



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**  
**CARACTERIZACIÓN DE CUENCAS SEDIMENTARIAS**

“Caracterización geológica y sedimentológica de los depósitos de tsunami del 21 de septiembre de 1985 en la costa suroeste del Pacífico de México”

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
**BRENDA GRISSET OCAMPO RÍOS**

JURADO EXAMINADOR:

**DR. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY (TUTOR)**  
*INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM*

**DRA. ELENA CENTENO GARCÍA**  
*UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO*  
*Instituto de Geología*

**DR. JONATHAN MUTHUSWAMY PONNIAH**  
*INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL*  
*Centro Interdisciplinario de Investigaciones y Estudios Sobre Medio Ambiente y Desarrollo*

**DR. SESHACHALAM SRINIVASALU**  
*ANNA UNIVERSITY*  
*Department of Geology*

México, D. F. Abril 2013



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# A GRADECIMIENTOS

En primer agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad de pertenecer a esta hermosa comunidad universitaria.

Agradezco a mi tutor el Dr. Priyadarsi D. Roy por toda la paciencia y el apoyo que me ha proporcionado durante la elaboración de este proyecto. Así mismo le manifiesto todo mi respeto ya que es uno de los jóvenes científicos más talentosos que he conocido.

Agradezco especialmente a la Dra. Elena Centeno por las valiosas aportaciones y recomendaciones a este trabajo, también extendiendo mi reconocimiento a la gran labor docente que ha desarrollado, ya que me enseñó a sentir la geología y hacerla una forma de vida.

Agradezco al Dr. Jonathan Muthuswamy y al Dr. S. Srinivasalu por compartir sus conocimientos y por hacerme conocer parte de su encantadora cultura.

Agradezco a las maravillosas personas que conocí durante la estancia que realicé en Anna University y en el Indian Institute of Science, en India.

Agradezco las facilidades aportadas para la realización de análisis de laboratorio a Rufino Lozano SantaCruz, María del Consuelo Macías Romo, Margarita Caballero Miranda, Alejandro Rodríguez Ramírez, José Luis Sánchez Zavala.

Agradezco a la beca proporcionada por el CONACYT y al Instituto de Geología de la UNAM.

Así mismo agradezco a mis amigos de la maestría, personas increíbles que no podría haber conocido en ningún otro tiempo ni espacio. Especialmente a Fernando Núñez, Fabián Durán, Dimitri Herrera, Sandra Briceño, Alejandro Ortega, Rafael Orozco, Pilar Aliaga, Rafael López, etc.

# **D**EDICATORIAS

A mis padres y hermanos.

A todos mis profesores durante la maestría.

A Marco Frontani por apoyarme y motivarme durante las últimas etapas de este proyecto, molto grazie per tutto.



*Qué inapropiado llamar Tierra a este planeta,  
cuando es evidente que debería llamarse Océano.*

***Arthur C. Clarke***

# ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	13
ABSTRACT .....	15
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>17</b>
<b>2. OBJETIVOS Y METAS.....</b>	<b>20</b>
2.1 GENERAL.....	20
2.2 PARTICULAR.....	20
<b>3. ANTECEDENTES.....</b>	<b>21</b>
3.1 CARACTERÍSTICAS DE UN TSUNAMI .....	21
3.1.1 Altura.....	21
3.1.2 Período .....	22
3.1.3 Run-up.....	23
3.1.4 Inundación.....	25
3.1.5 Velocidad.....	26
3.2 MAGNITUD E INTENSIDAD .....	28
3.3 MECANISMOS GENERADORES DE TSUNAMIS .....	30
3.3.1 Sismos .....	31
3.3.2 Deslizamiento submarinos .....	37
3.3.3 Volcanismo .....	38
3.3.4 Impacto de asteroides.....	39
3.3.5 Fenómenos meteorológicos.....	39
3.4 PROPAGACIÓN .....	41
3.4.1 Tsunami en mar abierto .....	41
3.4.2 Tsunami en agua someras.....	41
3.5 DISTRIBUCIÓN DE TSUNAMIS EN EL MUNDO .....	42
3.5.1 Distribución de tsunamis y fatalidades.....	42
3.5.2 Región del Océano Pacífico .....	43
3.5.3 Distribución de tsunamis en México .....	44
3.5.4 Características de los tsunamis en México .....	49
<b>4. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>51</b>
4.1 MARCO TECTÓNICO .....	51

4.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS ASOCIADOS A TSUNAMIS .....	55
4.2.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS .....	56
4.2.2 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS .....	60
Depósitos en ambientes submarinos.....	60
Depósitos en ambientes lacustres .....	62
Depósitos en ambientes costeros.....	63
4.2.3 MICROFÓSILES (FORAMINÍFEROS Y DIATOMEAS) COMO INDICADORES DE PALEOTSUNAMIS.....	64
4.2.4 DIFERENCIAS ENTRE LOS DEPÓSITOS DE TSUNAMI y TORMENTAS COSTERAS .....	66
4.3 ESTUDIO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS POR MÉTODOS GEOQUÍMICOS.....	68
4.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	69
<b>5. METODOLOGÍA.....</b>	<b>73</b>
5.1 TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS.....	76
5.1.1 Granulometría .....	76
5.1.2 Geoquímica .....	77
5.1.3 Micropaleontología .....	79
<b>6. RESULTADOS.....</b>	<b>81</b>
6.1 ESTRATIGRAFIA.....	81
6.1.1 Ambiente costero.....	82
6.1.2 Perfiles paralelos y perpendiculares a la línea de costa .....	86
6.2 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....	97
6.2.1 GRANULOMETRÍA .....	97
6.3 ANÁLISIS GEOQUÍMICO .....	113
6.3.1 Contenido de Br .....	113
6.3.2 Contenido de SiO <sub>2</sub> y CaO.....	119
6.4 MICROPALÉNTOLOGÍA .....	122
6.4.1 DIATOMEAS.....	122
6.5 TESTIMONIOS DE EVENTOS DE ALTA ENERGÍA EN LA ZONA .....	124
<b>7. DISCUSIÓN.....</b>	<b>128</b>
7.1 AMBIENTES DE DEPÓSITO .....	128
7.2 TOPOGRAFIA Y RED HIDROLÓGICA.....	131
7.3 REGISTROS DE EVENTOS DE ALTA ENERGÍA .....	132
7.3.1 Tsunamis.....	132
7.3.2 Tormentas .....	133
7.4 Zonas de inundación.....	135

<b>8. CONCLUSIONES</b> .....	137
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	139
<b>Apéndice 1</b> .....	161
<b>Apéndice 2</b> .....	164

# ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 3.1</b> Modelo esquemático de propagación de un tsunami y las propiedades que lo definen. 1: Longitud de onda, 2: Altura de la ola, 3: Altura de Tsunami, 4: Inundación por Tsunami, 5: Altura de run-up y 6: Nivel del mar de referencia. Modificado de Shiki et al. (2008). .....	22
<b>Figura 3.2</b> Volumen de inundación, volumen de ola de tsunami. (Modificado de Bryant, 2007). .....	25
<b>Figura 3.3.</b> Distribución de sismos con magnitud mayor o igual a 8 desde 1900 hasta 2010. Las estrellas rojas indican su epicentros (Modificado de USGS Eartquake Hazard Program, 2011).....	32
<b>Figura 3.4</b> Distribución de tsunamis y profundidad del sismo. Se observa una mayor cantidad de eventos generados a una profundidad menor de 40 kilómetros. Datos obtenidos de National Geophysical Data Cente; Global Database, 2011. ....	32
<b>Figura 3.5.</b> Distribución Tsunamis (color azul) y fatalidades (color verde) en la región de Océano Pacífico en los últimos 2000 años (Intergovernmental Oceanographic Commision, 1999; United Nations, 2006; National Geophysical Data Center and World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 2007). .....	45
<b>Figura 3.6</b> Distribución de la magnitud de sismos tsunamigénicos en México desde 1787 hasta 2003 (Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011).....	50
<b>Figura 3.7</b> Distribución de la altura de tsunamis en México desde 1732 hasta 2003 (Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011). ....	50
<b>Figura 4.1</b> Localización de sismos en el mundo desde 1900 a 1999. Código de colores de acuerdo a la profundidad del foco (h). Rojo; eventos someros ( $h < 70$ km). Amarillo; intermedios ( $70 < h < 350$ km). Azul; profundos ( $h > 350$ km). El Cinturón de Fuego del Pacífico se delimita por la gran cantidad de sismos ocurridos en los límites de la placa del Pacífico. Modificado de USGS (2011) datos de Engdahl y Villaseñor, 2002. ....	53
<b>Figura 4.2</b> Configuración tectónica de la zona de estudio. Las áreas sombreadas representan el área de ruptura correspondiente al año de ocurrencia del sismo. Las flechas indican las velocidades a las cuales se mueven una placa respecto a otra, de acuerdo al modelo de NUVEL 1A (DeMets et al., 1994). Las letras MAT se refieren a la Trinchera Mesoamericana. ....	54
<b>Figura 4.3</b> Sismos tsunamigénicos en México desde 1787 hasta 2003. Los puntos negros indican el epicentro del sismo. Se indica el año de ocurrencia de cada uno de éstos. Además se indica la zona del Gap de Guerrero, donde hay ausencia de sismos fuertes en los últimos 45 años. Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011. ....	55
<b>Figura 4.4.</b> Diagrama de Localización global de las principales investigaciones en depósitos de tsunami (Modificado de Lagos y Cisternas, 2004).....	57
<b>Figura 4.5.</b> Estratigrafía de sedimentos lacustres al oeste de Noruega. Se muestran los depósitos de paleotsunami asociado al deslizamiento submarino alrededor de 7100 años antes del presente. Se observa la disminución en el espesor de la capa de arena asociada al tsunami tierra adentro de la capa, indicada en color amarillo (Basado en Bondevik, 1996; Bondevik et al., 1997, a, b). Modificado de Dawson y Shi (2000). ....	58
<b>Figura 4.6</b> A: Depósitos de sedimentos asociados al tsunami de Camaná, Perú en el 2001. B: Clastos rip-up en el depósito y contacto erosivo. Fuente: Cisternas y Lagos, 2002.....	64

<b>Figura 4.7</b> Distribución de terrenos tectonoestratigráficos, (configuración de Campa y Coney 1983; Ruiz et al., 1988; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995).....	70
<b>Figura 4.8</b> Geología de la zona de estudio. En rojo se indica la litología correspondiente a las rocas intrusivas del Eoceno, el color verde se refiere a las rocas continentales del Cretácico Tardío – Eoceno Temprano y el amarillo a los depósitos cuaternarios (Modificado de Martini, 2008). .....	71
<b>Figura 5.3</b> Localización de los pozos excavados seleccionados. ....	76
<b>Figura 5.4</b> Procesamiento de muestras. A y B: Procedimiento para elementos mayores. C y D: Procedimiento para elementos traza. ....	79
<b>Figura 5.5</b> Procesamiento de muestras. a): Proceso de digestión de la materia orgánica. b) Preparación de la muestra en portaobjetos. c) Análisis en microscopio. ....	80
<b>Figura 6.2</b> Estratigrafía del ambiente costero. Se identifican 4 unidades arenosas principales. A: suelo reciente, B: Arena fina, C: Minerales pesados, D: Arena fina a media. ....	83
<b>Figura 6.3</b> Unidad A: Suelo superficial (1). B: Arena fina bien clasificada (2). C: Arena fina color negro y abundante contenido de minerales pesados (3). D: Esta unidad se encuentra por debajo de la unidad C y es compuesta por arena media a gruesa con contenido de fragmentos de conchas. ....	84
<b>Figura 6.4</b> Estratigrafía del ambiente lagunar. Se identifican 4 unidades principales: E, F, G y H. ....	85
<b>Figura 6.5</b> 1)Unidad E: arena fina. Capa superficial en proceso de formación de suelo. Unidad F: arena fina masiva de color gris. 2) Unidad G; arena fina color gris claro con óxidos de Fe. 3) Unidad H; arena fina color gris oscuro con abundante materia orgánica. ....	86
<b>Figura 6.6</b> Mapa de localización de los perfiles paralelos y perpendiculares a la costa. ....	87
<b>Figura 6.7</b> Perfil 1. Perpendicular a la línea de costa. Compuesto por los pozos 12, 13 y 14. La unidad A representa el suelo reciente (A). La unidad B (en color amarillo), represente arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados. Finalmente la unidad D (color naranja) se refiere a arena fina a media con abundantes restos de exoesqueletos de moluscos. ....	89
<b>Figura 6.8</b> Perfil 2 Perpendicular a la línea de costa. Compuesto por los pozos 5, 10 Y 11. La unidad A se encuentra en proceso de pedogénesis. La unidad B (en color amarillo), representa arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados. La unidad D se presenta en color naranja indicando arena fina a media con restos de fragmentos de organismos. ....	90
.....	91
<b>Figura 6.9</b> Perfil 3. Compuesto por los pozos 3 y 4. La unidad A representa el proceso de pedogénesis. La unidad B (en color amarillo), es arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados. ....	91
<b>Figura 6.10</b> Perfil 4, compuesto por los pozos 18, 25, 17, 24, 23 y 22 en la zona lagunar. Se presentan las unidades E, F, G y H. ....	93
<b>Figura 6.11</b> Localización de los pozos en una imagen de Google Earth para comprender su distribución espacial y estratigráfica. ....	94
<b>Figura 6.12</b> Perfil 5. Paralelo a la línea de costa. Compuesto por los pozos 17, 3, 5, 12 y 15. En este perfil se observa el rango completo de las unidades estratigráficas tanto de ambiente lagunar como de costero. ....	96
<b>Figura 6.13</b> Localización espacial de los pozos en google earth (imagen superior). En la imagen inferior se presenta el Perfil 5 en sección transversal de acuerdo al modelo digital de elevación del terreno de INEGI y procesado mediante el software Global Mapper, el color azul hace referencia al nivel del mar. ....	96
<b>Figura 6.14.</b> Perfil 1, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa. ....	99

<b>Figura 6.15</b> Perfil 2, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa. ....	100
<b>Figura 6.16</b> Perfil 3, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa. ....	101
.....	103
<b>Figura 6.17</b> Perfil 4, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa. ....	103
<b>Figura 6.18</b> Desviación estándar de los pozos excavadas en el ambiente costero, el cual contiene a los perfiles 1, 2, 3 y 5. ....	106
.....	106
<b>Figura 6.19</b> Desviación estándar de los pozos excavadas en el ambiente lagunar el cual contiene a los perfiles 4 y 5. ....	106
<b>Figura 6.20</b> Resultados de la variación del tamaño de grano vs asimetría para el ambiente costero. ....	109
<b>Figura 6.21</b> Resultados de la variación del tamaño de grano vs la asimetría para el ambiente lagunar. ....	109
<b>Figura 6.22</b> Resultados de la curtosis en el ambiente costero para cada unidad estratigráfica y tamaño de grano promedio en cada unidad. ....	111
<b>Figura 6.23</b> Resultados de la curtosis en el ambiente lagunar para cada unidad estratigráfica y tamaño de grano promedio en cada unidad. ....	112
<b>Figura 6.24</b> Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 1 compuesto por los pozos 12, 13 y 14. ....	113
<b>Figura 6.25</b> Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 2, compuesto por los pozos 5, 10 y 11. ....	114
<b>Figura 6.26</b> Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 3, compuesto por los pozos 3 y 4. ....	115
<b>Figura 6.27</b> Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 4, compuesto por los pozos 17, 18, 24, 23 y 22; correspondientes al ambiente lagunar. ....	116
<b>Figura 6.28</b> Comparación entre las fotografías tomadas por Google Earth en diferentes temporadas, para explicar las variaciones en los resultados de contenido de Bromo, donde al parecer este tipo de variaciones en la influencia del agua de mar produce resultados diferentes en las muestras. ....	117
<b>Figura 6.29</b> Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 5, compuesto por los pozos 17, 3,5 12 y 15; paralelo a la línea de costa. ....	118
<b>Figura 6.30</b> Variación del contenido de SiO <sub>2</sub> (%) conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente costero. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo. ....	120
<b>Figura 6.31</b> Variación del contenido de SiO <sub>2</sub> conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente lagunar. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo. ....	120
<b>Figura 6.32</b> Variación del contenido de CaO conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente costero. Los números por encima de símbolos se refieren al número de pozo. ....	121
<b>Figura 6.33</b> Variación del contenido de CaO conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente lagunar. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo. ....	122
<b>Figura 6.35</b> Fotografía de diatomea encontrada en el pozo 18 en la unidad más superficial E. Pertenece al género Diploneis Elíptica. ....	124
<b>Figura 6.36</b> Fotografía del Sr. Germán Hernández de 65 años, habitante de la zona desde hace más de 45 años. Pescador de profesión, relata su experiencia durante el tsunami del 21 de septiembre de 1985. ....	126
<b>Figura 6.37</b> Fotografía de la señora Sra. María Inés Abarca Quinto y el Sr. Raúl Salas Leyva, los cuales relatan su experiencia del 21 de septiembre de 1985 en Barra de Potosí, Guerrero. ....	127

<b>Figura 7.1</b> Espesor en centímetros con respecto a su distancia desde la costa (m) de las unidades en el ambiente costero.....	129
<b>Figura 7.2</b> Espesor en centímetros con respecto a su distancia desde la costa (m) de las unidades E, F, G y H en el ambiente lagunar.....	130
<b>Figura 7.3</b> Red hidrológica en la zona. En líneas azules se muestran los principales afluentes y las flechas verdes la dirección de drenaje. Los sedimentos de los pozos 17, 18, 22, 23 y 24 se observan expuestos a los afluentes de la laguna de Potosí.....	130
<b>Figura 7.4</b> Modelo digital de elevaciones que genera INEGI, con una resolución espacial de 50 metros. Se representan en color morado las zonas con el nivel topográfico más bajo. Con puntos rojos se indican los pozos excavados. La población actual de Barra de Potosí se encuentra en una de las zonas más bajas....	131
<b>Figura 7.5</b> Mapa del epicentro del sismo del 21 de septiembre de 1985. El epicentro se localizó cerca de Zihuatanejo y de la zona de estudio (USGS, 2012).....	133
<b>Figura 7.7</b> Registros de Huracanes, depresiones tropicales, tormentas tropicales, etc. en la zona de Barra de Potosí, Guerrero. Los números indican el nombre del evento y el año. 1: Boris, 1996; 2: Fifi, 1974; 3: Bernice, 1973; 4: Wallie, 1965; 5: Tara, 1961; 6: S/N, 1957; 7: S/N 1956. Información obtenida de la NOAA, 2011.....	134
<b>Figura 7.8</b> Distancia Máxima alcanzada por el run-up desde la costa de acuerdo al coeficiente de rugosidad en la zona, considerándose los diversos escenarios con olas desde 2.5 metros hasta 10 metros, que de acuerdo a los registros históricos han ocurrido en México. Para un coeficiente de rugosidad $c$ de 0.015 (superficie plana y lisa), la distancia máxima alcanzada es de aproximadamente 800 metros, mientras que para una superficie con mayor vegetación es de 0.025 y una distancia de 300 metros de intrusión desde la costa. Lo anterior puede verificarse adicionalmente con los espesores de la unidad F que disminuyen conforme se alejan los pozos de la costa.....	136



# ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Escala de intensidad de tsunamis. ....	30
Tabla 3.2 Distribución de Tsunamis (en %) en los mares y océanos del mundo. Tomada de Bryant, 2005. ....	42
Tabla 3.3. Registros de tsunamis en México. Datos obtenidos del Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC, por sus siglas en inglés). Se indica la fecha de ocurrencia, la magnitud del sismo, latitud, longitud, la altura máxima alcanzada por la ola en metros, el número de run-ups y la intensidad del tsunami en base a Shuto (1993). ....	45
Tabla 4.1 Intervalo de recurrencia de los grandes sismos producidos en la zona de subducción del Océano Pacífico Mexicano. La región indica la zona donde han sido recurrentes los sismos. El año del sismo indica su ocurrencia y entre paréntesis la magnitud. El período promedio se refiere a lo años entre cada sismo (Singh y Suárez, 1986). ....	52
Tabla 5.1 Número total de muestras obtenidas y analizadas por diferentes métodos. ....	77
Tabla 6.1 Nombre de perfiles y pozos que contienen. ....	87
Tabla 6.2. Resultados del análisis granulométrico en las diferentes unidades estratigráficas. Ambiente costero (A, B, C, D) y ambiente lagunar (E, F, G, H). ....	97
Tabla 6.3 Tamaño de grano promedio de cada una de los pozos del perfil 1, expresado en unidades phi. ....	98
Tabla 6.4 Tamaño de grano promedio de cada una de los pozos del perfil 2, expresado en unidades phi. ....	99
Tabla 6.5 Tamaño de grano promedio del perfil 3, expresado en unidades phi. ....	101
Tabla 6.6 Tamaño de grano promedio del perfil 4, expresado en unidades phi. ....	102
Tabla 6.7 Tamaño de grano promedio del perfil 5, expresado en unidades phi. ....	103
Tabla 6.8 Clasificación de los sedimentos de acuerdo a su desviación estándar (Folk, 1980). ..	104
Tabla 6.9 Resultados de la desviación estándar en los diferentes perfiles. ....	105
Tabla 6.10 Clases verbales de la asimetría con sus respectivos límites de clases numéricos (Folk & Ward, 1957). ....	107
Tabla 6.11 Resultados de la asimetría en los diferentes perfiles. Se indican los promedios de los valores de asimetría para cada unidad en cada uno de los perfiles. ....	107
Tabla 6.12 Clases verbales de la curtosis con sus respectivos límites de clases numéricos (Folk & Ward, 1957). ....	110
Tabla 6.13 Resultados de los promedios de los valores de la curtosis para cada una de los perfiles excavados. ....	110
Tabla 7.1 Tabla de registro de eventos meteorológicos en la zona de estudio. ....	134

# RESUMEN

Los tsunamis son fenómenos naturales que consisten en una serie de olas, generadas cuando un gran volumen de agua en el mar, o en un lago es desplazado repentinamente. Debido a su naturaleza, estas olas pueden llegar sin alerta previa y tener consecuencias devastadoras. Después del tsunami de Sumatra en el Océano Indico, el mundo prestó atención a estos eventos y la comunidad científica enfatizó los estudios relativos a la comprensión de éstos. De acuerdo a los registros históricos, los tsunamis tienen diferentes mecanismos generadores; siendo los principales, los sismos submarinos.

