 cm, en términos generales, deformación superficial con la ruptura en el extremo occidental implica un descenso sustantivo de la altura de la ola, es decir cuando se propaga la deformación en una sola dirección y se confina a nivel superficial, hay una disminución significativa del tamaño de la ola.

Si vemos ahora el escenario tectónico **D**, rompiendo de oeste a este, para la mayor magnitud de 7.5 Mw de la simulación se obtienen olas que están rondando al metro, o sea la mitad de la altura que se obtiene en el escenario II, para cuando el hipocentro está a 9.4 km la altura máxima de la ola es 2 m.

En este mismo escenario para la localización epicentral propuesta por Mocquet *et al.*, (1996) en el interior del golfo, observamos los siguientes intervalos de alturas de las olas generadas por la simulación, de 1.4 m a 1.6 m cuando el hipocentro está ubicado a 0.1 km y la perturbación se propaga desde el centro de la ruptura (Escenario I), de 0.65 m a 0.72 m cuando el hipocentro está a 9.4 km y la perturbación está centrada (Escenario II) y bajamos a un rango de 0.60 m a 0.67 m cuando la perturbación se propaga desde el extremo occidental, muy parecido el resultado que se obtiene para las alturas de olas cuando la perturbación es central que cuando es desde el extremo occidental, cuando la localización epicentral es en el interior del golfo, en todo caso

podemos observar que cuando la perturbación se propaga desde el extremo occidental de la ruptura la altura de la ola generada por la simulación se reduce.

Ahora vamos a realizar los análisis para cuando la perturbación no es superficial, se plantearon dos escenarios, el primero, escenario IV, con la perturbación desde el punto medio del plano de falla, que como sabemos tiene 30 km de longitud, determinado por estudios noetectónicos (Audemard, 1999), y un ancho que está en función de la magnitud del sismo y del modelo cortical utilizado por el programa de modelaje (Wells & Coppersmith, 1994, Tabla 4.1) y un segundo, escenario V, donde vamos a propagar la perturbación desde la base del plano de falla, (Fig. 4.3).

Como para las distintas magnitudes el tamaño del plano es mayor mientras mayor es la magnitud, no podemos decir que hay una posición promedio fija y vamos a hacer el análisis para cada magnitud con el ancho asociado.

#### Escenario IV.

La propagación de la perturbación desde el punto medio del bloque, teniendo en cuenta que al colocar la ruptura en esta posición, estamos hablando del movimiento de una sección de roca mayor y eso va a tener consecuencias en las alturas de olas simuladas, como lo vamos a describir seguidamente (Tabla 4.5).

Para el escenario tectónico **A**, el bloque va a variar su tamaño según la magnitud, para la magnitud de 6.5 Mw el ancho del bloque es de 13.6 km y el área de 408 km<sup>2</sup>, para la magnitud 7 Mw, el ancho es 20.4 km y el área es 602 km<sup>2</sup> y para 7.5 Mw el ancho es de 30.5 km y el área es 915 km<sup>2</sup>. Cuando decimos que el desplazamiento es de 2.5 km, por ejemplo, en el caso de la magnitud más cercana a la del evento que es 7 Mw, lo que estamos diciendo es, que para esos 2.5 km, la perturbación comienza a partir de 10.2 km y se propaga por un área de 602 km<sup>2</sup>. Iniciando el análisis para la localización epicentral en la entrada del golfo y para el plano de falla perpendicular a la superficie (Dip 90°), en este caso las alturas de las olas generadas por la

simulación, van a incrementarse de manera significativa, cuando pasamos de la magnitud 6.5 Mw a 7.5 Mw, la altura de la ola va de 1.3 m a 3.3 m y los valores máximos van de 1.45 m a 3.72 m, aumenta unos 2 m lo que representa un poco más de 150%, para la magnitud más cercana a la del evento, 7 Mw, las olas van de 2.1 m a 2.3 m.

Para el escenario tectónico **B**, como ha venido ocurriendo en todos los escenarios anteriormente analizados, siempre las alturas de las olas generadas por la simulación son mucho menores, aunque aumenta ligeramente respecto a los resultados de la Tabla 4.4, para la magnitud de 7 Mw, el rango de altura de olas está entre 0.25 m y 0.28 m.

Pasando al análisis de los escenarios combinados, en el escenario tectónico C, vemos que las alturas de olas generadas por la simulación para la mayor magnitud 7.5 Mw están en el rango de 2.9 m a 3.3 m y para el escenario tectónico D, las alturas de las olas que se obtienen de la simulación van a ser muy similares, siendo prácticamente iguales para la magnitud 7.5 Mw.

Al igual que en los casos anteriores para la localización epicentral en interior del golfo, los rangos de alturas de olas que se obtienen son menores que para la localización en la entrada del golfo, sin embargo las diferencias en este escenario se estrechan. En términos generales, si la perturbación se genera desde el punto medio del bloque que rompe, hay un incremento general de las alturas de las olas que se obtienen con la simulación tanto para la localización epicentral en la entrada del golfo como para la localización en el interior del mismo.

Como hemos observado en los análisis anteriores la influencia de la inclinación del plano de falla, 10° al Norte (Dip 80°), para la localización epicentral en la entrada del golfo, no presenta un patrón regular hay que analizar de manera individual en cada uno de los casos.

**TABLA 4.5**

**Escenario IV. Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.**

Profundidad 9,4km		Z_eq 9.4 Aw1=-W/2 Aw2=W/2 AL1=-15 y AL2=15		Rango de alturas máximas (m) Localización: S. Paige X_eq 190 Y_eq 56			Rango de alturas máximas (m) Localización: A. Mocquet X_eq 212 Y_eq 58							
Slip 1 (m)	Slip 2 (m)	Mw	A (km <sup>2</sup> )	W (km)	Dip 90	Dip 80	Δ%	Dip 90	Dip 80	Δ%				
0	-2.5	6.5	408	13.6	1.300	1.450	1.470	1.630	1.120	1.250	0.818	0.909	-27.12	
		7	602	20.4	2.090	2.320	1.850	2.050	1.460	1.620	0.951	1.060	-34.72	
		7.5	915	30.5	3.340	3.720	2.440	2.710	-27.05	2.110	2.340	1.930	2.140	-8.54
2.5	0	6.5	297	9.9	0.216	0.240	0.228	0.253	5.49	0.0511	0.0568	0.0744	0.0824	45.34
		7	405	13.5	0.252	0.280	0.265	0.295	5.26	0.0599	0.0666	0.0883	0.0981	47.36
		7.5	552	18.4	0.222	0.247	0.258	0.286	11.01	0.0534	0.0594	0.0824	0.0916	54.26
2.5	-2.5	6.5	351	11.7	1.140	1.270	1.280	1.420	12.05	0.993	1.100	0.772	0.858	-22.13
		7	510	17.0	1.680	1.860	1.680	1.870	0.27	1.370	1.520	1.040	1.150	-24.22
		7.5	735	24.5	2.930	3.250	2.090	2.330	-28.49	1.800	2.000	1.580	1.750	-12.36
5	-2.5	6.5	351	11.7	1.360	1.510	1.270	1.410	-6.62	1.040	1.150	0.868	0.964	-16.36
		7	510	17.0	1.690	1.880	1.640	1.830	-2.81	1.410	1.570	1.170	1.300	-17.11
		7.5	735	24.5	2.930	3.250	2.550	2.840	-12.79	2.740	3.050	2.550	2.840	-8.41

Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de la corrida del programa de simulación Mamoru Nakamura's Software 2010.

Para el escenario tectónico **A**, se presenta un incremento del rango de altura de la ola del orden del 13 % sólo para la magnitud 6.5 Mw, mientras que para las otras dos magnitudes estudiadas el rango de alturas de olas disminuye, casi en un 12 % para magnitud 7 Mw y en un 27 % para la magnitud 7.5 Mw.

Para el escenario tectónico **B**, hay un leve incremento de la altura de la ola generada en la simulación del orden de un 5 % para las magnitudes de 6.5 Mw y 7 Mw, mientras que para la magnitud 7.5 Mw el incremento llega a ser del 11 %.

En el escenario tectónico **C**, se observa un comportamiento similar al escenario tectónico **A**, donde para las magnitudes 6.5 Mw y 7 Mw, hay un leve incremento del rango de alturas de la ola generada por la simulación de 12 % y 0.27 % respectivamente, en cambio cuando pasamos a la magnitud de 7.5 Mw se observa una disminución de la altura de la ola de casi un 29 %.

Para el escenario tectónico **D**, si se observa un patrón regular, donde los rangos de altura de las olas disminuyen levemente para todas las magnitudes llegando a casi un 13 % para la magnitud 7.5 Mw.

Para la localización epicentral en el interior del golfo, la influencia del buzamiento del plano de falla en 10° al Norte, presenta un patrón más regular que para la localización en la entrada del golfo, aquí se observa que para los escenarios tectónicos **A**, **C** y **D**, las alturas de las olas generadas por la simulación disminuyen para todas las magnitudes estudiadas llegando a alcanzar un casi un 35 % para el caso de la componente normal pura (Escenario tectónico A) y la magnitud 7 Mw, mientras que para escenario tectónico B, se observa, primero que las alturas de las olas simuladas son muy bajas no llegan a 10 cm y con la inclinación del plano de falla se produce un incremento en la altura de la ola de entre 45 % y 54 % cuando pasamos de la magnitud 6.5 Mw a 7.5 Mw.

En términos generales podemos indicar, que desplazar el plano desde segmentos profundos se asocian a mayores alturas de olas al momento de simular el tsunami, tenemos un incremento de la altura de las olas generadas, respecto a la ruptura en la superficie del bloque a cuando la colocamos en el medio del bloque, que está entre 40 % y 50 %, por ejemplo para el escenario tectónico D, tenemos que las alturas de las olas generadas por la simulación están entre 2.9 m y 3.3 m, mientras que para el caso cuando la ruptura se coloca completamente superficial (Escenario I) las alturas de las olas simuladas están entre 2 m y 2.2 m. Por otra parte también observamos el mismo comportamiento que en los escenarios I, II y III, que para la localización epicentral en la entrada del golfo las alturas de las olas simuladas son mayores que para la localización epicentral en el interior del golfo.