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos al realizar una recopilación bibliográfica e histórica sobre la ocurrencia de tsunamis en el mundo y en particular de México así como al realizar análisis sedimentológicos.

La costa del Pacífico Mexicano se encuentra localizada geográficamente en una zona de alta sismicidad, dentro del conocido cinturón de Fuego. La probabilidad de que un sismo de magnitud considerable suceda es alta, por lo tanto, un tsunami de igual forma. Cuando no existen registros históricos sobre la ocurrencia de éstos fenómenos, el estudio de los depósitos de sedimentos proporciona una herramienta útil en el estudio de las características geométricas y físicas de los tsunamis, tal como la altura que alcanza la ola en la costa, la altura máxima durante la inundación así como la extensión de inundación, entre otros.

El sitio fue seleccionado al integrar diversos parámetros como la sismicidad reciente, los ambientes sedimentarios que permiten la preservación de las características de los sedimentos, al igual que la escasa antropomorfización. la integración de estos elementos dio como resultado la localidad de Barra de Potosí, en el estado de Guerrero.

Se realizaron diversas excavaciones de pozos para describir estratigráficamente las unidades presentes y se tomaron muestras de sedimentos para posteriormente analizarlas en laboratorio. Para facilitar el estudio de los sedimentos, éstos se separaron en dos ambientes; uno lagunar y otro costero.

En el ambiente costero se encontró una sucesión de unidades arenosas con la particularidad que una de ellas; clasificada como arena fina a media con una gradación normal; disminuye su espesor tierra adentro y mantiene una continuidad lateral. Se aprecia que esta unidad se presenta como una manta que cubre la topografía, rellenando algunos bajos topográficos. Esta unidad no presenta estructuras primarias adicionales ni indicadores geoquímicos o micropaleontológicos. Sin embargo, tales características geométricas pueden sugerir que los sedimentos fueron acarreados desde la costa por una agente de alta energía tal como una tormenta o un tsunami pero la falta de evidencias no permite determinar su origen.

En el ambiente lagunar se determinaron igualmente unidades arenosas donde una de ellas presenta una base erosiva; una distribución geométrica que indica una disminución del espesor de la unidad conforme se aleja de la línea de costa. Así mismo, en un par de pozos se encontraron restos de organismos que parecen haber sido fragmentados abruptamente, una de las evidencias geoquímicas más representativas es el aumento en la concentración de CaO que puede relacionarse con una aportación de origen marino. Por otra parte, no se presentan diatomeas o foraminíferos; lo cual puede ser debido a una disolución postdeposicional ya que ésta laguna presenta variaciones en el contenido de salinidad debido a la entrada frecuente de agua de mar.

De acuerdo a las entrevistas realizadas a los habitantes de la zona, se confirma la presencia de un tsunami el día 21 de septiembre de 1985 que inundó parte de la laguna y que no alcanzó la parte más alta, destruyendo parte de las viviendas localizadas en la parte más baja y cercanas a la costa. Por lo que se sugiere que la unidad arenosa encontrada en el ambiente lagunar puede tener su origen en esta intrusión marina con sedimentos acarreados desde la costa y transportados hacia tierra adentro; no obstante, se recomienda realizar estudios adicionales para confirmar esta hipótesis ya que éste tipo de depósitos son difícil de caracterizar ya que tienen una estratigrafía interna mucho más compleja que sus análogos antiguos, y la presencia o ausencia de un indicador no responde por sí mismo al origen de éstos.

# ABSTRACT

Tsunami is a natural phenomenon consisting of a series of waves generated when a large volume of water in the sea, or in a lake, is rapidly displaced. Due to its nature, it could strike without warning and have devastating consequences. After the 2004 Indian Ocean Tsunami, the world notice about this phenomena and the scientific community emphasize the research about the understanding of it. According to the historical records, tsunami can be generated by many forces like underwater earthquakes.

At this work we present the bibliography and historic review about the tsunami phenomena around the world and specifically the Mexican Pacific Coast, as well as the results of sedimentary deposits analysis as well as geochemical analysis.

The Mexican Pacific Coast its located in a high seismicity area, part of the well know “Ring of Fire” and within the Middle America Trench. The probability that a high magnitude earthquake take place is very high, in the same way as a tsunami event is possible. When the historical records are insufficient to determine the frequency of this event, the sedimentary deposits can provide useful information about the tsunami; such as the wave geometry, run-up height, maximum height reached inland, flooding characteristics and limits, etc.

The site of study was determined by integrating many parameters as the recent seismicity, the sedimentary environments that allow the preservation of sediments, and low anthropomophization. The outcome of this study was the location of Barra de Potosí in the state of Guerrero.

Many excavations were made to describe stratigraphically the sand units found and to sampling. The samples were classified into two different sedimentary environments; coastal and lagoonal.

Within the coastal environment was found a succession of sandy units with one anomalous fine sand layer that diminishes its thickness inland. This layer presents normal grading in many pits and preserves a lateral continuity and behaves as a sand sheet; which can suggest a high energy event that led the sediments inland. However, at this unit was not possible to determine any

additional primary sedimentary structure, geochemical indicators or even any micropaleontology organism to distinguish the provenance of the sediments.

On the other hand, in the lagoonal environment were found fine sand units with one anomalous sand unit that presents an erosive base and thinning inland. In addition, in some pits were found shell debris sharply fragmented. Also at this anomalous unit was found a relative increase in CaO concentrations which can be connected as an input of marine origin. Moreover, as in the coastal environment, was not possible to find diatoms or foraminifera in all the samples; which can be due to a post depositional dissolution, since the lagoon presents salt content variability because its proximity to the sea entrance.

According to the eyewitnesses interviews; it is possible to relate these lagoonal sedimentary deposits to the 21st September 1985 earthquake and subsequent tsunami inasmuch as they describe the flooding reaching the lagoon and the houses near to the beach; which were destroyed. Fortunately there are no records of fatal victims. Further studies are recommended to confirm these hypotheses because these kind of modern tsunami deposits often display more complex internal stratigraphy than their ancient counterparts.

# Capítulo 1

## 1. INTRODUCCIÓN

El término Tsunami proviene del idioma japonés 津 tsu y 波 nami; que significa ola de puerto, ya que tales olas desarrollan con frecuencia un fenómeno de resonancia en los puertos después de un evento sísmico en alta mar.

Un tsunami es una ola o una serie de olas en un tren de ondas generadas por el repentino desplazamiento vertical de una columna de agua; causado por actividad sísmica, volcanismo explosivo, deslizamientos de tierra por encima o por debajo del agua, un impacto meteorítico o incluso ciertos fenómenos meteorológicos. Estas olas pueden ser generadas en océanos, bahías, lagos, ríos o algunos otros cuerpos de agua. Sin embargo, el origen más frecuente ocurre durante un sismo submarino. El cual debe cumplir con dos condiciones primordiales;

1. Tener una magnitud superficial mayor a 6.5
2. Tener una componente de desplazamiento vertical; generalmente una falla inversa.

En éste último tipo de desplazamiento, la corteza oceánica se desplaza varios metros. Abarca decenas de miles de kilómetros cuadrados, la cual imparte una gran energía potencial al agua que se encuentra por encima de ésta. No obstante, los tsunamis son fenómenos poco comunes. La mayoría de los sismos submarinos no los generan. Entre 1861 y 1984 se han registrado 15 000 sismos y tan sólo 124 tsunamis. A lo largo de la costa de Sudamérica se han documentado 1098

sismos en altamar aunque de éstos solo 24 han generado un tsunami. Esta baja frecuencia puede deberse a la dificultad para registrarlos causada por una baja amplitud que puede ser indetectable (Bryant, 2007).

Los tsunamis, al igual que los sismos, son eventos repentinos que representan un peligro potencial para los habitantes de las zonas costeras. Pueden generar gran destrucción y poner en peligro las vidas humanas y sus patrimonios. Un ejemplo de ello es lo acontecido con el tsunami generado por el sismo del 26 de diciembre de 2004 en Sumatra Indonesia. Este tsunami alcanzó olas de alrededor de 30 metros de altura. Devastó las costas de Indonesia, Sri Lanka, India, Tailandia e incluso lugares tan remotos como la costa africana. En este evento perdieron la vida más de 230 000 personas (Synolakis *et al.*, 2007) y cientos de miles quedaron sin hogar. Las pérdidas económicas resultantes fueron incalculables. En Chile, el 27 de febrero de 2010 tuvo lugar un sismo de magnitud 8.8 (USGS, 2010) que de igual forma causó daños significativos a las zonas costeras. Recientemente el 11 de marzo de 2011 la costa de Japón fue embestida por una ola de gran tamaño. Causó gran devastación en algunas zonas, como en la central nuclear de Fukushima. Más de 20 000 personas murieron y las pérdidas económicas no han sido calculadas (Simons *et al.*, 2011).

Dadas las características tectónicas de México, su potencial para la generación de tsunamis que afecten las costas del Pacífico Mexicano, se considera una de las principales áreas tsunamigénicas en el mundo, al igual que las costas Pacíficas de Sudamérica, Asia y Oceanía.

Una forma de reconocer los tsunamis que han ocurrido en el pasado es por medio de los depósitos de sedimentos que producen. Éstos muestran una evidencia física del impacto de un tsunami en una zona costera o el efecto que tiene sobre sedimentos marinos y que pueden ser preservados en el registro geológico. La identificación de depósitos de tsunami y de tormentas ha generado un gran debate entre la comunidad científica (NGDC, 2011).

A partir de 1980, se realizó un avance significativo en la descripción de depósitos asociados a tsunamis (Atwater, 1987). Las evidencias más sobresalientes fueron la aparición de capas anómalas de sedimento en la estratigrafía costera (Dawson, 1988), en donde los investigadores tuvieron dificultades en sus interpretaciones. Atwater (1987) utilizó información sismológica para sustentar la presencia de sedimentos depositados por un tsunami asociado a un sismo del año 1700. Se tenían algunas evidencias del depósito de sedimento después de un tsunami, ya que

después del evento en Valdivia, Chile (1960), aparecieron extensas capas de arena marina sobre todo el sector costero de ese país (Watanabe y Karsulovic, 1960; Weishchet, 1963; Wright y Mella (1963). A partir de 1990 las publicaciones en este tema proliferaron y aún más a partir del tsunami del Océano Índico en 2004.

A pesar de la frecuencia de eventos sísmicos en la costa de México, existen pocas investigaciones sobre los registros sedimentarios de tsunamis pasados. Lo cual genera un desconocimiento absoluto respecto a la periodicidad y magnitud de este tipo de fenómenos. Los registros sedimentarios pueden aportar información útil sobre los límites de inundación y la altura que las olas han podido alcanzar, para así proponer mapas de riesgos naturales que ayuden a prevenir los efectos de este tipo de fenómenos.



# Capítulo 2

## 2. OBJETIVOS Y METAS

### 2.1 GENERAL

Identificar y documentar los depósitos sedimentarios asociados al tsunami del 21 de septiembre de 1985 en Barra de Potosí, Guerrero mediante herramientas estratigráficas, sedimentarias, geoquímicas y micropaleontológicas.

### 2.2 PARTICULAR

Los objetivos particulares son:

1. Caracterización granulométrica de los depósitos sedimentarios.
2. Caracterización geoquímica (elementos mayores y traza).
3. Caracterización micro paleontológica.
4. Determinación del origen de los sedimentos.

# Capítulo 3

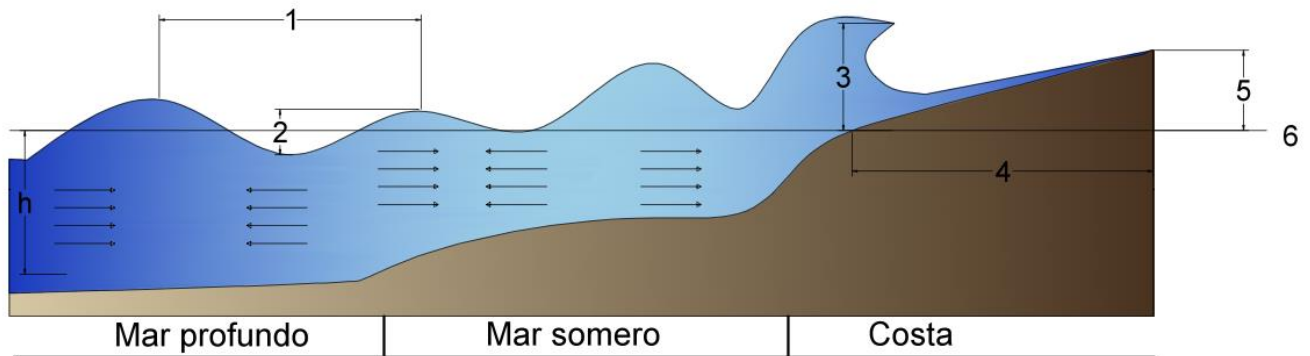
## 3. ANTECEDENTES

### 3.1 CARACTERÍSTICAS DE UN TSUNAMI

#### *3.1.1 Altura*

Los tsunamis tienen una longitud de onda, un período y una altura en mar abierto. Pueden disminuir en profundidad, sufrir refracción y difracción. La mayoría de los tsunamis generados por grandes sismos viajan en trenes de onda que contienen varias olas con una altura en aguas profundas menor a 0.4 metros, la cual se incrementa conforme se acerca a la costa (Figura 3.1) (Shiki *et al.*, 2008).

La altura de la ola de un tsunami es su amplitud, la cual se define como la diferencia entre la cresta y el valle de la onda (Figura 3.1). Esto significa la diferencia entre el nivel del agua de referencia y la cresta o valle del tsunami. Estas alturas se determinan por los registros de mareas o por cálculos, y por investigaciones de campo después de ocurrir un evento. Es importante destacar que altura de la ola no es la misma que la altura del tsunami (Shiki *et al.*, 2008).



**Figura 3.1** Modelo esquemático de propagación de un tsunami y las propiedades que lo definen. 1: Longitud de onda, 2: Altura de la ola, 3: Altura de Tsunami, 4: Inundación por Tsunami, 5: Altura de run-up y 6: Nivel del mar de referencia. Modificado de Shiki *et al.* (2008).

### 3.1.2 Período

El período de un tsunami es igual al tiempo requerido para que dos crestas de la ola pasen por un punto fijo. Este valor es identificado usando registros de mareas

Las características de los Tsunamis son muy variables, en algunos casos, las olas en el tren de ondas constan de un pico inicial que va disminuyendo en altura exponencialmente en 4 a 6 horas; en otros casos, el tren de ondas del tsunami consiste de un pico máximo hacia atrás de la secuencia de las ondas. Los tsunamis tienen períodos típicos de 100 a 2000 segundos. Las ondas con este período viajan a distintas velocidades (Shiki *et al.*, 2008).

- 600 a 900 km/h en las partes más profundas del océano.
- 100 a 300 km/h a lo largo de la plataforma continental.
- 36 km/h en la costa.

Debido a la profundidad finita del océano y a la mecánica de generación de olas por sismos, la longitud de onda de un tsunami tiene entre 10 y 500 kilómetros; éstas grandes longitudes de onda diferencian a las olas de tsunami de las olas de tormentas o simples oleajes. La forma más simple

de las olas en el océano es sinusoidal y oscilatoria, las partículas de agua bajo estas condiciones presentan una órbita cerrada, de manera que no hay transporte de masa de agua hacia la costa con el paso de la ola. Las ondas oscilatorias son descritas mediante tres parámetros; elevación sobre la superficie del agua; longitud de onda y profundidad de la columna de agua; los cuales pueden ser relacionados entre sí como:

$$H:L, H:d, L:d$$

donde:

H: Altura de la ola de cresta a valle (m).

L: Longitud de onda (m).

d: Profundidad del agua (m).

En aguas profundas, el factor más importante es la razón H: L, o pendiente de la onda; en agua someras, la relación H: d, o altura relativa (Bryant, 2007). Los tsunamis tienen una onda sinusoidal en el océano abierto; sin embargo, cuando se acercan a la plataforma continental sus picos son más pronunciados (Bryant, 2007).

Los tsunamis se comportan como ondas largas de pequeña amplitud. La proporción entre altura y longitud puede ser mayor que 1: 100 000.

Las olas de un tsunami tienen comportamientos diferentes en aguas someras y en aguas profundas, en éstas últimas, las variaciones topográficas no alteran significativamente la amplitud de la ola mientras que en aguas someras aún las pequeñas alteraciones en la topografía afectan en gran medida su comportamiento ((Bryant, 2007).

### **3.1.3 Run-up**

El *run-up* se define como la diferencia entre la altura que alcanza la máxima penetración de agua (máxima inundación) y el nivel del mar que existe en el momento de producirse el tsunami (Figura 3.1).

Los tsunamis son conocidos por sus dramáticas alturas de *run-up* las cuales son comúnmente más grandes que las alturas alcanzadas al aproximarse a la costa.

Los tsunamis difieren de las olas generadas por el viento; ya que éstos afectan el movimiento de toda la columna de agua. Esto puede no parecer importante en la plataforma pero en aguas someras el tsunami toma forma de una ola solitaria. La cual mantiene su forma y la energía disipada es mínima; especialmente en costas escarpadas. La altura máxima de *run-up* de una ola solitaria puede ser calculada por medio de la siguiente fórmula (Bryant, 2007):

$$H_{rmax} = 2.83 (\cot b)^{0.5} H_t^{1.25}$$

donde :

$H_{rmax}$  = altura máxima de *run-up* de un tsunami sobre el nivel del mar (m)

$H_t$  = altura de la ola en la costa o en el límite de la playa (m)

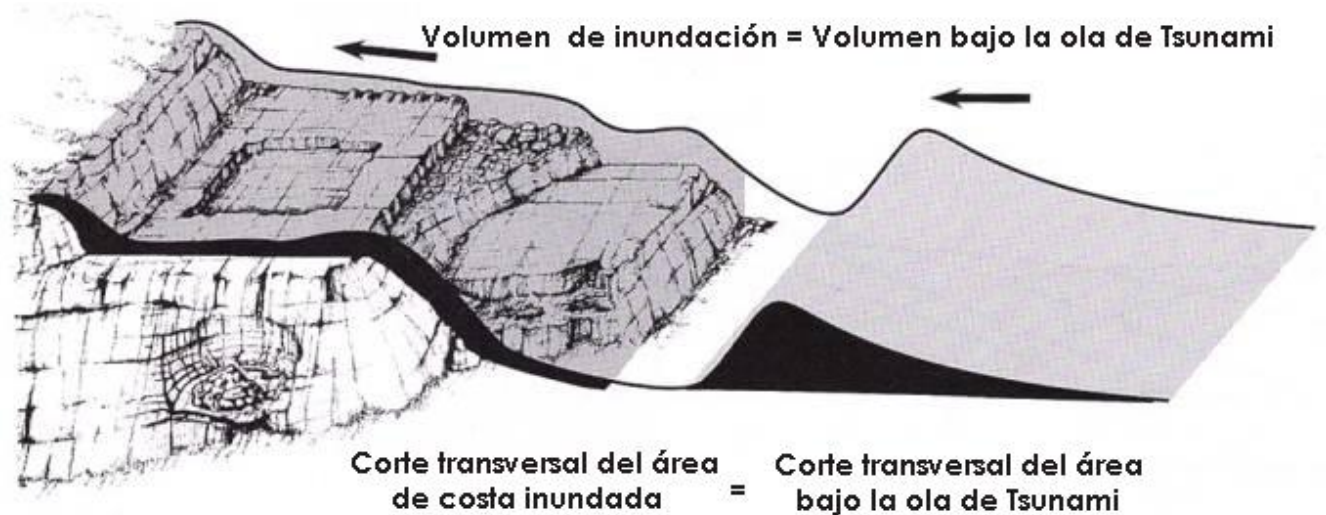
b = pendiente del piso oceánico (grados)

Los *run-ups* derivados de la ecuación son más grandes que aquellos predichos usando el modelo de ondas sinusoidales. La altura de *run-up* de un tsunami depende de la configuración de la costa, la difracción, la resonancia, la generación de los límites de las olas que se dirigen en ángulos rectos a la línea de costa, la captura de la energía de la onda incidente por refracción u olas reflejadas desde la costa (Bryant, 2007).

Cuando un tsunami llega tierra adentro, la altura del *run-up* se identifica por medio de mediciones en campo o entrevistas con testigos oculares. La elevación de una línea descolorida en un edificio o el desvío de arena en una pendiente se le llaman altura traza. La altura de *run-up* es la elevación del punto que se encuentra más tierra adentro del área inundada relativa al nivel del mar de referencia. Debido a que el nivel del mar cambia a lo largo del día, se deben hacer correcciones de acuerdo a los datos de mareas en los lugares correspondientes (Shiki, 2008). En el tsunami de 2004 en el Océano Índico, las alturas de tsunami registradas más grandes fueron de alrededor de 35 metros con una altura de *run-up* de 51 metros (Lavigne *et al*, 2009).

### 3.1.4 Inundación

Como regla empírica se sabe que la sección transversal de la línea costera inundada por un tsunami es igual a la sección transversal de agua bajo la cresta de la ola cercana a la costa (Figura 3.2).



**Figura 3.2** Volumen de inundación, volumen de ola de tsunami. (Modificado de Bryant, 2007).

La distancia máxima que el *run-up* puede penetrar en tierra sobre una costa plana se puede calcular por medio de la siguiente fórmula empírica desarrollada por Hills y Mader (1997):

$$x_{max} = (H \nu)^{1.33} n^{-2} k$$

El número de Manning es un coeficiente que expresa la microtopografía y la sinuosidad de la superficie, representa las irregularidades hidráulicas del terreno que causan resistencia al flujo de agua, lo cual crea una fuerza de retraso (Chow, 1973).

Donde:

$x_{max}$  = límite de la incursión a tierra (m)

$n = n$  de Manning

$k$  = una constante

De acuerdo a diversos estudios, la constante  $k$  tiene un valor estimado de 0.06; ésta ecuación además asume que la altura de *run-up* es igual a la máxima profundidad del tsunami en la costa. Para terrenos desarrollados en planicies costeras sin una gran pendiente, un tsunami con una altura de 10 metros en la costa puede penetrar 1.4 kilómetros en tierra. Algunos tsunamis excepcionales con alturas de 40 a 50 metros pueden llegar desde 9 a 12 kilómetros tierra adentro; estos eventos no son comunes, se debe generar un sismo de gran magnitud, un gran deslizamiento bajo la superficie marina y un impacto de un asteroide de tamaño considerable (Bryant, 2009). Si se tiene una zona de pastizales o cultivos en la costa, un tsunami de 10 metros podría llegar hasta 5.8 kilómetros tierra adentro mientras que una ola de 40 o 50 metros llegaría de 36 a 49 kilómetros en tierra. El tsunami de 2004 en Banda Aceh, Indonesia, tuvo una altura de 10 metros en la costa y alcanzó los límites predichos viajando hasta 5 kilómetros tierra adentro (Bryant, 2009). La ecuación indica también que los efectos de un tsunami pueden ser minimizados en planicies costeras con baja pendiente si se plantase una vegetación densa (Bryant, 2009). Por ejemplo, un tsunami de 10 metros de altura puede solo ingresar 260 metros tierra dentro a lo largo de una planicie costera; mientras que olas extremas de 40 o 50 metros no podrían llegar más allá de 2.3 kilómetros a lo largo del mismo terreno. La inundación por tsunami en las zonas costeras se efectúa de diversas formas, por ejemplo, como un incremento gradual en el nivel del mar por olas que no rompen, grandes olas de marea (como una columna de agua). En los casos más severos, la altura del tsunami cerca de la costa puede alcanzar varias decenas de metros. En una planicie costera, la extensión horizontal de la inundación perpendicular a la línea de costa puede exceder varios cientos de metros o incluso varios kilómetros. La transgresión (*run-up*) y la regresión (*backwash*) de un tsunami se repiten varias veces en intervalos de tiempo de varios minutos. Como resultado de las fuertes y repetidas corrientes, el impacto en el ambiente costero es significativo, afectando la vida y las construcciones; además de erosionar y depositar sedimento (Bryant, 2009).

### **3.1.5 Velocidad**

Para determinar las características matemáticas de una onda sinusoidal se utiliza la teoría de ondas de Airy<sup>1</sup>, por medio de la cual se puede representar la propagación de un tsunami local a

---

1

través del agua con profundidades mayores a 50 metros (Bryant, 2009). De acuerdo a esta teoría, la altura de la ola es muy pequeña si se compara con la longitud de onda; sin embargo, la teoría varía dependiendo de la profundidad a la que se encuentra la ola (Bryant, 2009). Las aguas someras comienzan cuando la profundidad del agua es mucho mejor que la mitad de la longitud de onda; ya que los océanos nunca sobrepasan los 5 kilómetros de profundidad, la mayoría de los tsunamis viajan como olas de aguas someras. En este caso, se determina la velocidad de la ola mediante la profundidad:

$$C = (gd)^{0.5}$$

Dónde:

[C:] velocidad de la ola (m/s).

[g:] aceleración de la gravedad (m/s<sup>2</sup>).

[d:] profundidad (m).

La longitud de onda de un tsunami está en función de la velocidad de la ola (C) y el período (T) :

$$L = CT$$

Estas fórmulas lineales sólo deben utilizarse como una primera aproximación para identificar cambios en la altura de la ola del tsunami y en la forma en que se mueve a través del océano.

La ecuación  $C = (gd)^{0.5}$  indica que la velocidad de la ola de un tsunami es solamente una función de la profundidad del agua. Una vez que la ola del tsunami ha alcanzado tierra seca, la altura de la ola se iguala a la profundidad del agua y las siguientes ecuaciones se aplican:

$$H = d$$

$$v_r = 2(gH)^{0.5}$$

dónde :

$v_r$  : velocidad de run up (m/s )

d : profundidad del flujo de agua sobre la tierra (m)

---

<sup>1</sup> Teoría de ondas de Airy; conocida también como teoría lineal de ondas, proporciona una descripción linealizada de la propagación de olas de gravedad en la superficie de una capa homogénea de un fluido. Asume una profundidad media para la capa y el fluido es no viscoso, incompresible e irrotacional. Esta teoría es utilizada a menudo para obtener un cálculo rápido y aproximado de las características del oleaje y sus efectos.



Esta ecuación da lugar a velocidades de 8 m/s a 9 m/s para una ola con una altura de 2 metros en la costa. La pendiente y la rugosidad del estrato pueden ser incorporadas dentro de la ecuación como se muestra:

$$v_r = H_t 0.7 [\tan (\theta_w)]^{0.5} n^{-1}$$

Dónde:

$\theta_w$  = pendiente de la superficie de agua (grados)

Mientras que la inclinación de la superficie puede ser un parámetro difícil de estimar, puede ser determinado después de un evento, midiendo líneas de agua en edificios y arboles, y escombros dejados varados dentro de la vegetación. Generalmente, la inclinación de la superficie de agua varía entre 0.001 y 0.0025; incrementándose con el talud. Mientras que los tsunamis se comportan como olas solitarias, y encierran islas escarpadas, las velocidades en el sotavento de las islas son 3 veces más altas que aquellas calculadas utilizando la ecuación anterior (Shuto *et al*, 1998).

Las velocidades definidas por las ecuaciones anteriores, tienen el potencial para mover sedimentos y erosionar la base de la roca, produciendo características geomórficas en los paisajes que únicamente definen tanto los tsunamis del pasado como los de presente (Shuto *et al*, 1998).

### **3.2 MAGNITUD E INTENSIDAD**

La magnitud del tsunami evalúa el tamaño del sismo causante de las olas, y la intensidad se refiere a las consecuencias del evento de lugar a lugar. La magnitud de un tsunami es un parámetro físico que mide la energía irradiada por la fuente del tsunami y no refleja las consecuencias de éste (Bryant, 2009). En el caso de ser inducido por un sismo, la magnitud corresponderá a las dimensiones del desplazamiento del piso oceánico. Las dimensiones son parámetros físicos del plano de falla y son proporcionales a la magnitud del sismo.

La intensidad se refiere a una estimación subjetiva de los daños que ha causado el fenómeno, ya que tiene un comportamiento diferente incluso dentro de la misma área afectada. No depende de algún parámetro físico, y debe estimar o evaluar el impacto sobre la cantidad de pérdidas humanas, daños a propiedades y los efectos en el ambiente natural (Bryant, 2009)

Las primeras escalas de intensidad de tsunami fueron desarrolladas por Sieberg (1927). Muchos otros como Imamura (1942), Iida (1956) y Ambraseys (1962) intentaron para cuantificar estos fenómenos. Sin embargo, las escalas propuestas carecían de una descripción detallada de los grados de intensidad o causaban confusión entre las escalas de magnitud y la intensidad real. Papadopoulos e Imamura (2001), proponen una escala de intensidad de un tsunami de 12 grados basada en los siguientes principios:

- Independencia de parámetros físicos como la amplitud de onda (altura) en la fuente y en la costa.
- Sensibilidad, lo que significa un adecuado número de grados para describir incluso pequeñas diferencias en los efectos del tsunami.
- Una descripción detallada de cada grado de intensidad considerando todos los impactos posibles en el humano y en el ambiente natural además de la vulnerabilidad de las estructuras.

Imamura (1942, 1949) y Iida (1956, 1970) y Iida et al. (1967) desarrollan el concepto de magnitud  $m$ , definida como:

$$m = \log_2 H_{max}$$

Donde  $H$  es la altura máxima de tsunami (en metros) observada en la costa o medida en los mareógrafos.

Soloviev (1970) definió la intensidad de un tsunami  $i_s$  como:

$$i_s = \log_2 (2)^{1/2} (H)$$

Donde  $H$  (en metros) es la altura media en la costa.

La magnitud de tsunami  $M_t$  (Abe, 1979, 1981, 1985, 1989) o  $m$  (Hatori, 1986) fue definida por la forma general:

$$M_t = a \log H + b \log \Delta + D$$

Donde

$H$ : Máxima amplitud de una ola de tsunami (m) medida por los mareógrafos.

$\Delta$ : Distancia desde epicentro al mareógrafo a lo largo de la trayectoria más corta (km)

$M_t$ : Magnitud del sismo.

$a, b$  y  $D$ : Constantes.

Murty y Loomis (1980) propusieron la siguiente fórmula para cuantificar la magnitud (ML):

$$ML=2(\log E -19)$$

Donde E es la energía potencial del tsunami, dada en ergs.

Otro caso particular de la medición de la magnitud es propuesta por Shuto (1993) quien la consideró como una escala de intensidad:

$$i=\log_2 H$$

Donde H es la altura local del tsunami (en metros).

Finalmente Papadopoulos e Imamura (2001) proponen una equivalencia entre la escala de 12 grados y la propuesta por Shuto (1993).

**Tabla 3.1 Escala de intensidad de tsunami.**

<b>I</b> <b>(Papadopoulos &amp; Imamura, 2001)</b>	<b>H (m)</b>	<b>i</b> <b>(Shuto 1993)</b>
I-V	< 1	0
VI	2	1
VII – VIII	4	2
IX – X	8	3
XI	16	4
XII	32	5

### **3.3 MECANISMOS GENERADORES DE TSUNAMIS**

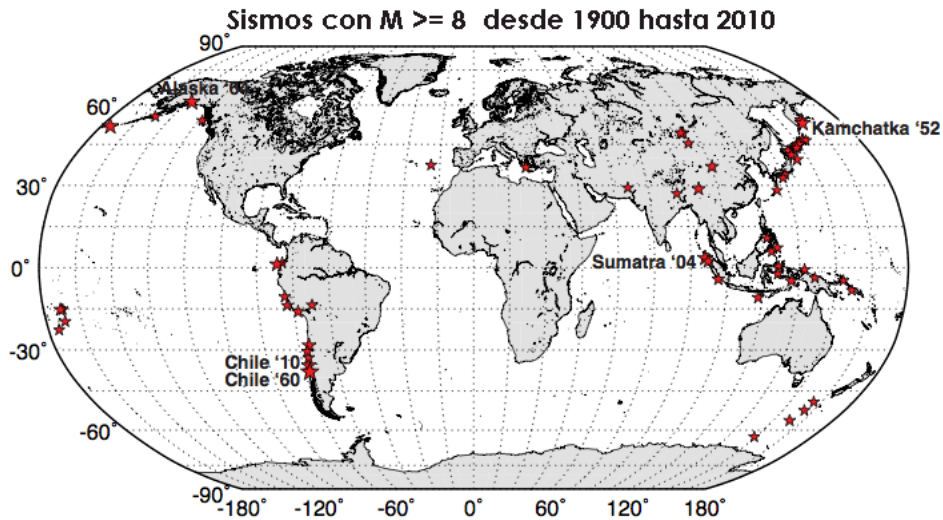
Los sismos y deslizamientos son los principales detonadores de tsunamis. En menor medida, la actividad volcánica y los impactos de asteroides causan tsunamis. Existen cinco orígenes principales de los tsunamis:

1. Sismos
2. Deslizamientos submarinos.
3. Volcanismo.
4. Impactos meteoríticos.
5. Fenómenos meteorológicos.

### **3.3.1 Sismos**

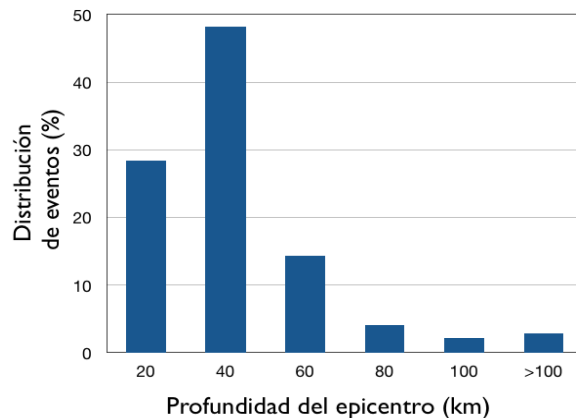
De acuerdo a los registros el Centro Nacional de Datos Geofísicos; NGDC por sus siglas en inglés; los sismos se consideran como la principal fuente generadora de tsunamis. La mayoría de los tsunamis han sido generados por sismos de magnitud mayor a 8 (Figura 3.3). Entre los sismos tsunamigénicos que han causado más víctimas mortales se encuentran (NGDC, 2011):

1. 26 de diciembre de 2004. Un sismo con epicentro en altamar, frente a las costas de Indonesia, con magnitud de 9.1. Las alturas máximas registradas fueron de 50.9 metros y el número de runups contabilizados fue de 997. Causó la muerte a 227 898 personas y las pérdidas económicas ascendieron a más de 10 000 millones de dólares.
2. 3 de marzo de 2011. El sismo con epicentro en Honshu Japón registró una magnitud de 9. Y las alturas máximas registradas aún se siguen estudiando. El número de runups observados fue de 386. Las víctimas mortales ascienden a más de 20,000.
3. 26 de junio de 1941. En Andaman, India se registró un sismo de magnitud 7.6. El tsunami generó olas de 1.5 metros de altura, sin embargo causó la muerte a más de 5,000 personas.
4. 16 de agosto de 1976. En las Filipinas un sismo de magnitud 8.1 impactó las costas de este lugar con olas de 8.5 metros de altura. El número de muertos ascendió a 4376.
5. 4 de noviembre de 1952. En la región de Kamchatka, Rusia; el sismo de 8.5 generó olas de 18 metros y hasta 290 runups. El número de víctimas fatales fue de alrededor de 4000.



**Figura 3.3.** Distribución de sismos con magnitud mayor o igual a 8 desde 1900 hasta 2010. Las estrellas rojas indican su epicentros (Modificado de USGS Eartquake Hazard Program, 2011)

De acuerdo a los datos recopilados por el Centro Nacional de Datos Geofísicos; (NGDC, por sus siglas en inglés) dependencia de la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica (NOAA por sus siglas en inglés); de ahora en adelante esta referencia se indicará como NGDC; la mayoría de los tsunamis se generan con sismos de profundidad del foco menores a 60 kilómetros. Del total de 760 registros, casi 50% de los tsunamis se originan con focos de entre 20 y 40 kilómetros de profundidad. Un 30% entre 0 y 20 kilómetros y aproximadamente el 15% entre 40 y 60 kilómetros. A más de 80 kilómetros de profundidad se generan escasos sismos tsunamigénicos (Figura 3.4).



**Figura 3.4** Distribución de tsunamis y profundidad del sismo. Se observa una mayor cantidad de eventos generados a una profundidad menor de 40 kilómetros. Datos obtenidos de National Geophysical Data Cente; Global Database, 2011.

A continuación se presentan algunas descripciones con los tsunamis más significativos en diversas partes del mundo que son asociados a eventos sísmicos.

### ***Océano Pacífico***

- **México, 1787**

Núñez-Cornú *et al.* (2008) presentan un modelo computarizado sobre el sismo y el posterior tsunami del 28 de marzo de 1787 (nombrado como evento “San Sixto”). Este sismo ocurrió en las costas del Pacífico Mexicano, el cual tuvo efectos devastadores en las costas de Guerrero y Oaxaca. Algunos documentos históricos indican que algunos pescadores quedaron suspendidos en árboles que se encontraban en cerros altos, a una distancia de más de 6 kilómetros desde la costa (Valdez, 1787). Algunos datos publicados más recientemente sugieren que en la bahía de Acapulco, las alturas del tsunami excedieron los 4 metros (Cruz & Wyss, 1983), además se presume que la inundación alcanzó más de 6 kilómetros tierra adentro. Los resultados del modelado matemático sugieren olas con alturas entre 4 y 18 metros en localidades como Acapulco y Corralero. Alturas de al menos 2 metros en Jamiltepec y Tehuantepec, todas ellas en la zona costera de Guerrero y Oaxaca.

- **Chile, 1960**

El 22 de mayo de 1960, el terremoto de mayor magnitud nunca antes registrado instrumentalmente (Mw 9,5) azotó el sur de Chile, en las cercanías de la población de Valdivia (Figura 3.3). Liberó su mayor energía en el territorio comprendido entre Concepción y Chiloé (Veyl, 1960). Este sismo provocó un tsunami que arrasó pueblos y ciudades costeras ya destruidas por el terremoto, produciendo la muerte de cerca de 5000 personas. Se desplazó, posteriormente, por el Pacífico hasta las Islas Hawaii y las costas de Sanryku y Hokaido en Japón (Iwasaki y Horikawa, 1960; Eaton et al., 1961). Donde causó la muerte de alrededor de 200 personas. En Chile, el período de las ondas generadas fue de 12-15 min, y se formaron grupos de tres olas, lo que trajo como consecuencia la destrucción de pueblos costeros como Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Ancud y Maullín (Veyl, 1961).