#### Escenario V.

En este caso, vamos a propagar la perturbación desde un punto ubicado en la base del bloque y en el extremo oriental (Fig.4.3), con el objetivo de observar la influencia de la propagación, en este caso hacia el oeste, recordemos que el ancho y el área del plano que rompe va a depender de la magnitud del evento y del escenario tectónico que se esté analizando según Wells & Coppersmith, (1994), (Tabla 4.1) y el largo de la ruptura que venimos utilizando para este evento que 30 km (Tabla 4.6).

Para el escenario tectónico A, la localización a la entrada del golfo y el plano de falla perpendicular a la superficie (Dip 90°) los rangos de alturas para la ola generada por la simulación están entre 2.74 m y 3.02 m para la magnitud de 6.5 Mw y entre 2.78 m y 3.09 m cuando pasamos a la magnitud de 7.5 Mw, un incremento que alcanza casi 1.5 %. Si comparamos con los rangos de olas para este mismo escenario tectónico en la Tabla 4.3, donde la ruptura está ubicada en la superficie del plano y en el centro, observamos que hay un incremento en la altura de la ola, en el caso de la magnitud 7.5 Mw de cerca del 126 %

**TABLA 4.6**

**Escenario V. Simulación asociada a propagación en posición variable en el plano de ruptura.**

Profundidad 9,4km		Z_eq 9,4 Aw1=0 Aw2=W AL1=-30 y AL2=0			Rango de alturas máximas (m) Localización: S. Paige X_eq 190 Y_eq 56			Rango de alturas máximas (m) Localización: A. Mocquet X_eq 212 Y_eq 58								
Slip 1 (m)	Slip 2 (m)	Mw	A (km <sup>2</sup> )	W (km)	Dip 90	Dip 80	Δ%	Dip 90	Dip 80	Δ%						
0	-2.5	6.5	408	13.6	2.740	3.020	1.890	2.100	1.890	2.100	-30.74	2.210	2.460	1.480	1.650	-32.98
		7	602	20.4	2.820	3.140	1.960	2.180	1.960	2.180	-30.54	2.800	3.120	1.680	1.870	-40.03
		7.5	915	30.5	2.780	3.090	2.660	2.950	2.660	2.950	-4.43	3.030	3.370	1.910	2.120	-37.03
2.5	0	6.5	297	9.9	0.091	0.101	0.124	0.137	0.091	0.101	35.95	0.0708	0.0787	0.124	0.138	75.25
		7	405	13.5	0.757	0.841	0.661	0.734	0.661	0.734	-12.70	0.699	0.776	0.630	0.700	-9.83
		7.5	552	18.4	1.750	1.940	1.510	1.680	1.510	1.680	-13.56	1.610	1.780	1.510	1.680	-5.92
2.5	-2.5	6.5	351	11.7	2.430	2.690	1.570	1.740	1.570	1.740	-35.46	1.850	2.060	1.260	1.400	-31.97
		7	510	17.0	2.950	3.280	2.380	2.640	2.380	2.640	-19.42	2.850	3.170	1.800	1.990	-37.03
		7.5	735	24.5	4.610	5.120	2.820	3.130	2.820	3.130	-38.85	4.260	4.730	3.020	3.360	-29.03
5	-2.5	6.5	351	11.7	2.430	2.700	1.570	1.750	1.570	1.750	-35.29	1.930	2.150	1.290	1.430	-33.33
		7	510	17.0	4.410	4.900	2.990	3.320	2.990	3.320	-32.22	4.200	4.670	2.990	3.320	-28.86
		7.5	735	24.5	7.180	7.970	5.010	5.560	5.010	5.560	-30.23	6.970	7.740	5.310	5.900	-23.77

Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de la corrida del programa de simulación Mamoru Nakamura's Software 2010.

En el escenario tectónico **B**, observamos los rangos de alturas de las olas generadas por la simulación están entre 0.091 m y 0.101 m para la magnitud 6.5 Mw y entre 1.75 m y 1.94 m para la mayor magnitud 7.5 Mw que representa un drástico aumento del 1823 %.

Aunque para la magnitud de 7.5 Mw, se observa un rango de alturas de las olas significativo, para las otras dos magnitudes las alturas de olas tienen un comportamiento similar al observado en los otros escenarios, los rangos de alturas de las olas generadas por la simulación apenas alcanzan unos 80 cm, con lo cual pudiésemos decir que la componente normal es la dominante.

Comparando con los resultados para este mismo escenario tectónico, pero para la ubicación de la ruptura en el punto señalado en la Tabla 4.3 (Escenario II), para la magnitud de 6.5 Mw experimenta una disminución de entre 0.209 m y 0.232 m a 0.091 m y 0.101 m, que promedia unos 15 cm y representa un 56 %, para las magnitudes de 7 Mw y 7.5 Mw se incrementan las alturas de las olas, en el primer caso los rangos de alturas se incrementan, de entre 0.258 m y 0.287 m a 0.757 m y 0.841 m, en este caso el promedio de aumento se ubica en unos 53 cm y representa un 193 % y para la magnitud de 7.5 Mw el incremento es aún mayor, los rangos de altura están entre 0.308 m y 0.342 m y pasan a valores que están entre 1.75 m y 1.94 m, en promedio es un incremento 1.5 m y representa unos 468 % de aumento.

En el escenario tectónico **C**, tenemos que los rangos de alturas de olas están entre 2.43 m y 2.69 m para la magnitud 6.5 Mw y entre 4.61 m y 5.12 m cuando pasamos a la magnitud 7.5 Mw experimenta un incremento cercano al 90 %. Comparando con los resultados de la Tabla 4.3 (Escenario II), para este mismo escenario tectónico, se observa que para la magnitud 7.5 Mw, hay un incremento en la altura de las olas que está en 214 %.

Si observamos los rangos de olas para la magnitud 7 Mw, que es la más cercana a la del evento estudiado, vemos que el rango de altura de las olas simuladas está entre 2.95 m y 3.28 m, en comparación con el mismo escenario para la ubicación del escenario II, donde el rango de alturas está entre 1.24 m y 1.37 m, el incremento es del 138 %.

Para el escenario tectónico **D**, los rangos de alturas de las olas generadas por la simulación van de entre 2.4 m y 2.7 m para magnitud de 6.5 Mw hasta 7.18 m y 7.97 m cuando pasamos a la magnitud de 7.5 m, incrementándose en un 195 %. Cuando comparamos con los resultados para este mismo escenario tectónico, en la ubicación del escenario II, notamos que el rango de alturas de las olas aumenta en casi un 300 %.

Para la magnitud 7 Mw, los rangos de alturas de las olas simuladas están entre 4.4 m y 4.9 m, y comparando para el mismo escenario tectónico en la ubicación del escenario II, el rango está entre 1.52 m y 1.69 m, experimentando un aumento del 190 %.

Cuando cambiamos la localización epicentral al interior del golfo se observa, para todos los escenarios tectónicos analizados y para todas las magnitudes consideradas en la investigación, que los rangos de altura de las olas generadas por la simulación en general disminuyen.

También podemos observar que al inclinar el plano de falla en 10° al norte, tanto para la localización en la entrada del golfo como para la localización en el interior del golfo resulta, para esta escenario en general, en casi todos los escenarios tectónicos considerados, que los rangos de alturas de las olas generadas por la simulación disminuyen en porcentajes que van desde un 4 % hasta un 40 %, sólo para el escenario tectónico B y magnitud 6.5 Mw es que se observa un incremento, que cuando la localización es en interior del golfo y el plano está inclinado 10° al norte

alcanza un 75 % de aumento, pero para este caso los valores de alturas de olas son bajos y cualquier incremento parece significativo.

En general podemos decir que cuando la perturbación se coloca en la base del bloque que rompe (Escenario V) y se realiza la simulación para el escenario tectónico **D**, donde el área de ruptura para la magnitud de 7 Mw es 510 km<sup>2</sup> y para la magnitud 7.5 Mw el área de ruptura es de 735 km<sup>2</sup> se obtienen alturas de olas que en promedio están entre 5 m y 8 m. Estos rangos de altura pudiesen explicar los testimonios y reportes asociados al sismo y posterior tsunami ocurrido en la ciudad de Cumaná el 17 de enero de 1929, sin embargo no existen elementos neotectónicos que permitan avalar la deformación de una sección tan grande producida por un sismo, de magnitud como máximo de 6.9 Mw. De manera tal que, para que un sismo como este, con el patrón de daños conocidos en superficie haya podido romper en magnitudes del orden de metros, segmentos que alcancen los cientos de kilómetros (350 km<sup>2</sup>, 510 km<sup>2</sup> o 735 km<sup>2</sup>, según magnitud) parece difícil de explicar.

Sobre esta base se propone establecer como el escenario más probable a la ocurrencia del tsunami del terremoto de 1929 una ruptura que afectó fundamentalmente los primeros metros del sector cortical en el área del plano de falla indistintamente de si el hipocentro del evento se coloca a 9.4 km, como está reportado en el trabajo de García (2007) o si se coloca más superficial 0.1 km (Beauperthuy, 2006), en ambos casos las alturas de las olas simuladas está entre 1.5 m y 2.3 m.

## **CAPÍTULO 5**

### **Afectación en la ciudad de Cumaná del tsunami modelado**

#### **5.1 Introducción**

La ciudad de Cumaná ubicada en el estado Sucre, municipio Sucre, Venezuela, cuenta en la actualidad con una población de 358.919 habitantes lo que representa un 40.0 % del total de la población del estado Sucre (896.291 habitantes), según los datos reportados por el Instituto Nacional de Estadística (INE), Censo 2011. En este capítulo se estimará el impacto de la altura de las olas simuladas y analizadas en el capítulo anterior para la ciudad de Cumaná, en caso de ocurrir un evento sísmico con las características del que sucedió el 17 de enero de 1929.

La información se describe analizando los distintos escenarios posibles presentados en el capítulo 4, agrupados según su probable afectación a la población de acuerdo a los resultados de las alturas de olas de inundación (“run-up”) obtenidos para el escenario tectónico D (Desplazamiento horizontal de 5 m, desplazamiento vertical de 2.5 m, considerando la magnitud de 7.5 Mw y para la localización en la entrada del golfo).