- **Estados Unidos, 1992**

Los tsunamis asociados a sismos también pueden ser generados de forma local. Por ejemplo, el 25 de abril de 1992, un sismo de magnitud 7.1 con epicentro en la costa Norte de California, produjo un pequeño tsunami. Fue detectado a lo largo de la costa de California y Oregón e incluso en Hawai (González & Bernard, 1993). La localización y la orientación de la ruptura confirmaron la posibilidad de que la zona de subducción en Cascadia podría producir fuertes sismos y tsunamis locales (Bernard, 2005).

- **Nicaragua, 1992**

El sismo del 1 de septiembre de 1992 con una magnitud  $M_s = 7.2$  generó un tsunami más grande de lo esperado. El ancho de la falla es de 40 kilómetros mucho más angosto que el área de réplica y sólo se extiende sólo dentro de los 10 kilómetros superiores del fondo oceánico. La cantidad de desplazamiento de la falla fue de 3 metros. Una lenta ruptura en la falla somera, posiblemente en los sedimentos subducidos, es responsable de esta grande ola tan inusual (Satake, 1994). Estudios de campo (Satake et al. 1993, Murty et al 1992) revelaron la altura que las olas alcanzaron en las diferentes partes de la costa del Pacífico. En promedio fue de 4 metros pero en varios lugares alcanzó los 6 y 7 metros. Las alturas más altas ocurrieron en El Transito, donde la ola alcanzó casi 10 metros, aquí el saldo de muertos y heridos fue muy alto. En La Boquita y Las Salinas alcanzó las 7 metros y en Marsella las 8 metros. Es notable que las alturas de las olas varían mucho entre lugares muy cercanos, p.ej. entre Marsella y San Juan del Sur. Las causas de estos fenómenos son las condiciones locales del perfil del mar y además efectos ondulatorias de varias frentes de las olas que se pueden sobreponer o aniquilar parcialmente. Este tsunami causó cerca de 170 víctimas y daño significativo a las áreas costeras (Piatanesi et al., 1996).

- **Japón 1993**

El 12 de Julio de 1993, un sismo de  $M_w=7.8$  en Hokkaido-Nansei-Oki, Japón, generó un tsunami con alturas de run-up cercanas a los 30 metros (Shuto, 1995). Estos valores fueron los más altos registrados en Japón durante el siglo XX (*Hokkaido Tsunami Survey Group*, 1993; *Shuto and Matsutomi*, 1995) y son de los registros más altos que se tienen de este tipo de eventos no asociados a deslizamientos (Titov, 1997).

- **Papua Nueva Guinea, 1998**

El 17 de Julio de 1998 un sismo de magnitud 7.1 (Mw), ocurrido en la costa norte de la isla de Nueva Guinea, generó un tsunami local muy destructivo. Más de 2189 personas murieron y ninguna estructura quedó en pie a lo largo de 19 kilómetros de costa (Goldsmith *et al.*, 1999).

- **Chile, 2010**

El sismo de magnitud 8.8 del 27 de Febrero de 2010, localizado en altamar, en la zona de Bio-Bio en Chile (Figura 3.3), generó un tsunami con olas de hasta 11 metros en algunas zonas (Lagos *et al.*, 2010). El sismo ocurrió a una profundidad de 35 km. Al menos 521 personas murieron, 56 se encuentran desaparecidas, 12 000 fueron heridas, 800 000 desplazadas y al menos 370 000 casas, 4 013 escuelas y 79 hospitales fueron dañados o destruidos en la región de Valparaíso – Concepción -Temuco. Las pérdidas económicas ascendieron a más de 30 000 millones de dólares (USGS Earthquake Hazard Program, 2011) .

### **Japón, 2011**

Al momento de redactar este trabajo se tienen datos preliminares de la ocurrencia de un tsunami generado por un sismo de magnitud 9 en Japón el 11 de Marzo de 2011. El epicentro se ubica al noreste de la costa de Honshu, resultado de un fallamiento de bajo ángulo cerca de la zona de subducción (USGS Earthquake Hazard Program, 2011). El tsunami se ha considerado como el más devastador en la historia de Japón, hasta la fecha se han contabilizado más de 20 000 víctimas fatales.

### ***Océano Índico***

Los tsunamis en el Océano Índico han sido generados en dos zonas de subducción dentro de esta región; Sunda (localizada en alta mar, cerca de Indonesia) y Makran (al noroeste de este océano) (Heidarzadeh *et al.*, 2007, 2008b). La zona de subducción en Sunda es la más tsunamigénica en todo el Océano Índico. Aquí se han generado al menos 70 tsunamis en el pasado (Rastogi & Jaiswal, 2006). Los estudios recientes llevados a cabo por Heidarzadeh *et al.* (2008a, b) indican que esta región ha experimentado al menos 8 tsunamis, generados principalmente por la zona de subducción en Makran.



- **Indonesia, 1994**

El sismo ocurrido el 3 de junio de 1994 en el Océano Índico, alrededor de 200 kilómetros al sur de Java, provocó un tsunami. Éste causó severos daños y numerosas víctimas en diversas poblaciones costeras. Los daños más significativos ocurrieron en el distrito de Banyuwangi donde los poblados de Rajekwesi, Pancer y Lampon fueron casi completamente arrasados por las violentas olas. La mayor parte de estos lugares fueron azotados por tres olas, con una altura documentada que excedía los 5 metros. El máximo run-up registrado fue de 9.5 metros, en Rajekwesi. En este mismo lugar se encontró el fenómeno de erosión más impresionante. En contraste, sólo en un lugar cercado a la isla de Bali ocurrió un ligero tsunami, el resto no presentó afectaciones (Maramai y Tinti, 1997).

- **Indonesia, 2004**

Un sismo de magnitud 9.0 afectó la costa oeste al norte de Sumatra (Figura 3.3), el 26 de diciembre de 2004. Éste generó una serie de olas (tsunami) que devastaron diversas zonas costeras a través del Océano Índico. Las cuales fueron registradas en diversas partes del mundo a través de estaciones mareográficas (Merrifield *et al.*, 2005). La alturas alcanzadas fueron alrededor de 30 metros, provocando la muerte de más de 225 000 personas en diversos países. Los países más afectados fueron Indonesia, Sri Lanka, Tailandia e India. Entre las zonas afectadas se encuentran las islas Andaman y Nicobar, la costa este de India desde Srikakulam en Andhra Pradesh a Nagapattinam en Tamil Nadu (Krishnakutty, 2006).

Este tsunami causó la mayor devastación económica, social y ambiental en áreas que además sufren pobreza. Murieron más de 280,000 personas, dejó a más de un millón sin hogar y provocó daños con un valor de más de 1,000 millones de dólares (Wikilson *et al.*, 2006). Este evento fue registrado en las costas brasileñas 20 horas después de su generación. Se registró como oscilaciones con períodos entre 30 y 90 minutos con amplitudes grandes, entre 0.6 y 1.2 metros. Coincidió con los modelos de propagación en aguas someras sobre topografía compleja, sin embargo, el orden de magnitud fue calculado menor al observado en la costa (França & De Mesquita, 2007).

### ***Océano Atlántico***

La ocurrencia de tsunamis en el Océano Atlántico no es tan frecuente como en el Pacífico. El tsunami más grande registrado en la costa Atlántica Oeste ocurrió el 1 de noviembre de 1755

frente a las costas de Portugal. El epicentro del sismo se localizó a 300 kilómetros al suroeste de cabo San Vicente (situado al suroeste de Portugal). Este evento tuvo una magnitud estimada de 8.7, el cual produjo uno de los tsunamis más poderosos y devastadores en las costas de Portugal, España y Marruecos (Guesmia *et al.*, 1998). La mayor cantidad de pérdidas humanas sucedió en Lisboa y Fez. El último tsunami registrado en el Atlántico tuvo lugar el 28 de febrero de 1969, dado el sismo de magnitud  $M_s=7.3$  ocurrido al sur de Gorrige Bank; un monte submarino localizado a 210 kilómetros al oeste de Portugal, entre las islas Azores y el Estrecho de Gibraltar. Sin embargo, las estaciones mareográficas sólo registraron un pequeño tsunami en Portugal, España, Marruecos, las islas Azores y las Canarias (Baptista *et al.*, 1992).

### ***Resto del mundo***

El sismo de Kocaeli (al noroeste de Turquía) en 1999; con una magnitud de 7.4, ocasionó un tsunami a lo largo de la costa al norponiente de este país. Las observaciones costeras indican alturas de run-up de 1 a 2.5 metros. Sin embargo, estas alturas se tornan más complejas a lo largo de la costa sur debido a la presencia de deslizamientos y áreas con subsidencia. De acuerdo a un estudio sísmico, se determinó que el sismo ocasionó un tsunami en la Bahía de Izmit, localizada en la parte noroccidental de Anatolia, Turquía (Altinok *et al.*, 2001).

#### ***3.3.2 Deslizamiento submarinos***

Los deslizamientos submarinos tienen el potencial de producir tsunamis debido al volumen de agua desplazado cuando ocurren éstos.

El 21 de noviembre del 2000 se registró un gran deslizamiento en Paatuut, costa oeste de Groenlandia. Alrededor de 90 millones de metros cúbicos de material principalmente basáltico, se deslizaron a una velocidad promedio de 140 km/h desde una altura de 1000 a 1400 metros. Aproximadamente 30 millones de metros cúbicos cayeron al océano, lo cual generó un tsunami con una altura de run-up de 50 metros cerca de la zona de deslizamiento y de 20 metros en Qullissat, una mina abandonada en el poblado opuesto a Paatuut. Los principales daños se ocasionaron en las embarcaciones. El origen del deslizamiento se relaciona a las condiciones meteorológicas de días anteriores al evento, ya que al fundirse y congelarse el agua dentro de las grietas pre existentes, se produjo la caída de la parte más escarpada de la montaña. Los

deslizamientos en el área son frecuentes debido a la presencia de densos basaltos que sobreyacen a rocas sedimentarias pobremente consolidadas. Estos deslizamientos raramente alcanzan el océano y causan tsunamis (Dahl-Jensen *et al.*, 2004).

### 3.3.3 *Volcanismo*

Se tienen 92 casos documentados de tsunamis originados por volcanes, de los cuales 16.5 % fueron resultado de sismos tectónicos asociados a la erupción, 20 % a flujos piroclásticos, 14 % a erupciones submarinas y 7 % al colapso de volcanes. Una erupción volcánica raramente ocasiona un gran tsunami, ya que el volcán debe encontrarse en el océano. Por ejemplo, el volcán Tambora, Indonesia (en la isla de Sumbawa) tuvo una violenta y explosiva erupción en 1815 (Oppenheimer, 2003). No obstante, sólo se produjo un tsunami local de 2 a 3 metros de altura ya que éste se encontraba 15 kilómetros tierra adentro. Por el contrario, el 27 de agosto de 1833 el volcán Krakatoa<sup>2</sup>, Indonesia. Hizo erupción provocando una serie de grandes tsunamis que alcanzaron run-ups superiores a 40 metros (Latter, 1981). Una de las erupciones más destructivas fue la del volcán Santorini, en Grecia, ocurrido alrededor del año 1740 a. C., causando un tsunami que arrasó con los poblados costeros del mediterráneo, se estiman alturas de la ola de alrededor de 1.9 a 17 metros, las estimaciones de los depósitos sedimentarios en la isla de Thera indican olas en la costa de 7 a 12 metros de altura (McCoy, 2000).

Por ejemplo, se tienen registros de un tsunami ocasionado por la erupción del Monte Columbo (banco volcánico submarino) en el año 1650. Se encuentra a 6.5 kilómetros al noreste de la Isla de Thera, aproximadamente a 200 kilómetros al sureste de Atenas, en Grecia. La ola inundó más de 3 kilómetros tierra adentro y destruyó algunas construcciones de la época. (Dominey-Howes *et al.*, 2000) Esta isla ha sido afectada en diversas ocasiones por este tipo de eventos. Durante la edad de Bronce, alrededor del año 1500 a. C., una enorme erupción dio lugar a una gigantesca ola que causó daños considerables en la zona e incluso se considera parcialmente responsable de la decadencia del imperio Minoico que habitaba en la isla de Creta. Después de la subsidencia marina, la configuración del área fue alterada (Antonopoulos, 1992).

---

2

Fue una isla de tres conos volcánicos situados en el Estrecho de Sonda, entre Java y Sumatra.

### **3.3.4 Impacto de asteroides**

El impacto de asteroides en el océano es considerado como una causa de generación de tsunamis. Sin embargo, no hay registros históricos de este tipo de eventos, aunque se cuenta con registros geológicos que atestiguan su ocurrencia. De acuerdo a estimaciones, un asteroide rocoso de 300 metros de diámetro puede producir olas de más de 2 metros de altura al momento del impacto con el océano. La probabilidad de ocurrencia es muy baja; menos de 1 por ciento para los próximos 50 años. Uno de los registros más importantes se encuentra en Chicxulub, Yucatán, México; donde se han localizado vestigios del impacto de un asteroide que causó un gran tsunami, alcanzando varios kilómetros tierra adentro a lo largo del proto Golfo de México (Burgeois *et al.*, 1988).

### **3.3.5 Fenómenos meteorológicos**

Existen otro tipo de olas con características similares a las olas ordinarias de un tsunami, pueden afectar las costas de manera similar, aunque los efectos catastróficos se observan normalmente en bahías y ensenadas. Estas olas destructivas no están relacionadas a la actividad sísmica, explosiones volcánicas, deslizamientos submarinos o impactos meteoríticos si no a forzamientos atmosféricos (olas atmosféricas por gravedad, saltos de presión, tempestades y otro tipo de perturbaciones atmosféricas) (Defant, 1961; Hibiya & Kajiura, 1982; Rabinovich & Monserrat, 1996, 1998). Lo anterior da lugar a olas oceánicas barométricas en mar abierto y que se amplifican cerca de la costa por medio de mecanismos específicos de resonancia. Nomitsu (1935) y Defant (1961) usan el término “Tsunamis meteorológicos o meteotsunamis” para este tipo de olas.

Los meteotsunamis son mucho menos energéticos que los tsunamis sísmicos, es por ello que éstos son siempre locales, mientras que los de origen sísmico pueden tener efectos destructivos globales. Los meteotsunamis destructivos son siempre el resultado de la combinación de diversos factores de resonancia. La baja probabilidad de éstos es la razón principal por la cual este tipo de tsunamis son poco frecuentes y sólo son observados en punto específicos en el océano (Monserrat *et al.*, 2006). Estas olas adquieren específicos nombres en diferentes partes del mundo; por ejemplo, “rissaga” en la islas Baleares (localizadas en el mediterráneo español) (Ramis y Jansà, 1983; Monserrat *et al.*, 1991); “marubbio” en Sicilia, Italia (Coluci & Michelato, 1976; Candela

*et al.*, 1999); “milghuba” en Malta (Airy, 1878; Drago, 1999); “abiki” en la Bahía de Nagasaki, Japón (Honda et al., 1908; Akamatsu, 1982; Hibiya & Kajiura, 1982), y “Seebäe” en el Mar Báltico (Defant, 1961; Metzner et al., 2000). Estas olas han sido igualmente documentadas en el Mar Amarillo (Wang et al., 1987), en el mar Adriático (Hodžić, 1979), en el mar Egeo (Papadopoulus, 1993), el Canal Inglés (Douglas, 1929), los Grandes Lagos (Ewing et al., 1954; Donn, 1959; Irish, 1965), la costa Atlántica norponiente (Donn & McGuinness, 1960; Donn & Balachandran, 1969; Mercer et al., 2002), la costa de Argentina (Dragani et al., 2002) y la costa de Nueva Zelanda (Goring, 2003, 2005).

Uno de los lugares con mayor ocurrencia de este fenómeno es el puerto Ciutadella de Menorca; isla perteneciente a España que se encuentra en el Mediterráneo. En varias ocasiones estas olas de entre 3 a 4 metros de altura han causado daños severos en la costa, a las embarcaciones y a las construcciones portuarias (Rabinovich & Monserrat, 1998). Algunas oscilaciones similares han ocurrido en algunos puertos y pequeñas ensenadas de las islas Baleares (en el mar Mediterráneo), aunque no son tan fuertes como en Ciutadella.

La tendencia general de la correlación entre la presión atmosférica y el nivel del mar es clara; las fuertes perturbaciones atmosféricas generan normalmente grandes oscilaciones. Se sabe que la altura de las olas generadas en varias bahías y ensenadas dependen en gran medida de las características de resonancia de la cuenca interna y del ajuste de la plataforma (Wilson, 1972; Murty, 1977). La diferencia de respuestas de diferentes bahías al mismo forzamiento demuestra la importante influencia de la topografía local. (Rabinovich & Monserrat, 1998).

Dada una fuerte similitud entre los meteotsunamis generados atmosféricamente y los tsunamis generados por sismos, es difícil reconocer uno del otro. Algunos catálogos de tsunamis contienen comúnmente el término “tsunamiode” para los eventos de origen desconocido (Lander et al., 1993; Soloviev et al., 2000; Tinti et al., 2001, 2004) lo que de hecho son olas generadas por efectos atmosféricos.

## 3.4 PROPAGACIÓN

En mar abierto, los tsunamis tienen una altura de una decena de centímetros a algunos metros y varias decenas de cientos de kilómetros en longitud de onda, por lo que es difícil identificar este tipo de olas en el océano profundo. Debido a sus propiedades de onda larga, la energía de los tsunamis se distribuye desde el fondo del mar hacia la superficie. En la medida que un tsunami se acerca a aguas someras, la energía se comprime en una distancia mucho menor y posee una profundidad más limitada, por consiguiente presenta un incremento en la altura de tsunami (Shiki *et al.*, 2008).

### 3.4.1 *Tsunami en mar abierto*

Los tsunamis poseen la característica de ser una onda larga, la cual se define con una longitud de onda muy grande y una altura muy pequeña comparada con la profundidad del agua (alrededor de 20 veces menor). Para que los tsunamis generados por sismos tengan un gran efecto, el área de desplazamiento del fondo marino debe ser de varias decenas a cientos de kilómetros, y el desplazamiento vertical del piso oceánico debe ser de varios metros, mientras que la profundidad del agua de la onda fuente debe ser de varios miles de metros. La velocidad de propagación de un tsunami depende sólo de la profundidad del agua, la cual es una de sus principales características, así mismo, la trayectoria es afectada sólo por la topografía submarina (*Ídem*).

### 3.4.2 *Tsunami en agua someras*

Cuando un tsunami avanza desde el mar profundo a aguas someras, la velocidad de propagación disminuye y la velocidad de corriente se incrementa. Los intervalos entre los trenes de ondas se vuelven más cortos y la altura de la ola aumenta. La inundación por tsunami en las zonas costeras se efectúa de diversas formas, por ejemplo, como un incremento gradual en el nivel del mar por olas que no rompen, grandes olas de marea (como una columna de agua). En los casos más severos, la altura del tsunami cerca de la costa puede alcanzar varias decenas de metros. En una planicie costera, la extensión horizontal de la inundación perpendicular a la línea de costa puede exceder varios cientos de metros o incluso varios kilómetros. El run-up y el backwash de un tsunami se repiten varias veces en intervalos de tiempo de varios minutos. Como resultado de las

fuertes y repetidas corrientes, el impacto en el ambiente costero es significativo, afectando la vida y las edificaciones; además de erosionar y depositar sedimento (*Ídem*).

### 3.5 DISTRIBUCIÓN DE TSUNAMIS EN EL MUNDO

#### 3.5.1 Distribución de tsunamis y fatalidades

Los reportes de Tsunamis se extienden hasta 4000 años atrás en China, 2000 años en el Mediterráneo y alrededor de 1300 años en Japón. Sin embargo, muchas áreas con potencial tsunamigénico tienen muy pocos registros. Tal es el caso de la región costera de Chile y Perú, donde sólo se tienen registros de los últimos 400 años, mientras que de Alaska se tienen desde el año 1788, en Hawai los reportes se inician en 1813 mientras que hacia el oeste de Canadá y Estados Unidos sólo se cuentan con un par de ellos. En Nueva Zelanda y Australia en los últimos 20 años se han iniciado los reportes y los documentos históricos datan de menos de 150 años. En México se tienen algunos registros a partir de 1732 (NGDC, 2011).

En el Océano Pacífico han ocurrido alrededor del 25.4% de todos los tsunamis ocurridos. En el Océano Índico se registraron 20.3% del total mientras que en Japón y Rusia un 18%. En el Caribe han ocurrido un 13.8% del total, en el Mar Mediterráneo 10.1%, en la Costa este del Pacífico 8.9%. Mientras que en la Costa este del Atlántico 1.6%, en la Bahía de Bengala 0.8% y en la Costa oeste del Atlántico 0.4% (Tabla 3.1).

**Tabla 3.2** *Distribución de Tsunamis (en %) en los mares y océanos del mundo. Tomada de Bryant, 2005.*

Localización	Distribución (%)
Océano Pacífico	25.4
Océano Indico	20.3
Japón y Rusia	18.6
Caribe	13.8
Mediterráneo	10.1

Costa este del Pacífico	8.9
Costa este del Atlántico	1.6
Bahía de Bengala	0.8
Costa oeste del Atlántico	0.4

---

### ***3.5.2 Región del Océano Pacífico***

La distribución de tsunamis sugiere que uno de cada cuatro tsunamis tiene su origen en el océano Pacífico (Tabla 3.1). Dentro de éstos, la costa de Japón tiene la mayor concentración; 22.1% del total. La costa de Sudamérica tiene 18.6% e Indonesia un 12.3%. Algunas pequeñas regiones son muy propensas a los Tsunamis, entre ellas se encuentran el norte de California, Hawaii, el suroeste de Chile y Perú. En estos lugares, las zonas costeras son afectadas por destructivas olas en intervalos de aproximadamente 30 años.

Los sismos tsunamigénicos con magnitudes (Ms) mayores a 8.2 afectan el océano Pacífico una vez cada 25 años. Aquellos generados en el sur de Chile, Alaska y en la Península de Kamchatka son productores potenciales de tsunamis de gran tamaño. El 22 de mayo de 1960 ocurrió el evento más devastador del siglo pasado en Chile. Un tsunami afectó las costas de Hawaii, Islas Pitcairn, Nueva Guinea, Nueva Zelanda, Japón, Okinawa y las Filipinas.

La Península de Kamchatka, Rusia, es la línea costera más tsunamigénica en el mundo. Entre 1737 y 1990 se registraron casi 8000 sismos de los cuales 96 generaron tsunamis. Las erupciones volcánicas fueron la causa de 6 tsunamis. Mientras que 4 eventos tuvieron una fuente desconocida. Además se tiene reportes de 15 tsunamis de fuente lejana.

Las planicies aluviales se inundan por efectos de tsunami cada 12.3 años. Uno de los eventos más destructivos de los que se tiene registro, ocurrió el 17 de octubre de 1737 en las islas Kuril; Japón. El tsunami alcanzó una altura de run-up de hasta 60 metros e inundó más de 10 kilómetros a partir de la costa. El 4 de noviembre de 1952 ocurrió un evento similar en la misma área. Se registraron alturas de run-up de hasta 20 metros y se extendió por todo el Océano Pacífico (NGDC, 2011).



En los últimos 2000 años han habido 692,464 muertes humanas atribuidas a los efectos de tsunamis en la región del Pacífico. El 95.4% de éstas ocurrieron en eventos que quitaron la vida a miles de personas en cada uno.

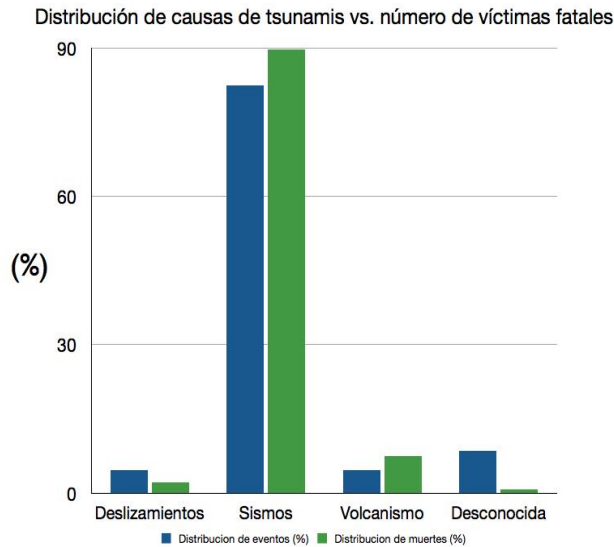
En Centroamérica se tiene un catálogo de registros de tsunamis. Durante el período comprendido entre los años 1539-1996, hay registro con un total de 49 tsunamis. De los cuales 37 ocurrieron en el Pacífico y 12 en el Caribe. La mayoría de los eventos ocurridos en el Pacífico se generaron en la zona de subducción entre la placa de Cocos y la del Caribe. Se tienen registros de 10 tsunamis locales, 7 en el Pacífico y el resto en el Caribe. Los daños reportados van desde daños a las costas y embarcaciones hasta la destrucción de pequeños poblados, sin embargo no hay una cuantificación de estos. Una estimación empírica del riesgo de tsunamis indica que el 43 % de los grandes sismos ( $M_s = 7.0$ ) a lo largo de la Costa Pacífica de América central y 100% a lo largo de la del Caribe han generado tsunamis. En el Pacífico, la costa en el segmento que va desde Guatemala a Nicaragua tiene una probabilidad del 32% de generar tsunamis después de un gran sismo, mientras que la probabilidad es de 67% para el segmento costero de Costa Rica a Panamá (Fernández *et al.*, 2000).

De acuerdo a los registros obtenidos, en el Océano Pacífico los sismos causan más del 82% de los tsunamis. Mientras que el volcanismo y los deslizamientos causan casi un 10% de éstos. Alrededor de un 8% de los tsunamis registrados tiene un origen desconocido (NGDC, 2007). Además, la causa más frecuente de tsunami es la que genera un mayor número de víctimas mortales (Figura 3.5).

### ***3.5.3 Distribución de tsunamis en México***

En México se tienen tan sólo 52 registros de tsunamis (National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011). De los cuales 16 son de origen lejano y 34 de origen local (Farreras, 2005). A partir de 1907 se tiene un registro continuo de éstos datos con la mejora de los sistemas de detección sísmica (Tabla 3.3). Aproximadamente una tercera parte de los tsunamis registrados han causado una destrucción considerable. Los dos eventos más destructivos, con olas de alrededor de 10 metros de altura, fueron generados posiblemente por deslizamientos submarinos. Éstos son el del 16 de noviembre de 1925 en Zihuatanejo, Guerrero y el del 22 de junio de 1932

en Cuyutlán, Colima. Los más recientes fueron los del 19 y 21 de septiembre de 1985, que afectaron al puerto de Lázaro Cárdenas, con alturas máximas de 2.5 metros (Farreras y Sánchez, 1987). Además del evento ocurrido el 9 de octubre de 1995, el cual afectó localidades costeras de Jalisco y Colima, con alturas máximas de 5 metros (Borrero *et al.*, 1997).



**Figura 3.5.** Distribución Tsunamis (color azul) y fatalidades (color verde) en la región de Océano Pacífico en los últimos 2000 años (Intergovernmental Oceanographic Commission, 1999; United Nations, 2006; National Geophysical Data Center and World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 2007).

**Tabla 3.3.** Registros de tsunamis en México. Datos obtenidos del Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC, por sus siglas en inglés). Se indica la fecha de ocurrencia, la magnitud del sismo, latitud, longitud, la altura máxima alcanzada por la ola en metros, el número de run-ups y la intensidad del tsunami en base a Shuto (1993).

Año	Mes	Día	Magnitud del sismo	Latitud N	Longitud W	Altura Máxima [m]	# Run-ups	Intensidad Tsunami
1537			*				0	
1732	2	25	*	16.8	-99.9	3	1	1.5
1754	8	17					0	
1754	8	20					0	

1754	8	30					<b>0</b>	
1754	9	1	*	16.8	-99.2	4	<b>1</b>	2
1784	3	28	*	16.9	-99.9	3.65	<b>1</b>	
1787	3	28	<b>8.3</b>	16.5	-98.5	4	<b>3</b>	2.5
1787	4	3	<b>7.3</b>	15.5	-97	4	<b>3</b>	1
1820	5	4	<b>7.6</b>	17.2	-99.6	4	<b>1</b>	1.5
1833	3	10	*	16.8	-99.9		<b>1</b>	0.5
1834	3	14	<b>7</b>	16.8	-99.9		<b>1</b>	
1845	4	7	<b>8</b>	17	-100.6		<b>1</b>	1.5
1852	11	29	<b>7</b>	32.5	-115.5	3	<b>1</b>	1
1852	12	4	<b>7</b>	17	-100		<b>1</b>	
1854	12	4		16.8	-99.2		<b>0</b>	
1860	3	17		16.7	-99.2		<b>0</b>	
1868	5	25	*	16.8	-99.2		<b>1</b>	
1868	8	12	*	16.8	-99.9		<b>1</b>	
1870	5	11	<b>7.9</b>	15.4	-96.3		<b>1</b>	
1875	2	23	*	20	-105		<b>1</b>	
1883	3	12					<b>0</b>	2
1887	5	3	<b>8</b>	31	-109		<b>1</b>	1
1891	7	30	*	25.5	-103.5		<b>0</b>	1
1897	6	20	<b>7</b>	16	-95		<b>0</b>	
1902	8	16		24.6	-107.9		<b>1</b>	
1903	7	16	*	16.7	-99.2		<b>0</b>	
1907	4	14	<b>8.1</b>	17	-100	2	<b>2</b>	
1909	7	30	<b>7.4</b>	16.8	-99.8	9	<b>1</b>	
1925	11	16	<b>7</b>	18.5	-107	11	<b>1</b>	3
1928	3	22	<b>7.7</b>	15.67	-96.1		<b>1</b>	
1928	6	16	<b>7.8</b>	16.25	-98	0.2	<b>10</b>	1
1932	6	3	<b>8.1</b>	19.5	-104.25	3	<b>13</b>	2
1932	6	18	<b>7.8</b>	19.5	-103.5	1	<b>2</b>	0.5
1932	6	22	<b>7</b>	19	-104.5	10	<b>6</b>	1.5
1934	11	30	<b>7</b>	18.5	-105.5	0.11	<b>1</b>	
1948	12	3	<b>6.9</b>	22	-106	5	<b>1</b>	1.5
1950	12	14	<b>7.5</b>	16.48	-98.22	0.3	<b>2</b>	
1957	7	28	<b>7.9</b>	16.5	-99.1	1.3	<b>3</b>	0.5
1962	5	11	<b>7</b>	17.2	-99.6	0.81	<b>1</b>	
1962	5	19	<b>7.2</b>	17.2	-99.5	0.34	<b>1</b>	
1965	8	23	<b>7.8</b>	16.3	-95.8	0.4	<b>1</b>	
1968	9	25	<b>7</b>	15.6	-92.6	2	<b>0</b>	1
1973	1	30	<b>7.5</b>	18.48	-103	1.13	<b>9</b>	
1978	11	29	<b>7.8</b>	16.01	-96.59	1.5	<b>1</b>	
1979	3	14	<b>7.6</b>	17.81	-101.28	1.3	<b>3</b>	
1981	10	25	<b>7.3</b>	18.08	-102.08	0.09	<b>1</b>	
1985	9	19	<b>8</b>	18.19	-102.53	3	<b>19</b>	
1985	9	21	<b>7.6</b>	17.8	-101.65	1.2	<b>2</b>	
1995	9	14	<b>7.4</b>	16.78	-98.6	0.4	<b>5</b>	-1
1995	10	9	<b>8</b>	19.06	-104.21	11	<b>32</b>	2.5
1996	2	25	<b>7.1</b>	15.98	-98.07	0.1	<b>1</b>	-3
2003	1	22	<b>7.5</b>	18.77	-104.1	0.61	<b>3</b>	0.5

De acuerdo a las estadísticas, en México la mayoría de los tsunamis de origen sísmico ocurridos en los últimos 100 años han tenido una magnitud entre 6.9 y 8.3. A continuación se mencionan los registros de tsunamis más significativos.

▲ **28 de marzo de 1787**

Un tsunami fue generado por un sismo de magnitud estimada mayor a 8, localizado cerca de San Marcos, Guerrero. Las mayores afectaciones ocurrieron frente a las costas de los estados de Oaxaca, Guerrero y Michoacán. El tsunami afectó el Puerto de Acapulco, Guerrero. Algunos relatos indican que la inundación por esta ola fue de 8 kilómetros tierra adentro. Algunas personas murieron al ser arrastradas por las olas y otros tantos pescadores quedaron atrapados entre los árboles. La altura de las olas fue de alrededor de 4 metros. Así mismo, se registró este suceso en Pochutla, Tehuantepec y en otros asentamientos de Oaxaca (Soloviev y Go, 1975; Heck, 1947; Iida *et al.*, 1967; Cruz y Wyss, 1983; Suárez, 1986, Núñez-Cornú y Ponce, 1989).

▲ **14 de abril de 1907**

Este tsunami tuvo su origen en un sismo de magnitud  $M_s=8.0$ . El epicentro fue localizado en San Marcos, Guerrero. Las mayores afectaciones fueron en el puerto de Acapulco, Guerrero. El límite de inundación alcanzó los 300 metros tierra adentro. Afortunadamente, no se registraron víctimas mortales ya que los habitantes buscaron refugio en las partes altas del puerto (Soloviev & Go, 1975; Singh *et al.*, 1984; Cruz & Wyss, 1983).

▲ **30 de julio de 1909**

este tsunami fue generado por un sismo de magnitud  $M_s=7.4$ . El epicentro se ubicó cerca de Acapulco, Guerrero. Uno de los efectos observados fue el retiro del mar, 10 metros desde la costa. Lentamente recobró su estado habitual. La altura de las olas más grandes observadas fueron de 7 a 11 metros en Zihuatanejo, Guerrero (Soloviev & Go, 1975; Devora & Farreras, 1993).

▲ **9 de noviembre de 1925**

El 9 de octubre de 1995, el sismo de magnitud  $M_s=7.4$  y  $M_w=8$  generó un tsunami frente a las costas de Jalisco y Colima. Las olas alcanzaron aproximadamente 11 metros de altura. Los daños se reportaron a lo largo de 120 kilómetros de costa en la región epicentral, desde la Bahía de Tenacatita hasta Manzanillo, Colima (NGDC, 2011).

▲ **16 de noviembre de 1925**

EL tsunami con la altura más grande registrada en México, fue el del 16 de noviembre de 1925. Éste alcanzó olas de hasta 11 metros frente a las costas de Zihuatanejo, Guerrero. La causa de este evento permanece en controversia ya que el sismo ocurrido la misma fecha con  $M_s=7.0$  parece no

ser su origen. El registro sismológico indica que éste ocurrió a 600 kilómetros de distancia de la zona afectada y con una diferencia de tiempo considerable. Lo cual no coincide con las características de la ola. Se consideran tres opciones aceptables para explicar su génesis.

1. Un error en la magnitud reportada o un tipo de sismo particularmente lento.
2. El cálculo del epicentro pudo haber sido erróneo y su verdadera localización sea cercana a Zihuatanejo.
3. La ola reportada no está relacionada con el sismo sino con un deslizamiento submarino o un fenómeno meteorológico (Singh *et al.*, 1998).

#### ▲ **3 de junio de 1932**

El tsunami del 3 de junio de 1932 se generó por un sismo con epicentro frente a las costas de Jalisco, con una magnitud  $M_s = 8.2$  (Pacheco *et al.*, 1997). La altura de las olas registradas en Colima fueron; de 2 metros en Manzanillo, de 3 metros en San Pedrito. Mientras que en Cuyutlán las alturas observadas fueron de hasta 10 metros. Éste es considerado como el tsunami de origen local más destructivo en los registros (Farreras *et al.*, 1991).

#### ▲ **3 de diciembre de 1948**

Un sismo de magnitud  $M_s=6.9$  con epicentro frente a las costas de Nayarit generó un tsunami con olas estimadas de 2 a 5 metros. Los mayores daños ocurrieron en las Islas Mariás, donde al menos cuatro personas murieron y otras tantas resultaron heridas. Este evento no fue registrado ni observado en otras localidades (Soloviev y Go, 1975; Lockridge y Smith, 1984).

#### ▲ **19 de septiembre de 1985**

El sismo generador de este tsunami ha sido el fenómeno natural que ha causado más daños materiales y pérdidas humanas en la historia de México. Este sismo causó la muerte de más de seis mil personas. La magnitud estimada fue de  $M_s=8.1$ . El epicentro se localizó en  $17.2^\circ$  N y  $102.3^\circ$  W, compuesto por dos subeventos separados 80 kilómetros entre sí. Con una duración de 20 segundos, ocurrido a las 07:19 hora local. Se originó en el segmento de subducción de la Fosa Mesoamericana; conocida como Brecha de Michoacán. El tamaño de la zona de ruptura fue de aproximadamente 170 kilómetros de largo por 50 km de ancho en el fondo del mar, en la porción noreste denominada “vacancia de Michoacán” por Singh *et al* (1981). La componente de desplazamiento vertical del lecho marino fue de 0.93 metros. El tsunami fue observado en Lázaro Cárdenas y Playa Azul, Michoacán; Zihuatanejo y Acapulco, Guerrero. Además fue observado en Manzanillo, Colima. En Playa Azul el límite de inundación alcanzó 150 metros tierra adentro. Mientras que en Lázaro Cárdenas este límite fue de 500 metros. Las alturas registradas en estas localidades fueron de alrededor 2.5 metros. En el puerto no hubo víctimas asociadas al tsunami, la mayor parte de los daños materiales se debieron directamente a la inundación de la zona

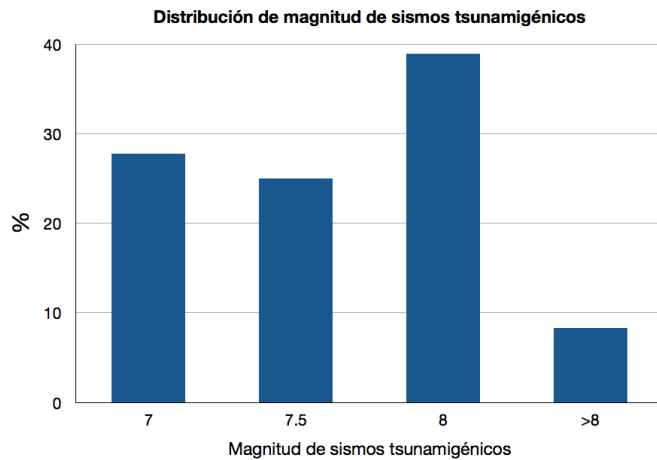
portuaria industrial. Por otra parte, en Zihuatanejo el tsunami alcanzó olas de hasta 3 metros. Estas alturas fueron posiblemente incrementadas debido al efecto de resonancia producido en la bahía dada su configuración geométrica (semicircular cerrada). La ola inundó 200 metros tierra adentro, penetrando al centro de la ciudad e inundando el primer piso de varios hoteles y restaurantes situados en la playa. Parte de la arena fue erosionada y transportada por las olas, desapareciendo. Algunas instalaciones de cultivo de ostiones y de cuidado de tortugas fueron destruidas. Las aguas de la bahía permanecieron oscilando de forma anormal durante 9 horas. Así mismo, en Acapulco, la estación mareográfica detectó una elevación máxima de 1.15 metros, una velocidad promedio de 802 km/hr y un tiempo de propagación desde la fuente de 23 minutos. Este tsunami se propagó a través del Océano Pacífico. Fue registrado en las estaciones mareográficas de Centroamérica, Colombia, Ecuador, La Polinesia Francesa, Samoa y Hawai (Singh y Suárez, 1986; Houston y Kanamori, 1986; Farreras y Sánchez, 1987; Bodin y Klinger, 1986; Urban Regional Research, 1988; Pararas-Carayannis, 1985; Preuss *et al.*, 1986).

#### ▲ **21 de septiembre de 1985**

Este sismo generador del tsunami es considerado como la réplica de mayor intensidad del sismo del 19 de septiembre de 1985. Tuvo una magnitud de 7.5 y su epicentro se localizó en el océano frente a las costas de Guerrero (17.62°N, 101.82°W). La zona de ruptura fue de 33 kilómetros de ancho por 66 kilómetros de largo. El sismo fue un evento simple, de un solo pulso de liberación de esfuerzos. El tsunami generado se registró en la estación mareográfica de Acapulco. La elevación de la ola fue de 0.43 metros y la altura máxima fue de 1.20 metros. El tiempo de propagación de la ola inicial (desde su origen a la estación mareográfica de Acapulco) fue de 19 minutos y la velocidad promedio de propagación fue de 709 km/hr (Eissler *et al.*, 1986).