El análisis para la estimación se divide en tres partes, comenzando por agrupar los escenarios posibles I, II y III, en los cuales la ruptura afecta sólo el segmento superior del plano de falla, (Fig. 4.3). En estos tres escenarios se presenta un patrón de altura de olas sobre la dislocación y olas de inundación similares, con bajo impacto a la población y edificaciones cercanas a la línea de costa, luego se presenta el análisis del escenario IV, en el cual la ruptura se inicia en el sector medio del plano de falla (Fig. 4.3), donde la máxima altura de las olas modeladas alcanza 3 metros (Tabla 4.5) en el sitio de la ruptura y la ola de inundación puede llegar hasta 1.5 metros, y por

último se presenta el análisis para el escenario V, en el cual la perturbación se coloca en el extremo oriental de la base del plano de falla, (Fig. 4.3), para este escenario la máxima altura de la ola modelada alcanza los 7 metros en el sitio de la ruptura (Tabla 4.6) y la ola de inundación puede llegar a alcanzar los 3 metros. En estos dos últimos casos se verían afectados algunos sectores de la costa norte y occidental de la ciudad de Cumaná.

## **5.2 Afectación por Escenarios I, II y III.**

La perturbación en estos tres escenarios está ubicada en la porción superior del plano de falla, el rango de altura máxima de las olas modeladas está entre 1 y 2 metros en el sitio de la deformación y la ola de inundación en estos casos llega a ser entre 30 y 70 centímetros en la línea de costa. Bajo este patrón de inundación no habría afectación importante.

En las Figuras 5.1 y 5.1a podemos observar el caso en cual la perturbación es muy superficial escenario I y donde para el escenario tectónico D, resultan alturas de las olas modeladas de hasta 2.2 m en el sitio de la ruptura (Tabla 4.2) y la altura de la ola en la costa llega a 70 cm Figura 5.1a.

En el escenario II donde la perturbación también es superficial, pero el hipocentro está colocado a 9.4 km, las olas que llegan a penetrar en la costa alcanzan una altura máxima de 30 cm y para el Escenario III, donde la perturbación se colocó en el extremo occidental de la porción superior del plano de falla (Figura 4.3), con la intención de estudiar el efecto de la dirección de propagación se observa que prácticamente no hay penetración de las olas en la línea de costa, debido a que en el sitio de la ruptura la ola alcanza una altura máxima de apenas 1.06 m (Tabla 4.4) y se va atenuando al llegar a la costa.

**Figura 5.1 Escenario I (con run-up)**

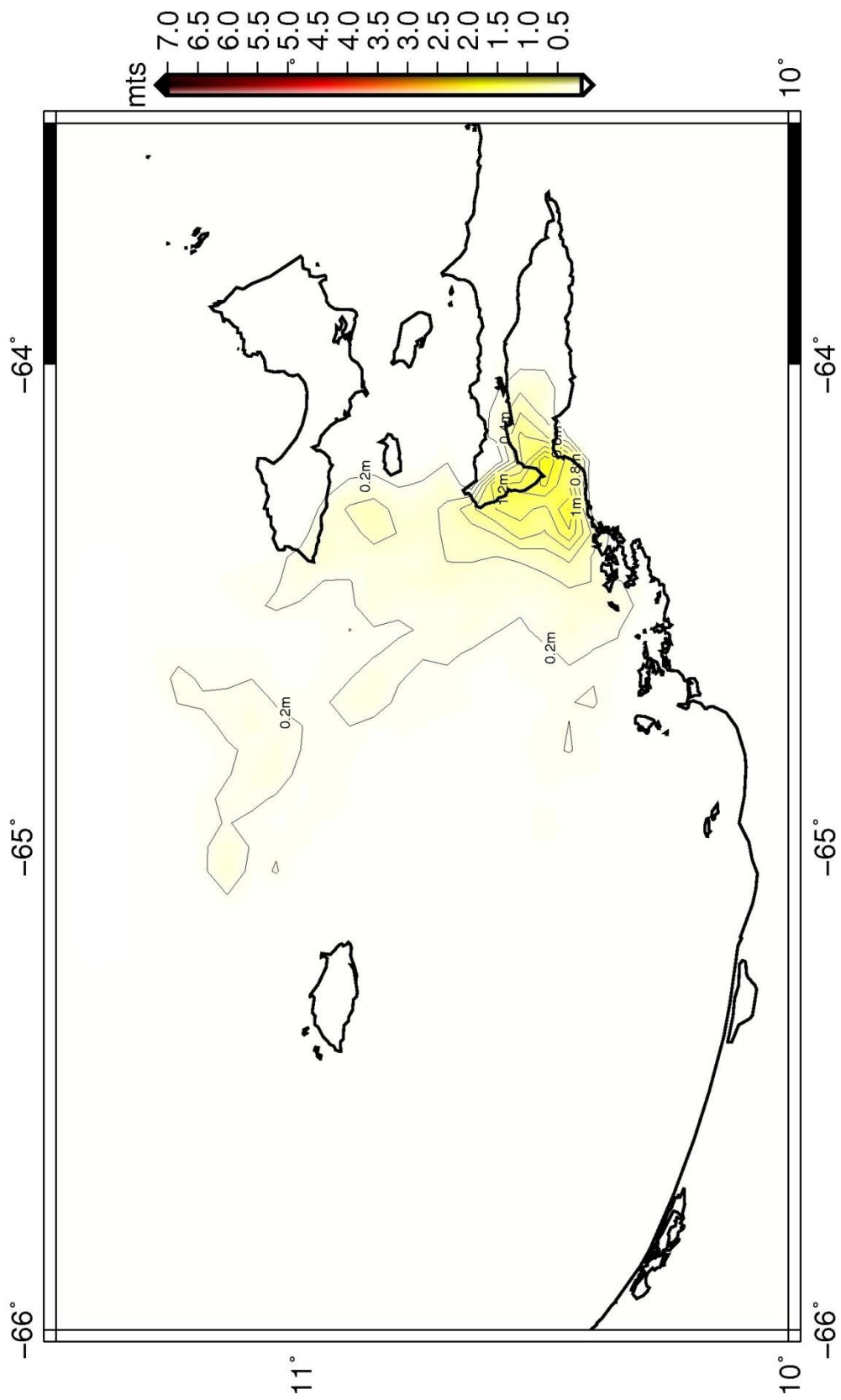
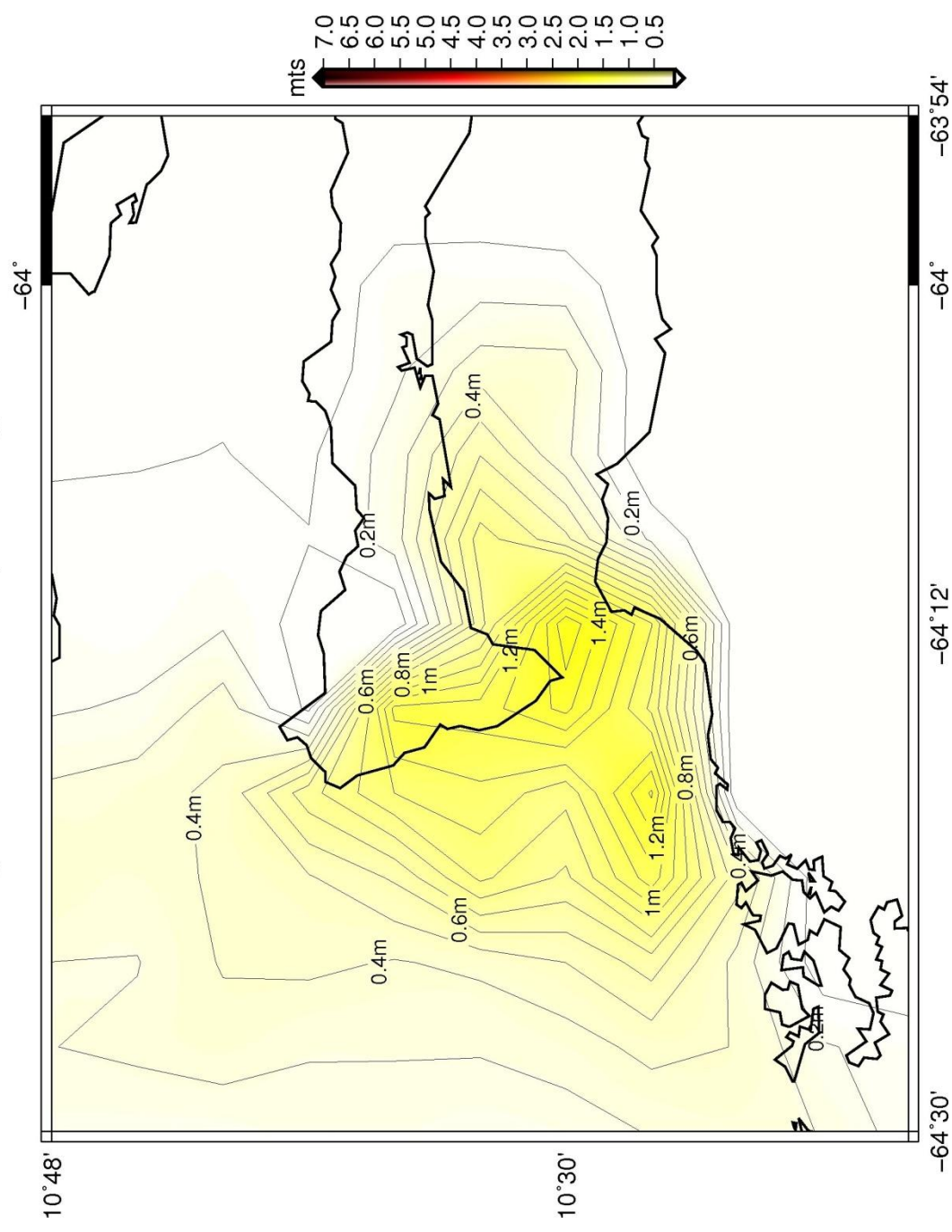


Figura 5.1a Escenario I (con run-up)



Podemos decir que de ocurrir un evento sísmico con las características descritas para estos tres escenarios, la afectación no pasaría de ser a nivel de enceres y mobiliario en las zonas costeras, sin cobrar víctimas fatales.