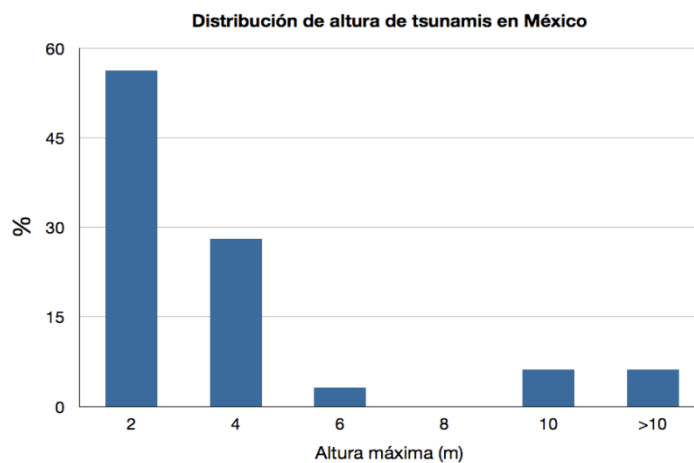
#### **3.5.4 Características de los tsunamis en México**

Los sismos con magnitud mayor o igual a 8 han generado casi un 48% de los tsunamis en México, mientras que los sismos de magnitud entre 6.9 y menores a 8 el otro 52%. Sin embargo, los sismos de magnitud mayor a 8 son poco frecuentes, lo que podría indicar que un sismo de tal magnitud tendría una probabilidad mucho mayor de generar un tsunami (Figura 3.5).



**Figura 3.6** Distribución de la magnitud de sismos tsunamigénicos en México desde 1787 hasta 2003 (Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011).

En referencia a los datos de la tabla 3.3, casi un 60% de los tsunamis registrados han originado olas con alturas menores a 2 metros. Aproximadamente el 30% han sido menores a 4 metros y el 10% restante han tenido alturas mayores a 4 metros (Figura 3.6).



**Figura 3.7** Distribución de la altura de tsunamis en México desde 1732 hasta 2003 (Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011).

# Capítulo 4

## 4. MARCO GEOLÓGICO

### 4.1 MARCO TECTÓNICO

México se encuentra en una de las regiones sísmicas más activas de todo el Mundo. Dentro del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico (Figura 4.1). La configuración geomorfológica actual frente a las costas del Pacífico Mexicano es resultado de la interacción entre las placas tectónicas. La placa de Cocos y la de Rivera subducen a la placa Norteamericana en forma paralela a la línea de costa. Ésta interacción de placas genera entre ellas una velocidad relativa promedio de 5 cm por cada año. DeMets *et al.*

(1990) sugieren que la tasa de velocidad se incrementa al sureste desde 4.8 cm cada año en la latitud 104.5° W a 7.5 cm por año en la latitud 94° W (Figura 4.2). La zona de subsidencia de la Fosa Mesoamericana es localizada en el océano. Adyacente a menos de 80 kilómetros de costa occidental de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. En esa zona de México se produjeron aproximadamente 35 sismos con magnitud mayor a 7 en los primeros 75 años del siglo XX. En comparación, el estado de California, en Estados Unidos de Norteamérica, experimentó sólo cinco sismos mayores a esa magnitud en la falla de San Andrés durante el mismo período (Singh *et al.*, 1981 y 1984).

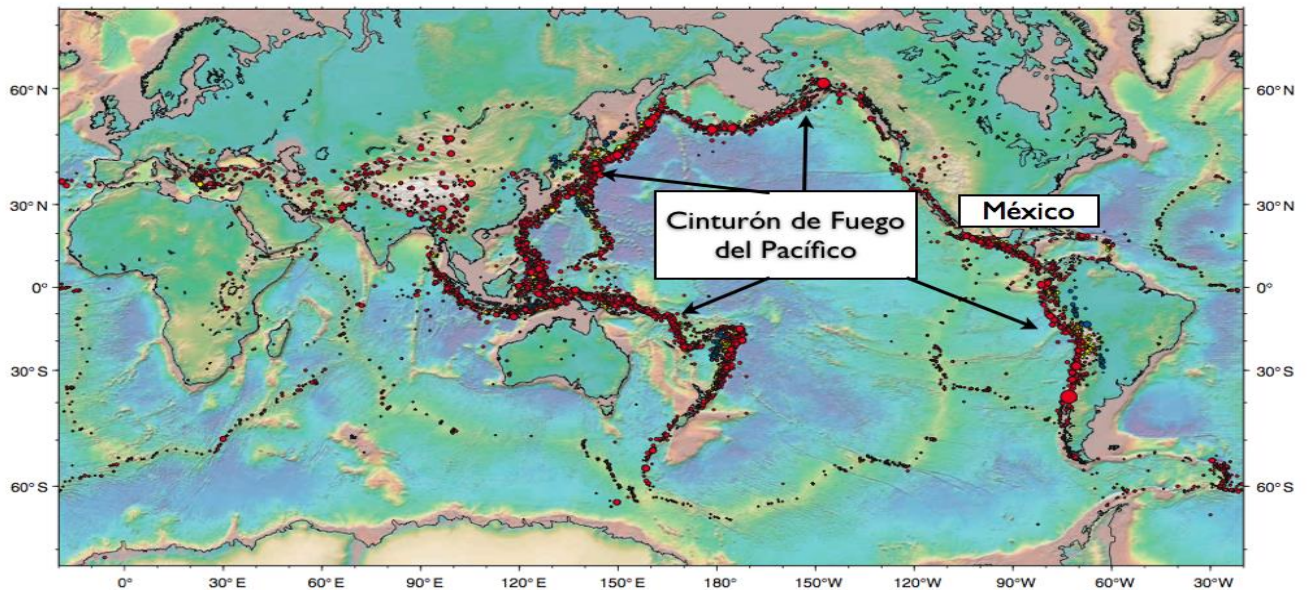


De acuerdo a los registros de la NGDC y el SSN, se han registrado 69 sismos con magnitud mayor o igual a 7, desde 1787 hasta 2010. El intervalo de recurrencia de los sismos es variable de acuerdo a cada región. Existen algunas regiones que han tenido una sismicidad recurrente. Por ejemplo, para el este de Oaxaca se tiene un período de recurrencia sísmica promedio de 34 años. En 1897 se registró un sismo de 7.4. En 1928 uno de 7.7 y en 1956 uno de 7.8 (Tabla 4.1). Para el centro de Oaxaca, el período de tiempo entre la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor a 7 es de 54 años. En 1870 tuvo lugar un sismo de magnitud 7.9; en 1928 uno de 8 y en 1978 uno de magnitud 7.8 (Tabla 4.1). Mientras que para el Oeste de Oaxaca, el período de recurrencia es posiblemente de 38 años (Tabla 4.1). Nishenko y Singh (1987) estiman entre 30 y 75 años como el tiempo de repetición de sismos grandes para cualquier región en la zona de subsidencia mexicana. Los sismos en esta zona han generado tsunamis destructivos con olas de 2 a 11 metros de altura. Se debe hacer notar que los tiempos de recurrencia se refieren a la probabilidad de que estos eventos se repitan en cualquier lugar de las costas de toda la zona de subducción y no necesariamente sobre un punto en específico (Farreras *et al.*, 2003).

**Tabla 4.1** Intervalo de recurrencia de los grandes sismos producidos en la zona de subducción del Océano Pacífico Mexicano. La región indica la zona donde han sido recurrentes los sismos. El año del sismo indica su ocurrencia y entre paréntesis la magnitud. El período promedio se refiere a lo años entre cada sismo (Singh y Suárez, 1986).

<i>Región</i>	<i>Año del sismo</i>	<i>Periodo Promedio</i>
<i>Este del estado de Oaxaca</i>	<i>1897 (7.4); 1928 (7.7); 1965 (7.8)</i>	<i>34</i>
<i>Centro del estado de Oaxaca</i>	<i>1870 (7.9); 1928 (8.0); 1978 (7.8)</i>	<i>54</i>
<i>Oeste del estado de Oaxaca</i>	<i>1854 (7.7); 1894 (7.4), 1928 (7.4); 1968 (7.4)</i>	<i>38</i>
<i>Ometepec (Guerrero)</i>	<i>1959 (7.3); 1982 (6.9, 7.0)</i>	<i>32</i>
<i>San Marcos (Guerrero)</i>	<i>1845 (7.9); 1907(8.0); 1957 (7.7)</i>	<i>56</i>
<i>Petatlán (Guerrero)</i>	<i>1943 (7.7); 1973(7.6)</i>	<i>36</i>
<i>Estado de Michoacán</i>	<i>1911 (7.9); 1937 (7.5)</i>	<i>74</i>
<i>Estado de Colima</i>	<i>1941 (7.9); 1973 (7.5)</i>	<i>32</i>

Existe una zona en el estado de Guerrero que abarca desde Petatlán hasta el sur de Acapulco conocido como “Gap de Guerrero” (Figura 4.2). En este segmento no se han presentado sismos de magnitud mayor a 7 en los últimos 45 años. Singh y Suárez (1986) sugieren que si se liberan esfuerzos y se tiene una ruptura en esta zona, se esperaría un sismo de magnitud estimada ( $M_w$ ) entre 8.1 y 8.4. Además si éste ocurriera en el mar, la probabilidad de un tsunami sería alta. Los registros históricos indican que al menos 10 tsunamis han ocurrido en el Gap de Guerrero desde el año 1732 (Sánchez y Farreras, 1993).



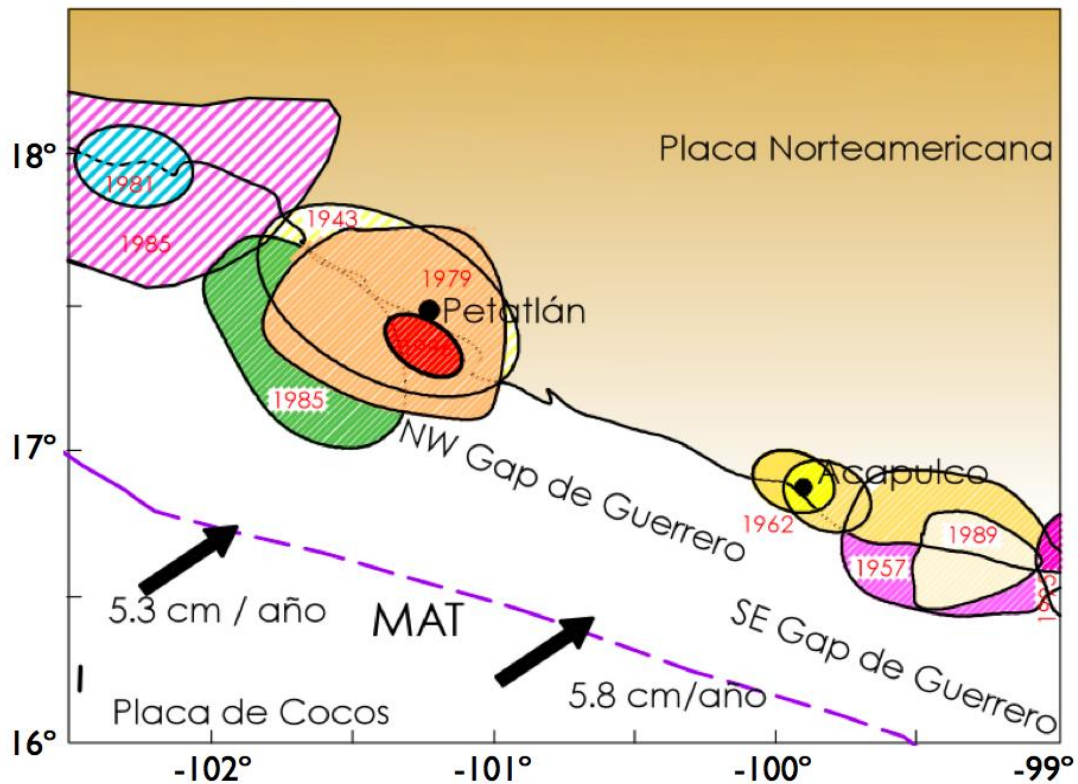
**Figura 4.1** Localización de sismos en el mundo desde 1900 a 1999. Código de colores de acuerdo a la profundidad del foco ( $h$ ). Rojo; eventos someros ( $h < 70$  km). Amarillo; intermedios ( $70 < h < 350$  km). Azul; profundos ( $h > 350$  km). El Cinturón de Fuego del Pacífico se delimita por la gran cantidad de sismos ocurridos en los límites de la placa del Pacífico. Modificado de USGS (2011) datos de Engdahl y Villaseñor, 2002.

El Gap de Guerrero (también conocido como brecha de Guerrero) se extiende desde la longitud  $99^\circ\text{W}$  hasta  $101.2^\circ\text{W}$ . Se puede dividir en dos segmentos: El segmento NW (desde  $\sim 100^\circ\text{W}$  a  $101.2^\circ\text{W}$ ), y el segmento SE (desde  $99^\circ\text{W}$  hasta  $100^\circ\text{W}$ ). Estos segmentos coinciden con las supuestas longitudes de ruptura del sismo del 28 de julio de 1957 ( $M$  7.8) y el sismo del 15 de abril de 1907 ( $M$  7.7). La última secuencia de grandes sismos de bajo ángulo, que posiblemente

rompieron el Gap completo, ocurrieron en 1899 ( $M$  7.9), 1907 ( $M$  8.0), 1908 ( $M$  7.5, 7.2), 1909 ( $M$  7.6, 7.0) y en 1911 ( $M$  7.6) (Singh *et al.* 1982; Anderson *et al.*, 1989; Singh and Mortera, 1991; Kostoglodov and Ponce, 1994, Anderson *et al.*, 1994).

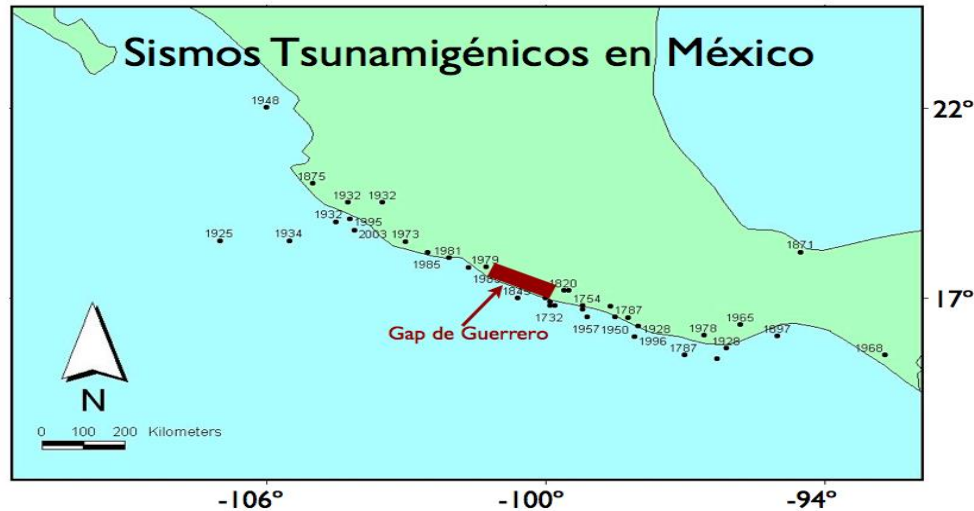
Desde

1957, sólo 2 eventos con magnitud mayor o igual a 7.0 han ocurrido en esta zona. El 11 de mayo de 1962 ( $M$  7.1) y el 19 de mayo de 1962 ( $M$  7.0). Estos eventos fueron localizados cerca del límite SW y SE del Gap, cercano a Acapulco. Si el promedio del período de recurrencia para sismos grandes asociados a la subducción es de 60-70 años (Nishenko y Singh, 1987a), entonces ambos segmentos del Gap deben estar en las últimas etapas de madurez. Este hecho enfatiza la importancia de estimar el tamaño y la localización de eventos futuros en la región.



**Figura 4.2** Configuración tectónica de la zona de estudio. Las áreas sombreadas representan el área de ruptura correspondiente al año de ocurrencia del sismo. Las flechas indican las velocidades a las cuales se mueven una placa respecto a otra, de acuerdo al modelo de NUVEL 1A (DeMets *et al.*, 1994). Las letras MAT se refieren a la Trinchera Mesoamericana.

El mayor porcentaje de sismos que han generado tsunamis en México han tenido sus epicentros frente a las costas del Pacífico Mexicano, entre los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas (figura 4.3).



**Figura 4.3** Sismos tsunamigénicos en México desde 1787 hasta 2003. Los puntos negros indican el epicentro del sismo. Se indica el año de ocurrencia de cada uno de éstos. Además se indica la zona del Gap de Guerrero, donde hay ausencia de sismos fuertes en los últimos 45 años. Datos obtenidos de National Geophysical Data Center, Global Tsunami Database, 2011.

## 4.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS ASOCIADOS A TSUNAMIS

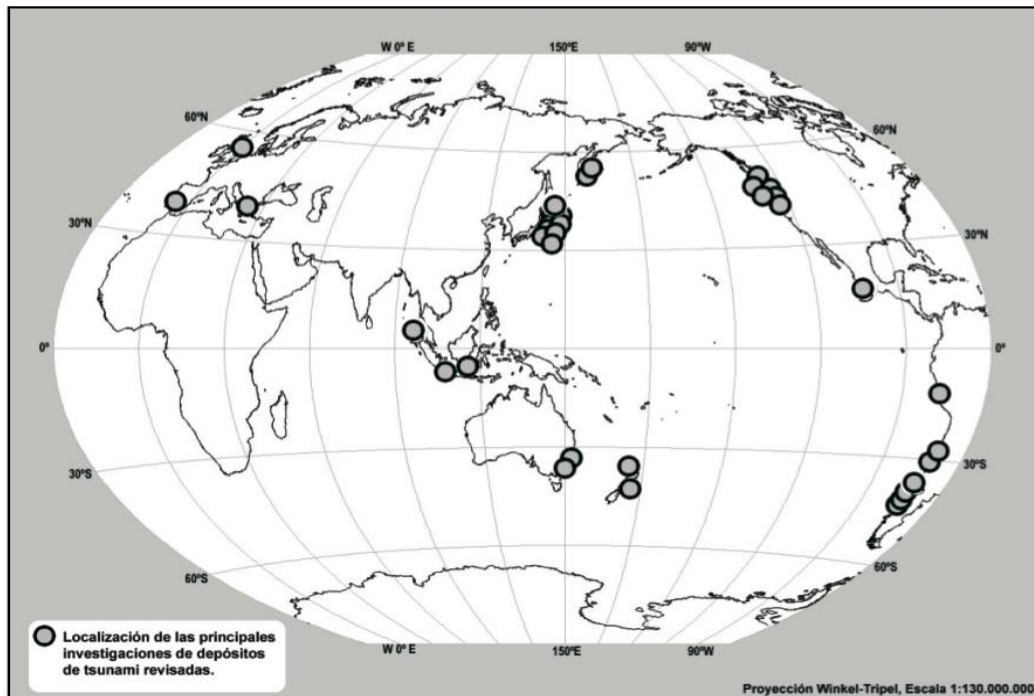
Los tsunamis son fenómenos de gran magnitud que pueden alcanzar velocidades de flujo en la costa de 15 m/s o incluso mayores. Estos flujos tienen el potencial para dejar firmas deposicionales y erosivas cerca de la línea de costa. El impacto de un tsunami reciente o del pasado puede ser identificado donde estas firmas se han preservado, incluso individualmente o en combinación. Las firmas deposicionales de un tsunami pueden ser además subdivididas en depósitos sedimentarios y formas geomórficas. La firma deposicional reconocida más común es la ocurrencia de depósitos laminares de arenas intercaladas en turbas o lodos de planicies costeras (Dawson *et al.*, 1991; Dawson y Shi, 2000).

Los sedimentos asociados a tsunamis han sido poco estudiados. Después del catastrófico tsunami de 1960 en Chile, se comenzaron a estudiar ya que se observó el depósito de extensas capas de arena sobre una extensa zona costera al sur de Chile. (Watanabe & Karsulovic, 1960, Weischet, 1963; Wright y Mella, 1963).

#### **4.2.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS**

Se han llevado a cabo trabajos de identificación de éstos depósitos a lo largo de la costa Pacífica de Estados Unidos y Canadá (Atwater y Moore, 1992; Clague y Bobrowky, 1994; Hutchinson y MacMillan, 1997; Clague y Brobowsky, 1999; Clague *et al.*, 2000), Japón( las Islas Kuril y la Península de Kamchatka )(Minoura y Nakaya, 1991; Minura *et al.*, 1994; Nishimura y Miyagi, 1995; Sato *et al.*, 1995; Nishimura *et al.*, 1999, Takashimizu y Masuda, 2000; Fujiwara *et al.*, 2000, Pinegina Y Burgeois, 2001; Sawai, 2002; Pinegina *et al.*, 2003; Nanayama *et al.*, 2003), Australia y las Islas de Oceanía (Young y Bryant, 1992; Shi *et al.*, 1995, Dawson *et al.*, 1996; Bryant, 2001; Goff *et al.*, Nichol *et al.*, 2003: Goff *et al.*, 2004) y en las costas de Europa (Dawson *et al.*, 1988; Bondevik *et al.*, 1997; Dawson y Smith, 1997; Hindson y Andrade, 1999; Luque *et al.*, 2002; Dominey-Howes, 2002) y recientemente en el Océano Índico (Ammon *et al.*, 2005; Bilham, 2005; Kawate *et al.*, 2005; Lay *et al.*, 2005; Titov *et al.*, 2005; Choi, Hong y Pelinovsky, 2006; Nagarajan *et al.*, 2006; NOAA, 2006; Subarya *et al.*, 2006; Paris *et al.*, 2007; Srinivasalu *et al.*, 2009) . La mayoría de estas investigaciones se llevan a cabo en estas zonas dada su prominente actividad sísmica y potencial fuente de generación de tsunamis (Figura 4.4).

En México se tienen escasos estudios sobre este tipo de depósitos (p. e. Smit *et al.*, 1996; Lawton, 2005; Ramírez-Herrera *et al.*, 2003; Ramírez-Herrera *et al.*, 2009; Ramírez-Herrera *et al.*, 2010, Cundi *et al.*, 2009, Ramírez-Herrera, 2011). Algunos de éstos estudios se enfocan en las características físicas e hidrodinámicas d mediante modelados matemáticos (p. e. Farreras y Ortiz, 2002; Oñate *et al.*, 2002; Núñez-Cornú *et al.*, 2008).

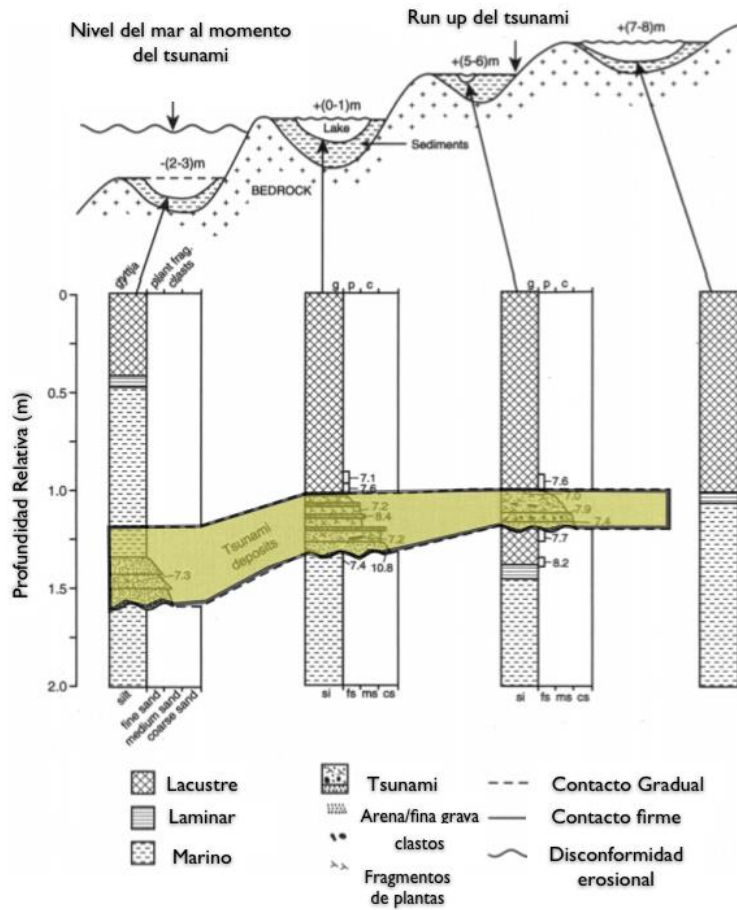


**Figura 4.4.** Diagrama de Localización global de las principales investigaciones en depósitos de tsunami (Modificado de Lagos y Cisternas, 2004).

Muchos de los estudios geológicos se han llevado a cabo sobre tsunamis no observados, ya que éstos presentan características interesantes que develan pasajes de la historia geológica antes inexplicable. Por ejemplo, el caso del impacto meteorítico en el Cretácico tardío (hace 65 millones de años) frente a las costas del sureste Mexicano (Smit *et al.*, 1996; Lawton, 2004).

La firma más común de un tsunami es la deposición de unidades arenosas que disminuyen su espesor conforme se avanza tierra adentro (Figura 4.5). Estas capas se encuentran intercaladas entre material más fino o turbas en planicies costeras. Estas características también son causantes por fenómenos como los ciclones tropicales. Sin embargo, los tormentas costeras depositan sedimentos que no continúan más allá de los límites de las playas modernas (Minoura *et al.*, 1994;).





**Figura 4.5.** Estratigrafía de sedimentos lacustres al oeste de Noruega. Se muestran los depósitos de paleotsunami asociado al deslizamiento submarino alrededor de 7100 años antes del presente. Se observa la disminución en el espesor de la capa de arena asociada al tsunami tierra adentro de la capa, indicada en color amarillo (Basado en Bondevik, 1996; Bondevik et al., 1997, a, b). Modificado de Dawson y Shi (2000).

Los tsunamis también pueden depositar lentes discontinuos del tamaño de un lápiz u ondas en forma de espiral de limo dentro de una matriz de material mucho más fino. Las unidades más gruesas son caracterizadas por una serie de secuencias de que se hacen más finas hacia arriba (apiladas una sobre otra). Cada unidad parece ser indicativa de una sola simple en un tren de olas del tsunami, aunque éstas son indistinguibles entre sí sin un análisis sedimentológico a detalle. Las capas anómalas pueden dejar un contacto erosional en la base e incorporar clastos rip-up de sedimento más lodoso. También se pueden presentar estructuras de carga debido a que las capas se acumulan por encima de sedimentos saturados en agua y presionan por debajo de esta. Las

capas también pueden contener restos de conchas y restos terrestres de plantas como pequeñas ramas y hojas. Estos materiales más ligeros se depositan hacia la cima de la unidad donde eventualmente se descompone en una capa rica en humus (Dawson *et al.*, 1994).

Los sedimentos más gruesos (p.e. arena gruesa) se depositan en suspensión dada la velocidad y fuerza de la ola y forman base de la capa. El contenido de material grueso y la unidad constituido por éste disminuye tierra adentro. En seguida, se depositan sedimentos con tamaño de grano menor (p.e. limo y arcilla). Esta unidad puede ser truncada en su superficie por el efecto del Backwash. Sin embargo, el truncamiento ocurre cuando la ola siguiente arrasa con la unidad depositada previamente. El tamaño relativo del sedimento en cada unidad proporciona información de la magnitud relativa de la ola, por lo que el número de unidades presentes a menudo representa las características de los mecanismos causales. Por ejemplo, un tsunami generado por un deslizamiento submarino produce generalmente trenes de ondas entre 2 a 5 veces más grandes. Cada una de las cuales es capaz de transportar sedimentos a tierra firme. Las múltiples capas de arena no pueden ser producidas por olas de tormentas ya que éstas se presentan en forma de una ola. En contraste, los trenes de ondas generadas por los sismos (consisten de decenas de olas), y tienden a producir sólo una ola lo suficientemente grande para transportar sedimentos hacia tierra adentro. Sin evidencia adicional, es muy difícil discriminar entre los depósitos generados por tsunamis de aquellos generados por una ola de tormenta costera.

En las últimos 3 décadas, los investigadores han identificado diversos tsunamis históricos estudiando de las capas de sedimentos depositados durante ellos. El 1 de noviembre de 1755, uno de los más grandes sismos con una magnitud aproximada  $M_s=9$  produjo un tsunami en Lisboa (Portugal), el cual depositó capas de arena a lo largo de la costa portuguesa y además alcanzó la costa oeste de Inglaterra (Dawson *et al.*, 1995). El tsunami del 22 de mayo de 1960 en Chile dejó a su paso capas de arena en el estuario del Río Lingue ubicado al sur de este país (Cisternas y Contreras, 2000). En Alaska, el tsunami del 27 de marzo de 1964 depositó unidades de arena a lo largo de la costa de British Columbia y la isla de Kodiak (Clague *et al.*, 1994). La disminución hacia tierra adentro de una unidad arenosa se presentó como una característica determinante en la sedimentación ocurrida tras el tsunami del 12 de diciembre de 1992 en Flores, Indonesia (Minoura *et al.*, 1997) y en Papua Nueva Guinea el 17 de julio de 1998 (Golsmith *et al.*, 1999). Por el contrario, los depósitos acarreados en 1994 por el tsunami en Java, no presentan esta característica (Dawson *et al.*, 1996). De hecho, las variaciones espaciales en el tamaño de grano



son determinadas tanto por la disponibilidad del sedimento y la topografía (Dawson et al., Gelfenbaum y Jaffe, 2003; Jaffe et al., 2003 y Nanayama y Shigeno, 2004).

De igual forma, las unidades arenosas representan tsunamis en tiempo geológico (paleo-tsunamis). Por ejemplo, se identificó una capa de arena depositada dentro de un sedimento estuarino arcilloso, a más de 10 kilómetros tierra adentro en el delta de Shoalhave, al sureste de New South Gales. Esta capa tiene una edad aproximada de 4,700 a 5,100 años antes del presente. La fuente de este evento se atribuye a un impacto meteorítico en el mar de Tasmania (Young *et al.*, 1996).

#### **4.2.2 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS**

La sedimentación asociada a tsunamis puede ocurrir tanto en ambientes subacuosos o subaéreos. El ambiente subacuoso puede ser dividido en submarino y lagunar, mientras que el ambiente subaéreo se refiere a los ambientes en tierra, tal como las planicies costeras. El ambiente lacustre puede ocupar una posición intermedia entre los submarinos y terrestres. Dado que el comportamiento de los tsunamis depende en gran medida en las configuraciones batimétricas y topográficas, las corrientes inducidas por éstos resultan en diversos patrones de sedimentación que dependen de las diferencias de los ambientes (Shiki *et al.*, 2009).

##### Depósitos en ambientes submarinos

Las observaciones de los cambios en el fondo marino antes y después de un tsunami proporciona información sobre los límites del transporte de sedimentos (Okamura *et al.*, 2004).

La mayoría de depósitos submarinos han sido identificados como intercalaciones de partículas sedimentarias muy gruesas dentro de capas arcillosas (Albertao y Martins, Jr., 1996; Fujiwara et al., 2000; Takashimizu y Masuda 2000). La sedimentación de estas capas arcillosas implica un ambiente de baja energía, tal como una bahía restringida o el fondo del piso oceánico. Los tsunamis pueden perturbar el estado de equilibrio prevaleciente y una sedimentación de alta energía puede ser registrada como un cambio bastante obvio en las facies sedimentarias. Las capas que contienen fragmentos de moluscos y otros organismos pueden ser interpretados como una fuerte erosión que acarreo sedimentos costeros hacia una cuenca o un ambiente marino

profundo, sugiriendo que el mecanismo de transporte fue ocasionado por un tsunami (Albertao y Martins, Jr., 1996; Fujiwara et al., 2000; Takashimizu y Masuda 2000; Takayama et al., 2000). Tales depósitos han sido localizados en paleobahías y cuencas a una profundidad de 10 a 20 metros (Fujiwara et al 2000; Massari y D'Alessandro, 2000) o incluso a mayores profundidades, alrededor de 200 metros (Hassler et al., 2000; Lawton et al, 2005; Shiki y Yamazaki, 1996). La profundidad de los depósitos sedimentarios depende de la magnitud del evento.

El límite entre la capa de tsunami y la capa subyacente muestra con frecuencia un contacto erosional, lo que indica una gran fuerza de tracción al mismo tiempo de la sedimentación (Albertao y Martins, Jr., 1996; Bourgeois et al., 1998; Fujiwara et al., 2000; Lawton et al., 2005; Massari y D'Alessandro, 2000; Takashimizu y Masuda 2000). El run-up y backwash causan un cambio gradual pero muy significativo en la dirección de las corrientes, es una característica particular de la presencia de tsunamis en áreas costeras. La estratificación cruzada, la laminación de bajo ángulo en forma de cuña y la imbricación de partículas sedimentarias de gran tamaño, tales como moluscos y conchas. Estas características se considera como evidencia de las oscilaciones de largo periodo de las direcciones de las corrientes de los tsunamis (Fujiwara et al 2000; Hassler et al., 2000; Lawton et al, 2005; Massari y D'Alessandro, 2000; Tada et al., 2002; Takashimizu y Masuda 2000). La repetición del oleaje y la disminución gradual en la velocidad de corriente puede ser reflejada en una estratificación laminar (Bourgeois et al., 1998; Fujiwara et al., 2000; Massari y D'Alessandro, 2000; Takashimizu y Masuda 2000) y en subcapas más delgadas (Lawton et al., 2005; Tada et al., 2002). Las antidunas y las laminaciones paralelas en las capas de tsunami, corresponden a un régimen de flujo superior, se interpretan como una dirección particular de corriente predominante tal como un run-up o un backwash (Bourgeois et al., 1998; Fujiwara et al., 2000, 2003; Tada et al., 2002).

La caída libre de partículas en suspensión puede formar una secuencia que se hace más fina hacia la cima en una capa de tsunami (Albertao y Martins, Jr., 1996; Bourgeois et al., 1998; Fujiwara et al., 2000; Tada et al., 2002; Takashimizu y Masuda 2000). Las capas de tsunami normalmente son identificadas como un apilamiento de capas con gradación normal e inversa, muestran una compleja variación en el tamaño de grano de las partículas, debido posiblemente al cambio en la velocidad de corriente del tsunami además del proceso de transporte (Fujiwara et al., 2003). Las partículas de tamaño de grano de limos y arcillas suspendidas dentro del agua se pueden comenzar a asentar durante un intervalo de relativa calma entre los trenes de ondas. Así las capas

arcillosas a menudo cubren el sedimento más grueso depositado anteriormente (Takashimizu y Masuda 2000).

Los depósitos submarinos de tsunamis muestran evidencia de una significativa energía hidrodinámica y las oscilaciones de run-up y backwash. La medición y observación del comportamiento de este tipo de sedimentación en el fondo oceánico es difícil y sólo se cuenta con algunos ejemplos recientes. Por lo tanto, el conocimiento sobre éstos es todavía limitado y la precisión de en la interpretación de antiguos depósitos submarinos es todavía incierta.

### Depósitos en ambientes lacustres

En el ambiente lacustre, se presenta una gran oportunidad de observación del proceso de sedimentación de tsunamis actuales a comparación del ambiente marino. Minoura y Nakaya (1991) observaron la sedimentación ocurrida en lagunas intermareales tras la ocurrencia del sismo de 1983 en Japón, el cual causó un tsunami con alturas alrededor de 15 metros. Algunos de los procesos sedimentarios son semejantes a los ocurridos en ambientes marinos. Sin embargo, la diferencia más significativa ocurre dada la interacción química entre el agua dulce y salada. Estos depósitos son comúnmente identificados como intercalaciones de capas de arena dentro de sedimentos limosos o arcillosos, ya que se encuentran sometidos a un ambiente de baja energía. Además, este tipo de ambientes facilita preservación del registro geológico. La presencia de una base erosiva, es una característica importante observada. Esto es debido a la erosión del flujo de agua durante la incursión marina, mientras que el material más fino refleja la caída de sedimento bajo condiciones de relativa calma. La capa de arena muestra una disminución lateral gradual en espesor y tamaño de grano, lo cual puede indicar la dirección del transporte de sedimento, tal como un flujo hacia tierra durante el run-up de tsunami. La capa de arena, generalmente se torna más fina hacia la base, lo que sugiere una disminución de la energía del tsunami (Bondevik et al., 1997). La presencia ocasional de sucesiones de arena y arcilla se pueden tomar como evidencia de múltiples incursiones de tsunami (Nanayama et al., 2002).

Las trazas de tsunami tienen un alto potencial de preservación en lagunas costeras dadas las condiciones de relativa calma a las que se encuentran sujetas, por el contrario, las planicies costeras son susceptibles a la erosión y la mayor parte de estos depósitos tienden a ser fácilmente perturbados y removidos debido a los efectos del viento, precipitación, vegetación, entre otros.

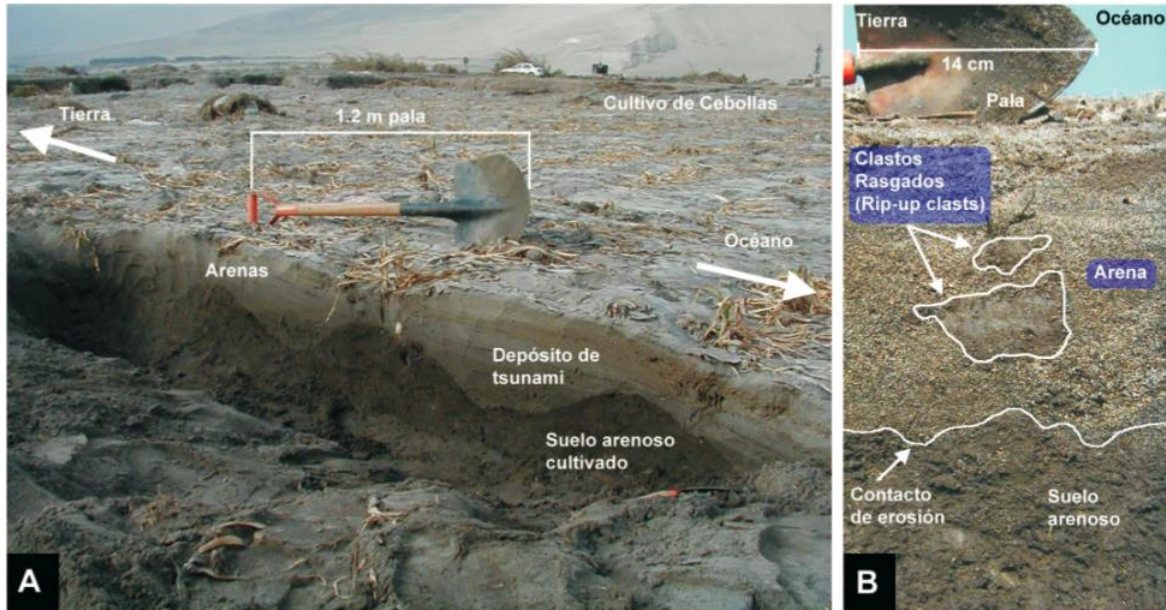
Lo que se traduce como una mayor probabilidad de descubrir depósitos de tsunami en lagunas que en planicies costeras. La correcta identificación del evento de tsunami depende de una adecuada observación estratigráfica y la determinación de su edad geológica. Se debe tomar en cuenta que existen otros factores en estos ambientes sedimentarios que pueden alterar los depósitos de este tipo tales como la actividad humana y la modificación artificial de la topografía. Es importante señalar que no todos los eventos de tsunami forman una capa de arena en las lagunas, y que tal capa puede ser resultado de otro tipo de evento, por ejemplo, sedimentos acarreados por el viento procedente de dunas (Foster et al., 1993).

### Depósitos en ambientes costeros

Los depósitos en ambientes costeros tienen una amplia variación en sus características tales como su distribución espacial, la distribución de tamaño de grano y las estructuras sedimentarias. La diversidad en éstos se deben al perfil hidráulico del tsunami, la topografía y batimetría local, el tipo de sedimento, los procesos de transporte, etc. (Shiki *et al.*, 2009).