### **5.3 Afectación por el Escenario IV.**

Para este escenario posible se obtienen olas cuyas alturas están en un rango que va de 2.9 a 3.3 metros (Tabla 4.5), en el sitio de la ruptura, mientras que la altura de ola que inunda la costa llega a ser de 1.5 metros (Figuras 5.2 y 5.2a), por lo que con la ocurrencia de un evento de las mismas características descritas para este caso tendría un impacto físico y social en la zona.

En este escenario posible se vería afectada principalmente la costa occidental de la ciudad de Cumaná, Municipio Sucre, específicamente las edificaciones ubicadas en el Barrio el Salado, Urbanización El Dique, algunos sectores del Parcelamiento Miranda, Playa Los Uveros, Playa San Luis y con más afectación quedaría la Urbanización San Luis (Figura 5.3).

Además de la afectación a los sectores señalados, se tendría una posible afectación en la infraestructura pesquera artesanal y turística que opera en la zona, tal como ocurrió en el evento que recientemente afectó la ciudad de Iquique al norte de Chile, con registros de olas similares a los acá señalados. (Figura 5.4)

**Figura 5.2 Escenario IV (con run-up)**

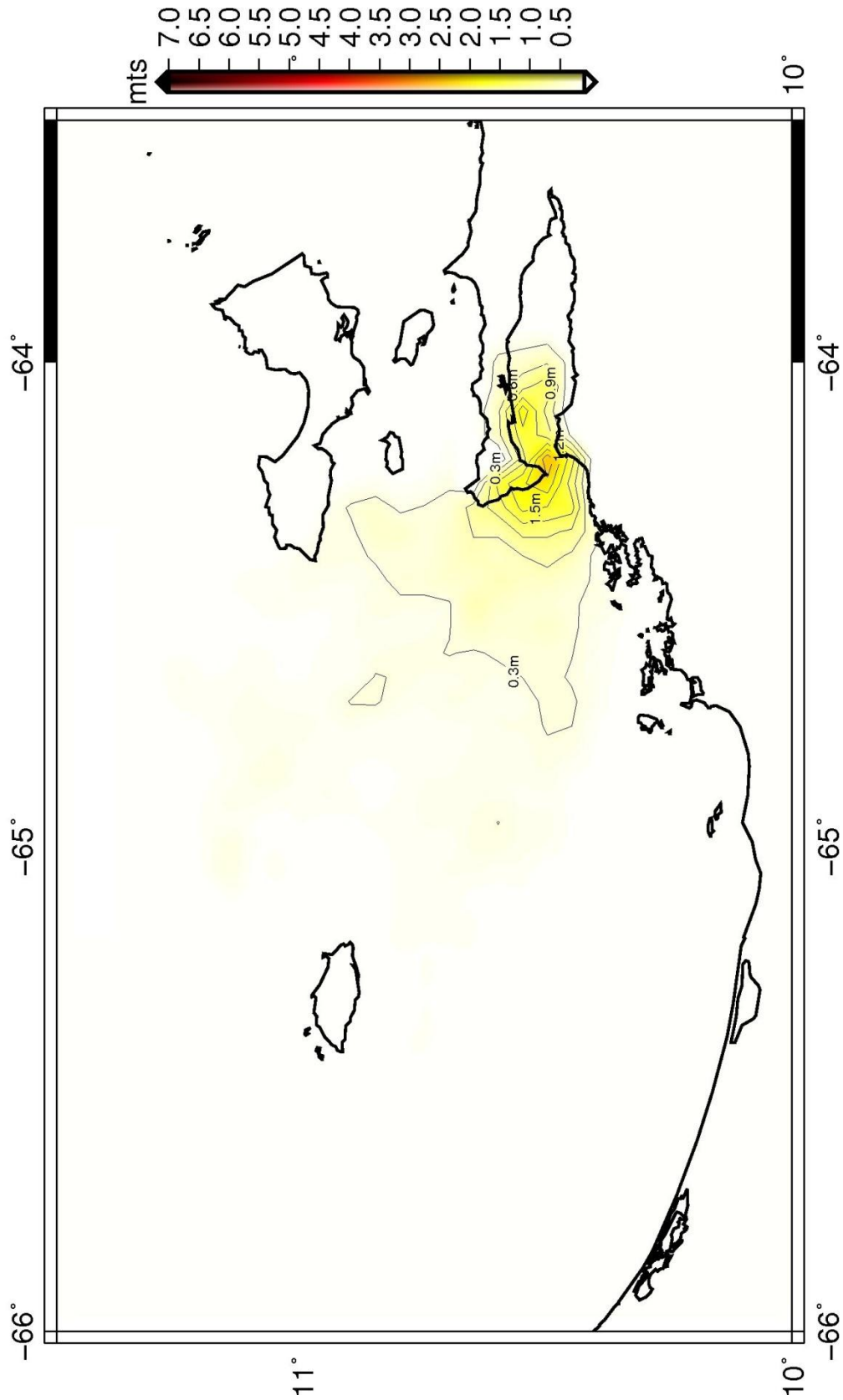
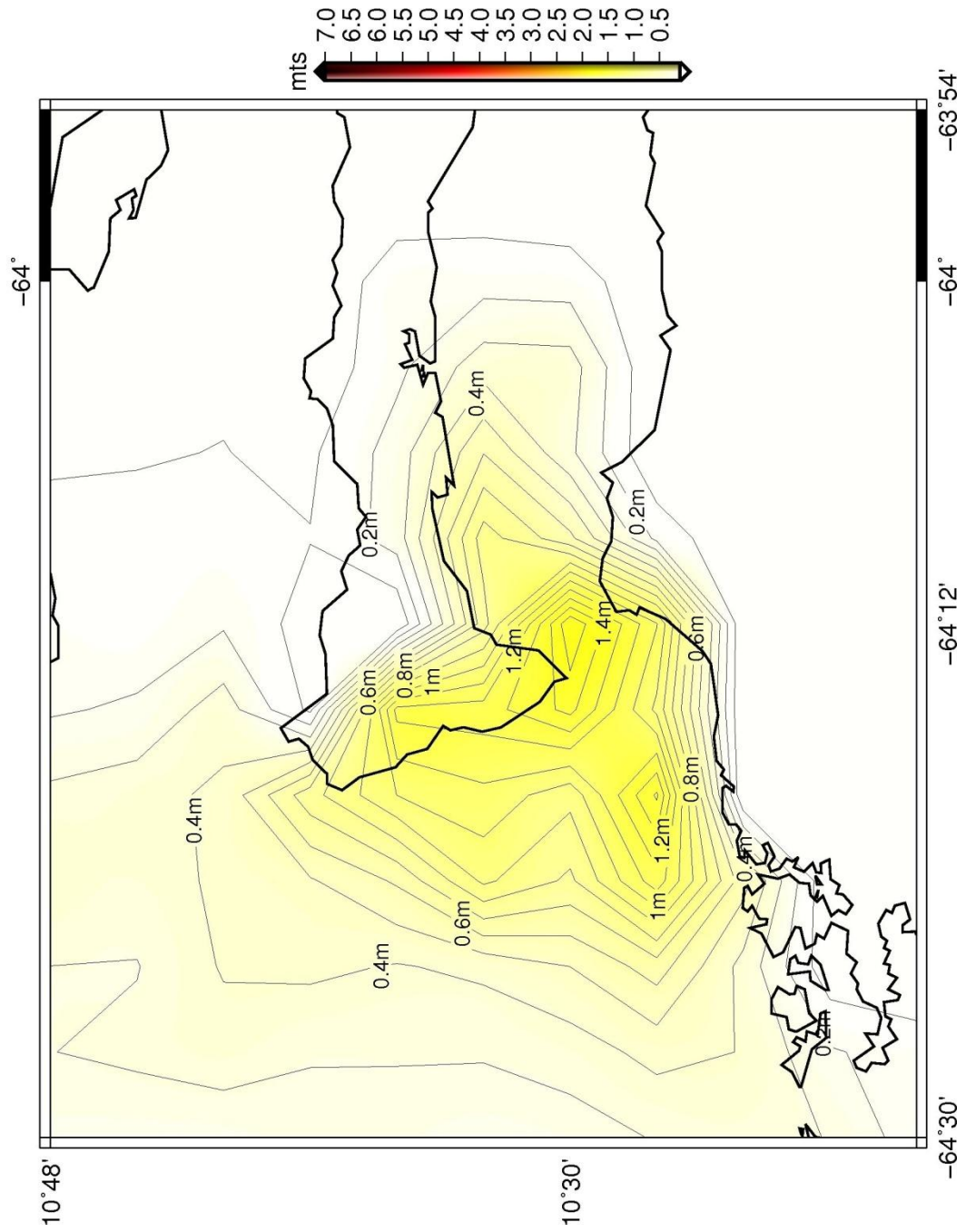
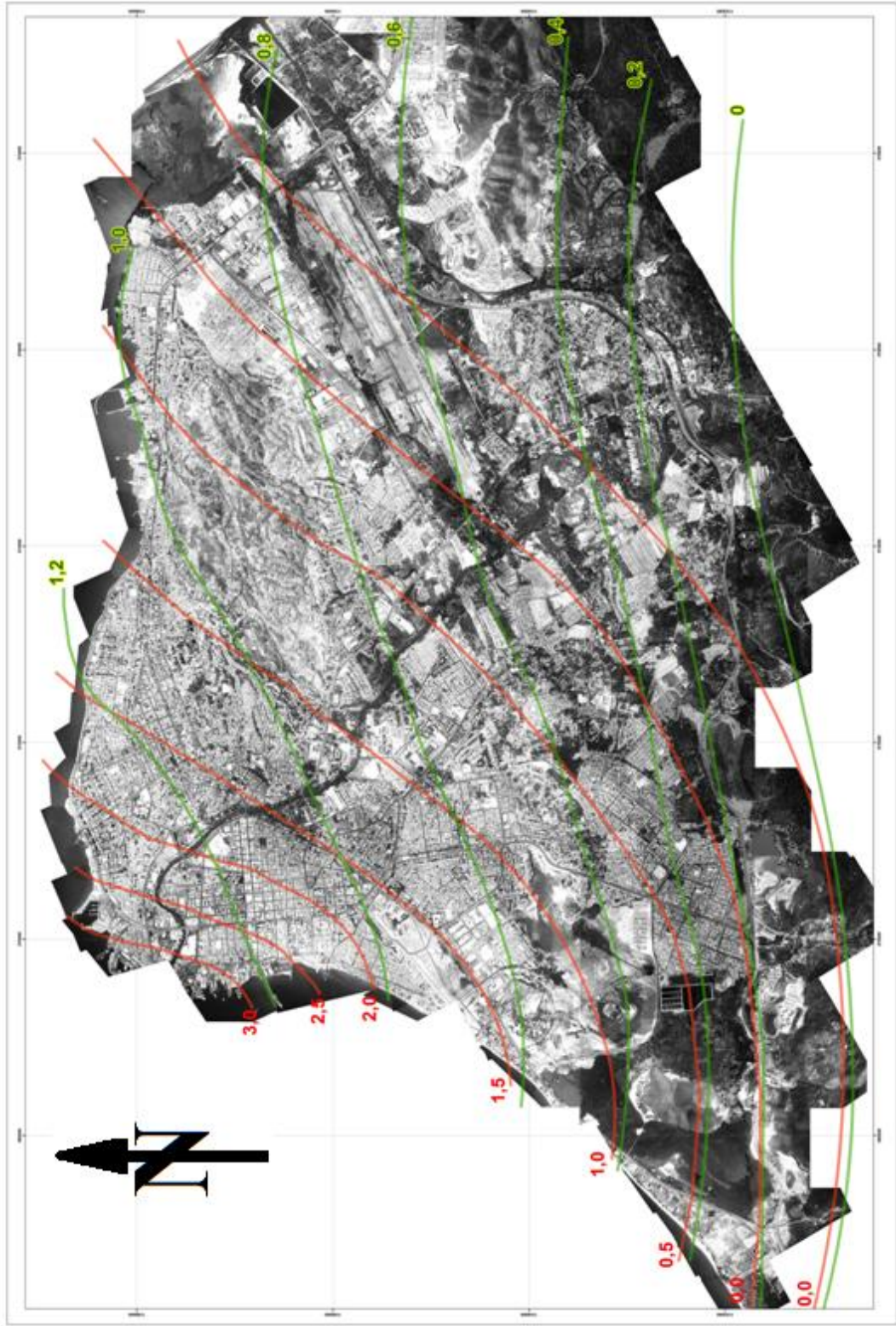


Figura 5.1a Escenario I (con run-up)





**Figura 5.3.** Ortophotomapa de la ciudad de Cumaná mostrando la huella de inundación para los Escenarios IV y V. Las líneas representan las alturas de las olas medidas en metros. Verdes para el Escenario IV y rojas para el Escenario V.



**Figura 5.4** Imágenes del daño a la infraestructura pesquera en la ciudad de Iquique. Chile 2014. Tomado de la red. [www.infobae.com](http://www.infobae.com)

#### **5.4 Afectación por el Escenario V.**

Para este escenario el rango de altura máxima de las olas modeladas está entre 7.2 y 7.9 metros (Tabla 4.6), en el sitio de la ruptura, mientras que la ola de inundación puede alcanzar hasta 3 metros lo que ocasionaría un daño importante a la población y a las edificaciones cercanas a la línea de costa dada la baja topografía de la Ciudad de Cumana.

En este caso la afectación se concentra en la parte norte y occidental de la ciudad de Cumaná, específicamente la urbanización El Dique, El Barrio El Salado, Barrio El Islote, Parcelamiento Miranda, El Museo Gran Mariscal de Ayacucho, la urbanización Bermúdez, también la urbanización San Luis, el Barrio Universitario y a Laguna Los Patos. (Figura 5.3)

## **5.5 Impacto social para el Escenario V**

### **5.5.1 Introducción**

El estado Sucre en el oriente venezolano, en su ordenamiento territorial cuenta con quince (15) municipios y cincuenta y cinco (55) parroquias, el municipio Sucre en particular, donde se ubica la ciudad de Cumaná, está dividido en siete parroquias: Altagracia, Ayacucho, Santa Inés, Valentín Valiente, San Juan, Raúl Leoni y Gran Mariscal.

Es importante destacar que la información estadística de población, edificaciones y sus usos, para la poligonal de afectación establecida en la Figura 5.6, por parroquia fue calculada y suministrada por el Instituto Nacional de Estadística (INE) con base en la información primaria (datos por edificación) del Censo Nacional realizado en año 2011.

Para el escenario V las áreas que se verían afectadas por las olas de inundación (Figuras 5.5 y 5.5a) abarcan zonas de cuatro de las siete parroquias del municipio Sucre, a saber las parroquias: Altagracia, Ayacucho, Santa Inés y Valentín Valiente. La ola de inundación afectaría sólo el extremo norte y occidental de estas cuatro parroquias. La poligonal que concentra las zonas de afectación o los centros poblados que se encuentra dentro de la huella de inundación de este tsunami se puede observar en la Figura 5.6. Del total de la población del municipio Sucre, 358.919 habitantes, 86.598 habitan dentro de la poligonal de afectación (datos suministrados por el INE), lo que representa un 24 % de la población del municipio.

**Figura 5.5 Escenario V (con run-up)**

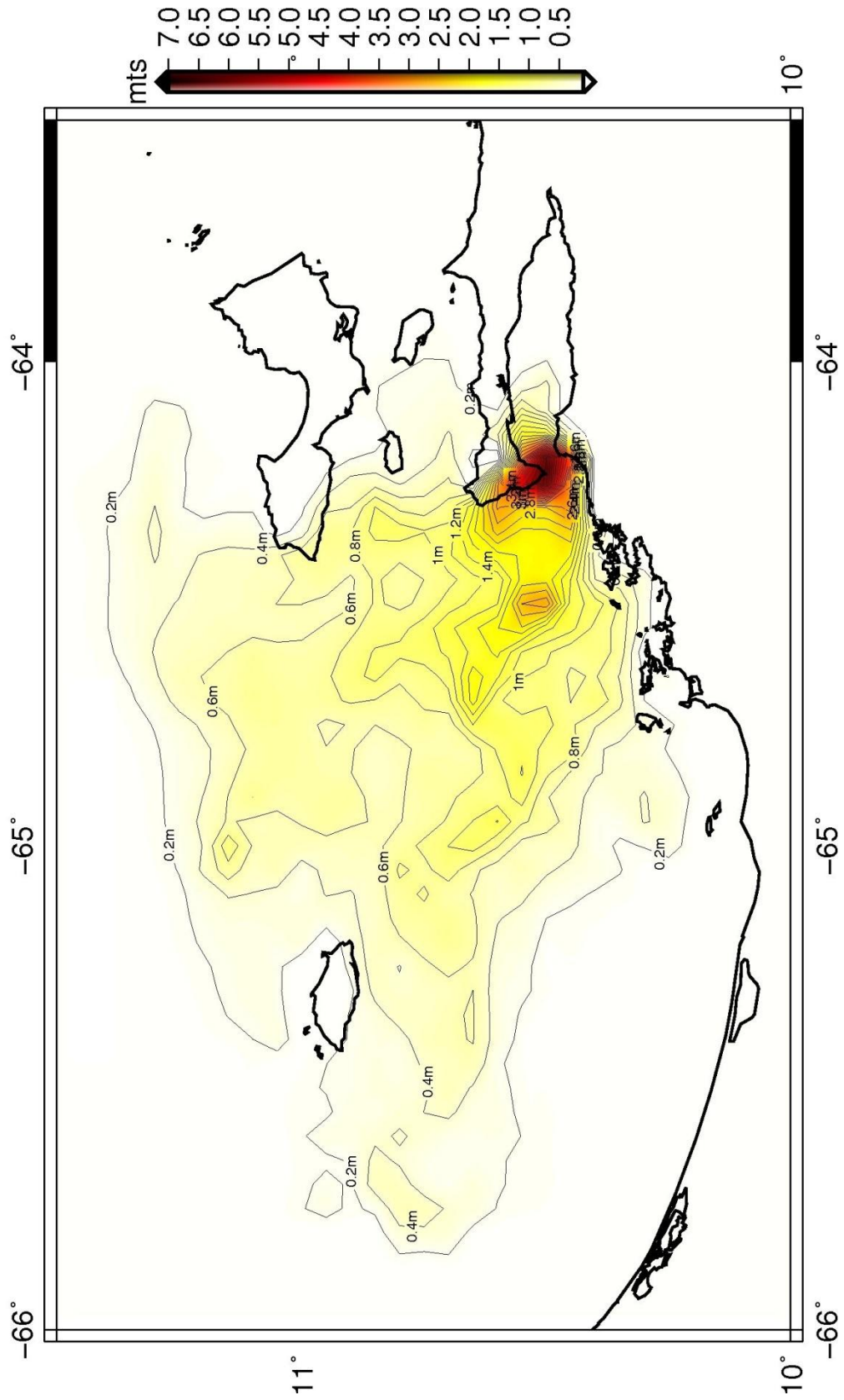
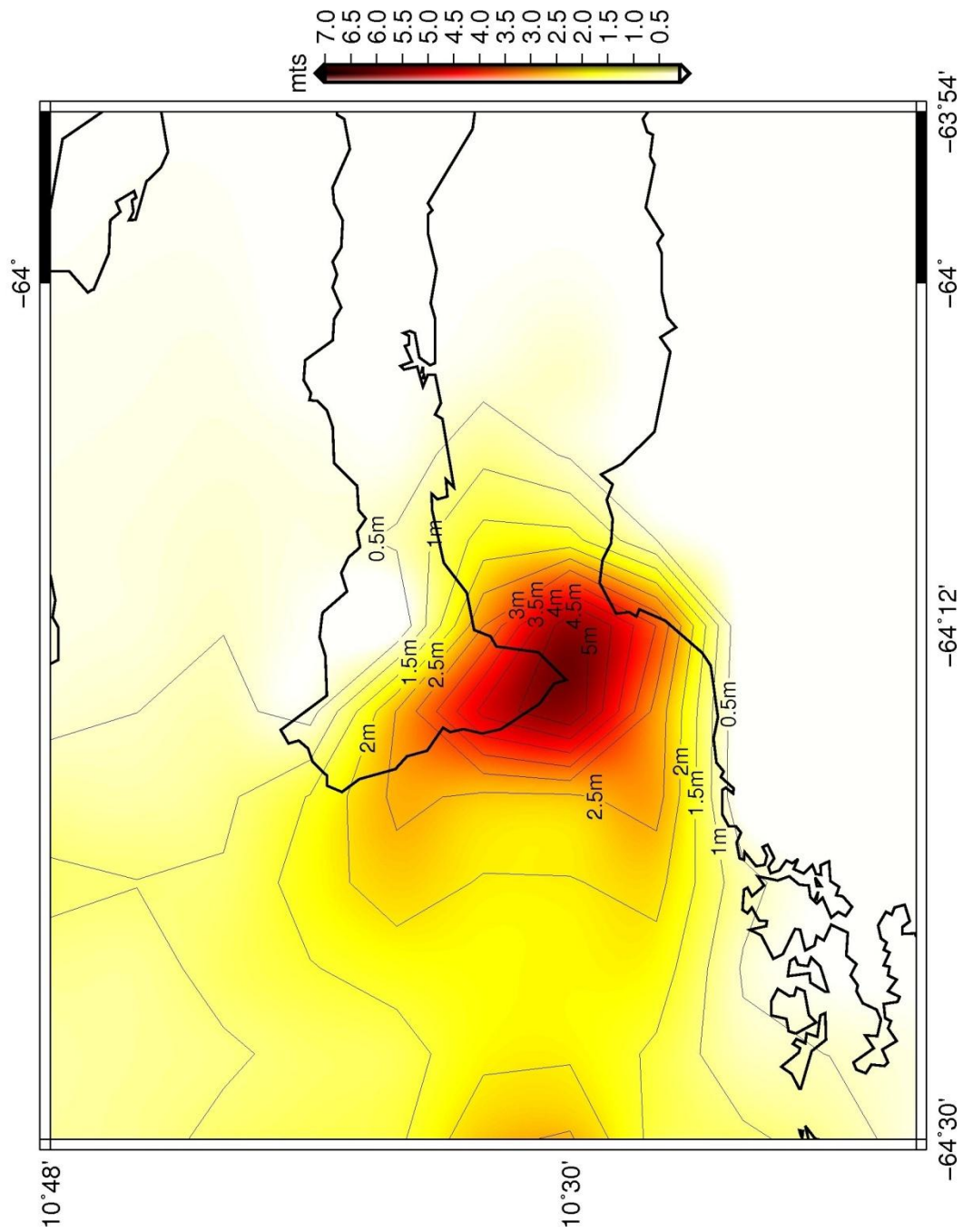
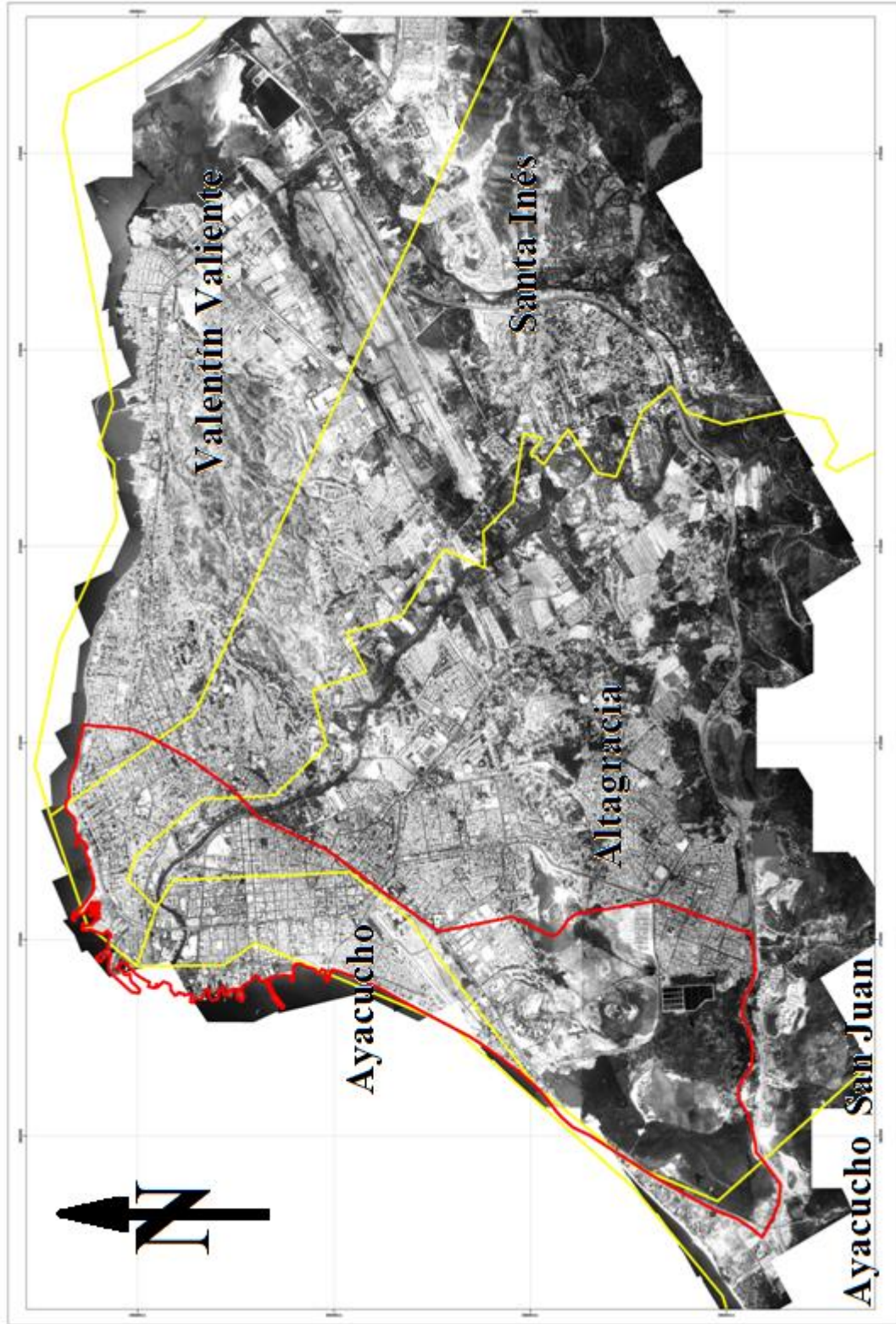


Figura 5.5a Escenario V (con run-up)





**Figura 5.6.** Ortofotomapa de la ciudad de Cumaná donde se muestra las parroquias del municipio Sucre y la poligonal que concentra la zona de afectación para el Escenario V

Vamos a concentrar la atención de la estimación de afectación de los sectores que de esas parroquias están localizados en la poligonal de la Figura 5.6 y que están establecidas como las zonas que se encuentran localizadas a alturas inferiores a la altura de la ola de inundación por lo tanto serían sectores donde el agua alcanzaría alturas que superan las cotas locales.

El estudio lo vamos a efectuar considerando fundamentalmente tres parámetros de análisis, primero focalizamos la atención en la cantidad de habitantes afectados, diferenciando en esta población, los que vamos a identificar como población más vulnerable y en este segmento vamos a incluir a los niños menores de 10 años y los adultos mayores de 80 años, en segundo lugar vamos a analizar la afectación a nivel de infraestructura, edificaciones destinadas a viviendas que se verían afectadas por la ocurrencia del tsunami modelado y por último contabilizaremos la afectación a las edificaciones especiales (escuelas, instituciones religiosas y militares, hoteles, etc) ubicadas dentro de la poligonal, vamos a realizar este análisis para cada una de las cuatro parroquias mencionadas.

### **5.5.2. Afectación según la población.**

La parroquia Altagracia, concentra 145.438 habitantes de los cuales 32.733, el 22.5 % se encuentra dentro de la poligonal de afectación, de este total 5.590, son niños menores de 10 años, lo que representa un 17 %, y 470 personas son adultos mayores de más de 80 años, lo que representa un 1.4 % en total para la parroquia, con lo cual la población más vulnerable representa un 18.4 % del total de los habitantes.

La parroquia Ayacucho con un total de 38.522 habitantes concentra dentro de la poligonal de afectación 28.428 habitantes, lo que representa el 73.8 % de la población de esta parroquia, con lo cual sería la parroquia más afectada del municipio Sucre. Del total de población, 4.521 son niños menores de 10 años, el 15.9 % y 562 son

adultos mayores de más de 80 años, el 2 % de la población, lo que indica que en esta parroquia la población más vulnerable representa un 17.9 % del total de la población que se encuentra dentro de la poligonal de afectación.

La parroquia Santa Inés cuenta con una población de 69.716 habitantes, de los cuales 18.338 habitantes, lo que representa el 26.3 % del total de habitantes de la parroquia están dentro de la poligonal de afectación, de este total 2.863, o sea el 15.6 %, son niños menores de 10 años y 366, el 2 % de los habitantes de la parroquia son adultos mayores de más de 80 años, lo que representa para esta parroquia un total de 17.6 % para la población más vulnerable. Finalmente la parroquia Valentín Valiente, con un total de 63.623 habitantes tiene 7.099 habitantes dentro de la poligonal de afectación representando el 11.2 % de la población de la parroquia, de los cuales 881, el 12 %, son niños menores de 10 años y 216, el 3 %, son adultos mayores con más de 80 años, así para esta parroquia la población más vulnerable representa el 15 % del total de sus habitantes.

En total en estas cuatro parroquias se concentra una población de 317.299 habitantes de los cuales dentro de la poligonal de afectación están 86.598 habitantes y de estos la población más vulnerable entre niños menores de 10 años y adultos mayores con más de 80 años la constituyen 15.499 habitantes que representan un 18 % del total de la población para estas cuatro parroquias dentro de la poligonal y un 5 % de la población total de las mismas.

### **5.5.3 Afectación según el tipo de vivienda.**

A nivel de edificaciones vamos a realizar el análisis identificando tres tipos de viviendas, estas son quintas, casas y apartamentos, incluidos aquí los apartamentos ubicados en quintas o casa quintas, (distinción hecha por el INE, Censo 2011)

Es de indicar que dentro de las zonas de la poligonal de afectación para las parroquias Altagracia, Ayacucho, Santa Inés y Valentín Valiente, al encontrarse la ola de inundación por arriba de la altura local se puede prever que la zona quedaría inundada y las edificaciones, en el caso de que sean tipo casa o ranchos tendrán un nivel de afectación superior a que si las edificaciones fueran tipo apartamentos ubicados en edificios, razón por la cual es conveniente hacer el análisis posterior con relación al tipo de vivienda dentro de la poligonal que estamos considerando.

En la parroquia Altagracia se encuentran dentro de la poligonal de afectación un total de 276 viviendas tipo quintas, 5.754 tipo casa y 321 tipo apartamento, lo que representa respectivamente el 3.7 %, el 77.4 % y el 4.3 % del total de viviendas de la parroquia Altagracia, se observa que para esta parroquia la poligonal de afectación concentra el 22.5 % de la población, el porcentaje de viviendas distribuida entre quintas, casa, y apartamentos alcanza el 85.4 % de la totalidad de las edificaciones de esta parroquia, y un 13.8 % corresponde a viviendas de otro tipo, incluidas las tipo rancho lo que puede incrementar la vulnerabilidad de la población que podría estar afectada como consecuencia del tsunami modelado.

En el caso de la parroquia Ayacucho nos encontramos con una distribución de 139 quintas, 4.716 casa y 1.123 apartamentos, representando el 2.2 %, el 76.1 % y el 18.1 % respectivamente del total del tipos de viviendas de la parroquia Ayacucho, la poligonal de afectación concentra el 73.8 % de la población ocupando un 96.4 % de edificaciones consolidadas y sólo un 3.6 % del total de viviendas de la parroquia corresponde a viviendas de otro tipo.

En el caso de la parroquia Santa Inés tenemos 267 quintas, 2.812 casas y 719 apartamentos, representando el 6.4 %, el 67.5 % y el 17.3 % respectivamente del total de viviendas de la parroquia, lo que representa 91.2 % y 8.8 % lo constituyen viviendas de otro tipo.

En el caso de la parroquia Valentín Valiente tenemos 500 quintas, 461 casas y 1.122 apartamentos representando el 23.9 %, el 19.9 % y el 53.6 % respectivamente del total de viviendas de esta parroquia, representando 97.4 % y el 2.6 % restante son viviendas de otro tipo.

Podríamos indicar que dentro de la poligonal de afectación para el escenario V se encuentran 1.182 quintas, 13.743 casas y 3.285 apartamentos, el porcentaje de las viviendas consolidadas (quintas, casas y apartamentos) representa el 91.5 %, del total de la viviendas, y solamente un 8.5 % de las viviendas entrarían en el rango de viviendas de otro tipo, lo que incluye las tipo rancho.

En resumen dentro de la poligonal de afectación para las cuatro parroquias del municipio Sucre, nos encontramos con una población total de 86.598 habitantes que ocupan 18.210 viviendas consolidadas lo que representa un aproximado de 5 habitantes por vivienda.

**Tabla 5.1**

Resumen de la población y tipo de vivienda de las parroquias del municipio Sucre, de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, Venezuela, dentro de la poligonal de afectación con base en el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE)

Parroquia	Población Total	Población vulnerable		Tipo de vivienda		
		<10 años	>80 años	Quinta	Casa	Apartamento
Altagracia	32.733	5.590	470	276	5.754	321
Ayacucho	28.428	4.521	562	139	4.716	1.123
Santa Inés	18.338	2.863	366	267	2.812	719
V. Valiente	7.099	881	216	500	461	1.122
Total	86.598	13.855	1.614	1.182	13.743	3.285

#### 5.5.4 Afectación a edificaciones esenciales y críticas.

Según los datos del Censo 2011 se localizan dentro de la poligonal de afectación las siguientes edificaciones esenciales y críticas, 9 hoteles en total distribuidos se la siguiente manera, 1 en la parroquia Altagracia, 7 en la parroquia Ayacucho y 1 en la parroquia Santa Inés, también se localizan 10 residencias estudiantiles, 8 en la parroquia Altagracia y 2 en la parroquia Ayacucho, 1 hospital localizado en la parroquia Santa Inés, 2 asilos, 1 en la parroquia Altagracia y 1 en la Ayacucho, 2 instituciones militares, 1 en la parroquia Altagracia y 1 en la parroquia Ayacucho.

Es de hacer notar que dentro de la poligonal de afectación no se localiza ninguna institución educativa ni tampoco centros penitenciarios.

**Tabla 5.2**

Resumen de las edificaciones especiales de las parroquias del municipio Sucre, de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, Venezuela, dentro de la poligonal de afectación con base en el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadística (INE).

Tipo	Instalaciones Esenciales			Instalaciones Críticas			Otro Tipo
	Hospitales	Instituciones Militares	Institutos de enseñanza	Residencias estudiantiles	Instituciones Penitenciaria	Hoteles, Moteles y pensiones	
Altagracia	0	1	0	8	0	1	3
Ayacucho	0	1	0	2	0	7	1
Santa Inés	1	0	0	0	0	1	4
V. Valiente	0	0	0	0	0	0	1
Total	1	2	0	10	0	9	9

## CONCLUSIONES

Posterior a la investigación en diferentes catálogos, con la intención de conocer los eventos sísmicos con potencial tsunamigénico en Venezuela, se escogió la ciudad de Cumaná por ser la región que presenta mayor frecuencia de este tipo de eventos y en particular el sismo del 17 de enero de 1929 por ser el que está más documentado y referenciado por unos cuantos autores.

Con el conocimiento del marco geológico regional se pone en evidencia la dinámica de la interacción entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana que da origen a los procesos geológicos que se presentan en el oriente venezolano, donde se ubica la ciudad de Cumaná.

El programa de modelaje escogido (Mamoru Nakamura's Software) para realizar la simulación numérica del tsunami producido luego del sismo del 17 de enero de 1929 en la ciudad de Cumaná es un software con el cual se obtienen resultados en corto tiempo, lo que permite realizar una gran cantidad de pruebas variando los parámetros involucrados en el procesamiento.

Luego del análisis de los resultados y la estimación del impacto que produciría la ocurrencia, en la ciudad de Cumaná de un evento como el sismo del 17 de enero de 1929, podemos concluir:

- 1.- De las dos localizaciones epicentrales utilizadas en el presente trabajo la ubicada en la entrada del golfo de Cariaco genera olas de mayor altura que cuando la ubicación está en el interior del golfo.

2.- Los rangos de alturas de olas producidas por la dislocación en el sitio de la ruptura están entre 1 metro y 8 metros, para la localización en la entrada del golfo de Cariaco.

3.- Los rangos de alturas de las olas de inundación, (run-up) en la línea de costa están entre 1,5 metros y 3 metros, para la localización en la entrada del golfo de Cariaco.

4.- Cuando la dislocación se produce en el segmento superior del plano de falla las olas que se producen en el sitio de la ruptura alcanzan 2 metros de altura, y la ola de inundación (run-up) alcanza alturas entre 30 y 70 centímetros.

5.- Cuando la dislocación se produce en segmentos más profundos del plano de falla, el tamaño del área que se mueve es mayor lo que genera olas de hasta 8 metros en el sitio de la perturbación y la ola de inundación llega a alcanzar hasta 3 metros de altura en la línea de costa.

6.- Producto de las olas modeladas en este trabajo, las alturas con potencial daño a la ciudad de Cumaná se concentran en las zonas norte y occidental de la ciudad, afectando a las poblaciones ubicadas en: el barrio El Salado, barrio El Islote, laguna Los Patos, el Museo Gran Mariscal de Ayacucho, la urbanización El Dique, algunos sectores del Parcelamiento Miranda, playa Los Uveros, playa San Luis y la urbanización San Luis.

7.- En el que hemos denominado el escenario extremo (Escenario V, escenario tectónico D), los daños se concentran en una poligonal que abraza parcialmente las parroquias Valentín Valiente, Santa Inés, Altagracia y Ayacucho, del municipio

Sucre en donde se contabiliza la afectación en un total 18.210 unidades habitacionales y una población de 86.598 habitantes, de los cuales la población más vulnerable constituida por niños menores de 10 años y adultos mayores de más de 80 años, sería 15.469 habitantes, lo que representa un 18% del total.

8.- A pesar de que no estamos ante un modelaje que genere un levantamiento de olas como las reportadas en los documentos históricos, con alturas de olas de entre 6 y 8 metros, este estudio evidencia que se debe considerar el impacto a las viviendas y edificaciones adyacentes a la línea de costa de la zona de afectación sin descartar que olas de mayor altura a las modeladas pudieran producirse si la dislocación ocurre en otra posición geográfica.

## RECOMENDACIONES

Ampliar esta investigación probando tanto los escenarios trabajados en este estudio como otros posibles escenarios, con software que utilice otro modelo cortical, que incorpore el estudio de rebotes en costa, que permitan simular posiciones dentro de golfos como el de Cariaco y la influencia del buzamiento del plano de falla.

A fin de reducir significativamente la vulnerabilidad ante una amenaza de origen natural, como el evento descrito en este trabajo, es necesaria la participación de las autoridades competentes, específicamente las del estado Sucre, para impulsar políticas de reordenamiento del territorio, gestionando que las edificaciones esenciales (escuelas, hospitales, edificaciones gubernamentales, estaciones de bomberos, defensa civil, entre otras) no se encuentren dentro de las zonas de alto riesgo y de identificar alguna edificación en situación de riesgo, procurar su reubicación a zonas más seguras, contribuyendo además a reducir el costo de rehabilitación y reconstrucción.

Ante la ocurrencia de un tsunami, la mejor opción para minimizar el impacto y reducir la pérdida de vidas, bienes y propiedades, es que se implementen planes de autoprotección, educando a la población, sobre todo la ubicada en las zonas costeras correspondientes a las parroquias Altigracia, Ayacucho, Santa Inés y Valentín Valiente del municipio Sucre en la ciudad de Cumaná.

Implementar simulacros de desalojo de las zonas costeras en las parroquias Altigracia, Ayacucho; Santa Inés y Valentín Valiente del municipio Sucre, con ejercicios regulares y que las edificaciones de más de tres pisos, adyacentes a la línea

de estas costas sirvan de refugio temporal. Adicionalmente es recomendable la construcción de torres de tsunamis.

Capacitar permanentemente al personal de los organismos con competencia, en las zonas mencionadas, para dar respuesta ante la ocurrencia de tsunamis.

Contar con un inventario de la infraestructura pesquera y turística de la zona de afectación para poder medir el impacto y cuantificar los daños a la misma.

## Referencias Bibliográficas.

- ASTE, E, A. (2003). *Optimización Sistema Regional de Alerta de Tsunamis en Perú Mediante la Detección Temprana y la Simulación Numérica*. Tesis de grado, Centro de Investigación Superior de Ensenada, B. C. México. 81 pp.
- AUDEMARD, F. (2007). *Revised seismic history of the El Pilar fault, Northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results*. Journal of Seismology DOI 10.1007/s10950-007-9054-2
- AUDEMARD, F., BECK, C., MOERNAUT, J., DE RYEKER, K., DE BATIST, M., SÁNCHEZ, J., GONZÁLECHEZ, C., VERSTEEG, W., MALAVÉ, G., SCHMITZ, M., VAN WELDEN, A., CARRILLO, E., y LEMUS, A. (2007). *La depresión submarina de Guaracayal. Estado Sucre, Venezuela: Una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla de El Pilar*. Interciencias Nov, Vol 32 N° 11
- AUDEMARD, F. (2006). *Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earthquake on the El Pilar fault northeastern Venezuela*. Tectonophysics 424 19-39.
- AUDEMARD, F., ROMERO, G., RENDON, H. y CANO, V. (2005). *Quaternary fault kinematics and stress tensor along the southern caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions*. Earth-Science Reviews 69. 181-233.
- AUDEMARD, F. y RODRÍGUEZ, J. (2003). *Sobrestimaciones y limitaciones en los estudios de sismicidad histórica con base en casos venezolanos*. Revista Geográfica Venezolana, Vol. 44(1) 2003.
- AUDEMARD, F. (1999). *Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento de tierra de la falla El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de los primeros resultados paleosísmicos*. IV Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida 12-14 de mayo de 1999.

- AUDEMARD, F. (1999b). *Morpho-structural expression of active thrust fault systems in humid Falcón basin, northeastern Venezuela*. *Jornal of Structural Geology* 23: 431-453.
- AUDEMARD, F., RODRÍGUEZ, L. y RODRÍGUEZ, J. (2002). *Casos históricos y contemporáneos de licuación de sedimentos inducidos por sismos en Venezuela desde 1530*. III jornadas Venezolanas de Sismología Histórica- Serie Técnica N° 1.
- AYDIN, A., NUR, A. (1981) *Evolution of pull-apart basins and their scale independence*. *Tectonics* 1: 91-105
- BEAUPERTHUY, L. (2006). *Análisis Histórico de la Sisimicidad y de los Riesgos Geológicos de la Ciudad de Cumaná, Venezuela*. Universidad de Oriente, Centro de Sismología.
- BELTRAN, C. y RODRÍGUEZ, J. A. (1995). *Ambientes de sedimentación fluviodeltáica y su influencia en la magnificación de daños por sismos en la ciudad de Cumaná*. II Coloquio Internacional de Microzonificación Sísmica, Cumaná Venezuela.
- BOUYASSE, P. (1988) *Opening of Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene*. *Tectonophysics* 149 121-143
- BOWLAND, C, y ROSENCRANTZ, E (1998) *Upper cristal structure of the western Colombia Basin, Caribbean Sea*. *Geological Society of America Bulletin*, v 100 p. 534-546, 12 figs.
- BRIDEN, J. C., REX, D. C., FALLER, A. M., TOMBLIN, J. F., (1979) *K-Ar Geochronology and Paleomagnetism of Volcanic Rocks in the Lesser Antilles Island Arc*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 21, No. 1383, 485-528.

**BURKE, K., FOX, P.J., and SENGOR, A.M.C., (1978) *Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean: Journal of Geophysical Research, v.83, p. 3949-3954.***

**CENTENO GRAÜ, M. (1969) *Estudios Sismológicos.* Academia Nacional de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, 2da edición, Caracas.**

**CARBALLO, L. F. (1982) *El golfo de Cariaco. Parte 1 Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente.* Boletín Instituto Oceanográfico. Universidad de Oriente 21: 13-35.**

**DOREL, J., (1978) *Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du basin atlantique.* Tesis. University of Paris.**

**FUNVISIS. (2002). *La investigación Sismológica en Venezuela, pp 118.***

**FUNVISIS. (1997). *The July 9, 1997, Cariaco, Eastern Venezuela earthquake.* EERI Special earthquake Report. October 1997.**

**FUNVISIS. (1994) *Estudio Neotectónico y de Geología de Fallas Activas de la Región Nororiental de Venezuela.* Proyecto Intevep 92-175.**

**GARCÍA M. (2007) *Interpolación de datos batimétricos para la simulación numérica de tsunamis históricos ocurridos en las costas venezolanas.* Tesis de grado. Universidad Central de Venezuela.**

**GIUNTA G., MARRONI E. PADO A y L. PANDOLFI. (2003) “*Geological constraints for the geodynamic evolution for the southern margin of the Caribbean Plate*” AAPG Memoir 79, p. 104-125**

**GRASES, J., MALAVER, A., MONTES, L., GONZALEZ, M., HERRERA, C., ACOSTA, L., LUGO, M., MADRIZ, J., HERNÁNDEZ, J., VARGAS, R. (2004). *Amenazas naturales y vulnerabilidad en Cumaná*. Boletín Técnico IMME volumen 42 N° 3.**

**GRASES, J. (2002). *Introducción a la Evaluación de la Amenaza Sísmica en Venezuela. Acciones de mitigación*. Fundación Pedro Grases.**

**GRASES, J. (1999). *Catálogo de Sismos sentidos o destructores, Venezuela, 1539/1998*. Ed. Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería UCV, Caracas.**

**GRASES, J. (1990). *Terremotos destructores del Caribe. 1502-1990*. 1° ed. Unesco-Relacis.**

**GRASES, J. (1979). *Investigaciones sobre los sismos destructores que han afectado el oriente de Venezuela. Delta del Orinoco y regiones adyacentes*. Inédito para Intevp S.A. 107 p.**

**GOTO, C., Y. OGAWA, N. SHUTO, and F. IMAMURA. (1997). IUGG/IOC TIME Project: *Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme*, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.**

**IMAMURA, F., N. SHUTO and C. GOTO. (1990). *Study on numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunami- Part 2 Characteristics of tsunami propagating over the Pacific Ocean*, Zisin (J. Seismol. Soc. Jpn), 43, 389-402.**

**INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA (INE) Censo Nacional de Población y Vivienda 2011. <http://www.redatam.ine.gob.ve/censo2011/index.html>**

**KANAMORI, H. (1972). *Mechanism of tsunami earthquake*, Phys. Earth Planet Inter. 6, 346-359.**

- LAMB, H. (1932). Hydrodynamics, 6th edition, 738, Cambridge, Univ, Press.**
- LANDER J. F. and H. YEH, 1995. Report of the International Tsunami Measurements Workshop, p. 9.**
- LIU, PL.,Y, S CHO., S, YOON and S, SEO (1995). Numerical Simulation of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii, *Tsunami Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. Y. Tsuchiya and N Shuto (editors), Kluwer academia Publishers.**
- MANSINHA, L & E, SMYLIE. (1971). The displacement Field of Inclined Faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61, 1433-1440.**
- MOCQUET, A., BELTRÁN, C., LUGO, M., RODRÍGUEZ, J. A. & SINGER, A. 1996. *Seismological interpretation of the Historical data related to the 1929 Cumaná earthquake, Venezuela*. 3<sup>rd</sup> International Simposium on Andean Geodynamics. 203.206 (Extended Abstract)**
- O'LOUGHLIN, K. F. and LANDER, J. F. (2003). Advances in Natural and Technological Hazards Research. Vol 20. *Caribbean Tsunamis A 500-Year History from 1498-1998*.**
- ORTIZ, M., GÓMEZ-REYES, E. and VÉLEZ-MUÑOS, H. (2000) *A Fast Preliminary Estimation Model for Transoceanic Tsunami Propagation*. Geof. Int., Vol 39, Num. 3, pp 1-14.**
- ORIHUELA, N., GARCIA, A., TABARE, T. (2011) *MAPAS DE GRAVEDAD Y ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA DE VENEZUELA DERIVADOS DE DATOS SATELITALES*. Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V., Vol. 26, N° 1, pp. 51-58.**

**ORIHUELA G. NURIS. (1989) *Modelaje matemático del proceso de ocurrencia de un tsunami en dos localidades de la costa venezolana.* Tesis Ms.C. en Geofísica, UCV**

**PAIGE S., (1930) *The Earthquake at Cumaná, Venezuela. January 17, 1929.* B.S.S.A.**

**PEDLOSKY, J. (1979). *Geophysical Fluid Dynamics*, 624 pp, Springer-Verlag.**

**PÉREZ, O., AGGARWAL, Y., (1981) *Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela.* J. Geophys Res. 86: 10791-10805.**

**SHUTO, N. (1991). *Numerical Simulation of Tsunamis – Its present and Near Future.* Natural Hazards, 4 171-191.**

**RODRIGUEZ, J. A., AUDEMARD, F. A. (2003) *Sobreestimaciones y limitaciones en los estudios de sismicidad histórica con base en casos venezolanos.* Revista Geográfica Venezolana. Universidad de los Andes 44(1): 47-75.**

**SPEED, R. C., SMITH-HOROWITZ, P. L., PERCH-NIELSEN, K., SAUNDER. J. B. and SANFILIPPO, A. B., (1993) *Southern Lesser Antilles Arc Plataform: Pre-Late Miocene Stratigraphy, Structure, and Tectonic Evolution.* Geological Society of America. Special Paper 277.**

**SINGER, A., ROJAS, C. & LUGO, M. (1983). *Inventario Nacional de Riesgos Geológicos.* (Estado preliminar) Dpto. de Ciencias de la Tierra. FUNVISIS, serie técnica 03-83. 126 p.**

**UGHI, A., (2011) *MODELADO GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN ACTIVA DEL ARCO DE LAS ISLAS ANTILLAS MENORES.* Tesis de Grado de Maestría. U.C.V.**

**WEBER, J., DIXON, T., DEMETS, C., AMBEH, W., JANSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R., PÉREZ O. (2001) *GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. Geology, January v 29 no 1 p 75-78.***

**YSACCIS RAUL. (1997) “*Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore*”. Ph. D. Dissertation Thesis, Rice University, Houston, Texas, U.S.A. 285pp.**