De acuerdo a diversas observaciones, éstos depósitos se caracterizan por constituirse de varias capas de arena (Atwater, 1987; Dawson et al., 1988, Minoura et al, 2000). La variación vertical del tamaño de grano dentro de la capa de arenas a menudo presenta gradación normal (Dawson et al, 1989, 1991). Algunos depósitos antiguos de tsunami cubren extensas planicies costeras (Long et al., 1989). El espesor de éstos disminuyen tierra adentro (Atwaker, 1987), además el tamaño promedio de grano también disminuye con la distancia desde el mar (Benson et al., 1997). Por ejemplo, el 23 de junio de 2001, un terremoto de magnitud 8.3 afectó el sur de Perú. El sismo generó un tsunami registrado en toda la cuenca del Pacífico. En Camaná, localidad agrícola ubicada en el dentro del área más afectada, se observaron olas de hasta 7 metros de altura e inundaciones de hasta 1 kilómetro tierra adentro. De acuerdo a las investigaciones realizadas 3 semanas después de ocurrido el evento, se estableció que el depósito presentaba una amplia y continua distribución de sedimentos compuestos en su mayoría por arena y en segundo lugar por grava y fango. La presencia de *Ripple marks* evidencia la dirección del flujo laminar hacia el mar, además se asocia con una capa superior de magnetita. Se encuentra erosión laminar en los primeros centímetros de suelo, antes de la depositación, debido a la presencia de clastos rasgados (*rip-up clast*) en medio del depósito. Finalmente, concluyen que las plantas, los *ripple marks* y la

selección de sólo un tipo de mineral (magnetita), indican que se ha tratado de un fuerte flujo laminar, unidireccional hacia el mar (Figura 4.6).



**Figura 4.6** A: Depósitos de sedimentos asociados al tsunami de Camaná, Perú en el 2001. B: Clastos rip-up en el depósito y contacto erosivo. Fuente: Cisternas y Lagos, 2002.

Las evidencias de la incursión de un tsunami frecuentemente aparece como una cubierta extensa de capas de arena sobre las planicies costeras, la cual alcanza varios cientos de metros desde la línea de costa, algunas veces alcanza miles de metros (Minoura et al, 1996). El espesor de esta capa varía desde algunos milímetros hasta decenas de centímetros. La distribución espacial depende de la topografía del lugar y puede ser tanto continua como discontinua.

#### **4.2.3 MICROFÓSILES (FORAMINÍFEROS Y DIATOMEAS) COMO INDICADORES DE PALEOTSUNAMIS**

Se han realizado diversas investigaciones en las que se consideran las relaciones entre los microfósiles y los depósitos de tsunami. Hemphill (1995, 1995b, 1996) ha descrito varias asociaciones de diatomeas contenidas dentro de este tipo de depósitos a lo largo de la línea costera del Océano Pacífico en Oregón, Washington y British Columbia. Hemphill describió una

variedad de diatomeas marinas dentro de los depósitos que pueden ser utilizados no solo para determinarlos si no también para estimar el límite de inundación alcanzado por el tsunami. Además, notó que en ciertos lagos de agua dulce localizados más allá del alcance de las tormentas, el plankton marino planctónico y bentónico puede ser usado para identificar episodios anteriores de inundaciones de tsunamis. Los estudios de las asociaciones de diatomeas contenidos dentro de los depósitos de tsunami en Escocia, relacionados a un deslizamiento, han mostrado la presencia de un excepcional número de especies *Paralia Sulcata* así mismo, algunos de estos restos de organismos presentaban evidencias de rompimiento (Dawson et al, 1996b). Similarmente, Dawson *et al*, 1996a., mostró algo similar en otro estudio. A primera vista, puede parecer que el gran porcentaje de diatomeas rotas puede ser indicativo de tsunamis anteriores. Sin embargo, este hecho es cuestionable, ya que hay una gran variedad de diatomeas que son más propensas a fracturarse que otras. Los foraminíferos son también una herramienta para identificar depósitos de tsunami. La investigación más detallada de foraminíferos contenidos dentro de depósitos de tsunami, fue hecha por Dominey-Howes (1996 y 1999) al oeste de Creta. Dominey-Howes (1996) muestra que los depósitos de sedimentos encontrados contienen una amplia variedad de especies. En particular, la presencia de ciertas especies indica transporte desde aguas profundas. Su observación fue utilizada para soportar el concepto de la ocurrencia de un tsunami en el pasado. Muchos de estos estudios son muy recientes y esta técnica particular apenas se ha estado desarrollando.

Las unidades limo arenosas depositadas en tierra por un tsunami pueden contener una firma distintiva de diatomeas marinas o foraminíferos. Los foraminíferos son organismos unicelulares, usualmente del tamaño de un grano de arena, que secreta un esqueleto de carbonato de calcio. Por otra parte, las diatomeas son similares en tamaño, son células simples de plantas que secretan un caparazón hecho de óxido de sílice. Ambos organismos varían en tamaño y viven suspendidos tanto en una columna de agua (planctónicos) como en el piso oceánico (bentónicos) (Haslett *et al.*, 2000).

Bajo ciertas condiciones, sólo las especies bentónicas más grandes son transportadas hacia la costa como carga del fondo bajo la acción del oleaje y son depositadas en la playa. Las especies bentónicas y las planctónicas suspendidas son movidas lejos de la costa por el *backwash* o transportadas a lo largo de la costa en corrientes hacia lugares más calmados como estuarios o playas calmadas. Las condiciones de oleaje por tormentas tienden a mover sedimentos, incluyendo a las diatomeas y a los foraminíferos. Sin embargo, los vientos pueden llevar agua de

la superficie hacia la costa. Las características de sedimentos asociados a tormentas incluyen diatomeas o foraminíferos muy pequeños mezclados con foraminíferos bentónicos más grandes que han sido retrabajados en sedimentos de playa anteriores a la tormenta. Las asociaciones de tsunami son caóticas ya que el tsunami mueve agua de un gran número de hábitats en el ambiente marino. Una alta proporción de los foraminíferos y las diatomeas son fragmentadas, sólo las especies con forma esférica se preservan dada su resistencia a la erosión. Una de las cualidades de las olas producidas por tormentas es la poca capacidad para transportar este tipo de organismos más allá de la cima de los acantilados; mientras que un tsunami puede llegar hasta lugares con alturas mayores de 30 metros. En el último caso, la ocurrencia de especies bentónicas más gruesas dentro de detritos costeros indican una procedencia marina del sedimento (Dawson *et al.*, 1996; Dawson, 1999).

Las asociaciones de foraminíferos y diatomeas han sido estudiadas dados los eventos históricos de paleo tsunamis. Por ejemplo, en Flores, Indonesia; tras el tsunami ocurrido el 12 de diciembre de 1992, se depositaron capas de arena de alrededor de 1 metro de espesor. En estas capas se encontraron especies planctónicas marinas tales como *COSKINODISCUS* y *COCCONEIS SCUTELLUM* tanto como especies de agua fresca; *PINNULARIA* (Dawson, 2007).

Por otra parte, el tsunami del 18 de noviembre de 1929 en la Península de Burin (Canadá), depositó una firma distintiva de diatomeas. Éstas fueron depositadas a través de las unidades de arena de 25 centímetros de espesor dentro de turbas de pantano. Las turbas solo contenían asociaciones de agua dulce. La arena de tsunami contenía especies bentónicas y de marismas intermareales como *PARALIA SULCATA* y *COCCONEIS SCUTELUM*. Las especies de agua dulce se incorporaron dentro de la parte más baja de las arenas, lo que indica que el material fue hecho pedazos desde la parte superior de las ciénegas ya que el tsunami barrió sobre ellas. (Tuttle *et al.*, 2004).

#### **4.2.4 DIFERENCIAS ENTRE LOS DEPÓSITOS DE TSUNAMI y TORMENTAS COSTERAS**

Las formas de sedimentos depositadas por un tsunami en la línea de costa pueden ser confundidas con características construidas por un tormenta costera (Dawson, 1994).

Los tsunamis inundan las costas y transportan sedimentos gruesos hacia tierra adentro. La fábrica interna de un depósito de tsunami es distintivamente diferente de aquellos depositados durante una tormenta. A continuación se describen las diferencias de características sedimentológicas observadas entre depósitos de tsunamis y tormentas costeras: (Bourgeois y Leithold, 1984; Shiki y Yamasaki, 1996; Dawson, 1999; Kortekaas y Dawson, 2007; Mortin, Gelfenbaum y Jaffe, 2007).

- Los depósitos arenosos de tsunami raramente exceden los 25 cm de espesor, mientras que los espesores de los depósitos de tormenta tienden a ser mayores.
- Los tsunamis pueden depositar capas de sedimento mas allá de varios kilómetros tierra adentro desde la costa, mientras que las tormentas parecen construir una cuña asimétrica de sedimentos de grano grueso o un muro de arena que raramente se extiende más de 50 a 100 metros tierra adentro.
- Los depósitos de tsunami cubren el paisaje, mientras que los depósitos de tormentas tienden a llenar depresiones.
- Mientras que las tormentas y los depósitos de tsunami contienen arena originada en de las playas o las dunas, los depósitos de tsunami pueden contener sedimentos más finos no encontrados en estos ambientes. La presencia de clastos rasgados (*rip-up clast*) de arcilla, o capas de arcilla son características sólo en los depósitos de tsunami. La arcilla es acarreada por los depósitos de tormenta por el *backwash* repetitivo. Mientras que los clastos de arcilla son redondeados dentro de cortas distancias por el contacto repetido con el piso.
- Un depósito de tsunami tiende a ser masivo con pequeñas evidencias de laminación mientras que un depósito de tormenta tiende a ser laminado. No existe zonación de tamaños de sedimentos en depósitos de tsunami de grano grueso. Las capas de sedimento que se hacen más finas hacia la cima pueden estar presentes en los depósitos arenosos de tsunami. Sin embargo, tales capas no pueden ser visualmente evidentes o relacionadas al número de olas de tsunami. En los depósitos de inundación por tormentas, tales capas se relacionan a olas individuales.
- Los depósitos de tsunami a lo largo de costas rocosas contienen una fracción significativa de guijarros rotos, angulosos y redondeados. El rompimiento es producido por una intensa turbulencia ya que el tsunami hace contacto con costas rocosas y hace pedazos el



material de las plataformas costeras. Los depósitos de tormenta pueden contener algunos guijarros rotos, pero las cantidades son mucho menores.

- Los depósitos de tsunami pueden contener conchas y foraminíferos sin romper ya que el flujo puede ser laminar y dominado por suspensión. Esto dificulta el contacto partícula - partícula o partícula- suelo. Las olas de tormenta acarrear partículas en tracción. El contacto entre partículas y el piso son frecuentes tal como las conchas y los foraminíferos muestran signos de fracturamiento y abrasión.

Las playas de gravas y peñascos construidas por tormentas tienden a ser características de costas erosionadas, aunque hay excepciones; así, su potencial de preservación es escaso. Los depósitos sedimentarios de playa con tamaño de grano grueso ocasionados por un tsunami tienen un alto potencial de preservación. Estos sedimentos a menudo son depositados sobre los límites de tormentas, y a menos que sean erosionados por grandes tsunamis posteriores, permanecerán varados por encima de las zonas costeras activas o en tales costas.

### **4.3 ESTUDIO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS POR MÉTODOS GEOQUÍMICOS.**

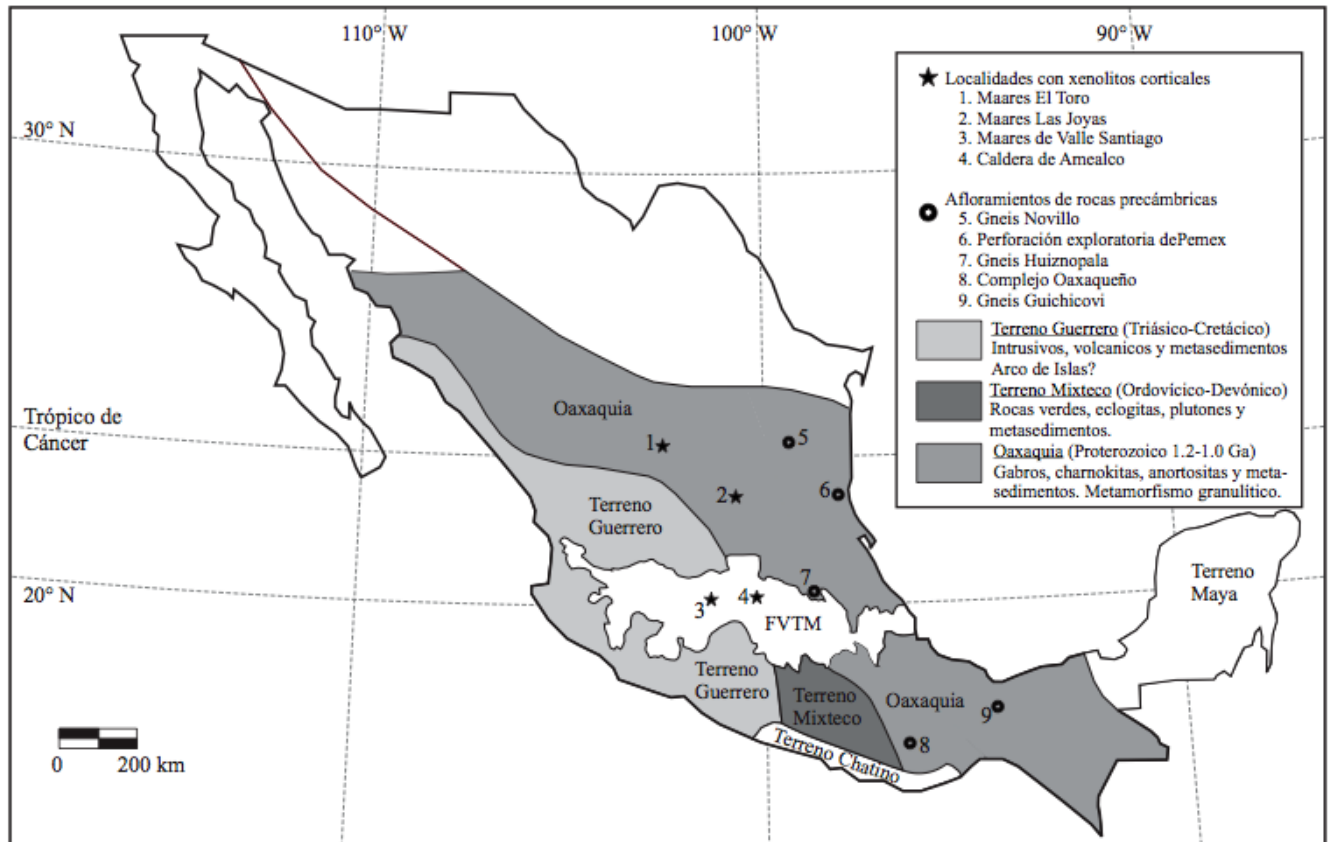
A partir del tsunami del 2004, ha habido un incremento significativo en la cantidad de estudios relativos a tsunamis recientes e históricos; además de paleotsunamis. Se ha debatido sobre los criterios de diagnóstico para estos fenómenos; muchos de ellos se basan en la experiencia de los investigadores, enfocándose en la sedimentología, la estratigrafía, micropaleontología o con algunas referencias hacia la geomorfología, antropología y palinología. Debe ser recalcado que no todos los criterios han sido reportados para un sólo sitio y tampoco han sido hallados todos, de manera que la falta de algún indicador no debe ser catalogado como la única evidencia para negar el origen tsunamigénico de un depósito en específico. A pesar de que las firmas geoquímicas han sido utilizadas como indicadores de paleosalinidad en secuencias sedimentarias, parece que han tenido cierta renuencia a ser utilizados como una ayuda para la identificación de depósitos de tsunamis históricos y paleotsunamis. Tal como otros indicadores; la geoquímica por sí misma no proporciona una respuesta definitiva al origen de un depósito. Además, la geoquímica proporciona una de las piezas dentro del rompecabezas y en conjunto con otros indicadores que pueden ser de ayuda en la identificación de depósitos de paleotsunamis. Los indicadores

geoquímicos pueden además proporcionar claves sobre el límite de inundación y la distancia que alcanzó la ola tierra adentro, además de la altura de run-up más allá del área de deposición de los sedimentos (Chagué-Goff, 2010).

El estudio de los diferentes indicadores geoquímicos en los depósitos sedimentarios asociados a tsunamis son de gran utilidad en ausencia de cualquier otra evidencia sedimentológica que pueda ayudar a discriminar la procedencia de los sedimentos. Por ejemplo, Chagué-Goff *et al.* (2012) ha realizado una evaluación del impacto ambiental del tsunami de Japón de 2011. En ese estudio revela que algunas de las características sedimentarias que ayudan a determinar los límites de inundación fueron eliminadas por diversos factores naturales como la evaporación o la lluvia. Por lo que los análisis geoquímicos para ciertos elementos como Cl, Na, So<sub>4</sub>, Br ayudaron a determinar la presencia de intrusión marina y por lo tanto de la extensión de la inundación por tsunamis.

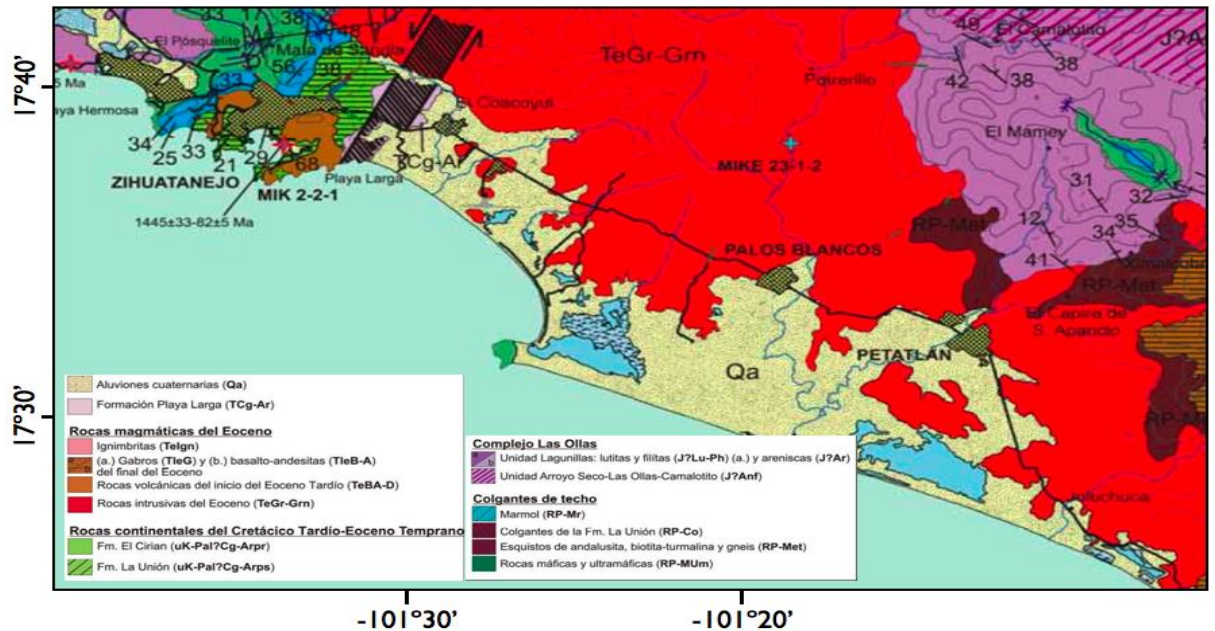
#### **4.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

La zona de estudio se encuentra dentro de una zona geológicamente compleja denominada Terreno Guerrero. Se definió hace aproximadamente 30 años en el primer mapa tectonoestratigráfico (Campa y Coney, 1983).. Está compuesto por sucesiones volcanosedimentarias formadas en un ambiente de arco volcánico submarino de edad Cretácica y un basamento de origen oceánico de edad pre-Jurásica, constituido por rocas metamórficas formadas en un prisma de acreción (Centeno-Garcia et al, 2011) Este terreno registra una gran parte de la tectónica convergente del borde W de México y SW de Norteamérica durante el Mesozoico (Figura 4.7).



**Figura 4.7** Distribución de terrenos tectonoestratigráficos, (configuración de Campa y Coney 1983; Ruiz et al., 1988; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

La zona de estudio se ubica a escasos 20 kilómetros del poblado de Petatlán en dirección noroeste, el cual se encuentra sobre el límite de la Pendiente Meridional de la Sierra Madre del Sur con la faja costera estrecha de Guerrero (Figura 4.8). Entre Petatlán y el poblado de La Piedra afloran un granito, denominado Batolito de Petatlán, de edad Cretácico tardío (referencia). Estas rocas, aflora en la parte suroriental de la región de Zihuatanejo, al este del poblado homónimo. Se encuentra emplazado en la sucesión metamórfica del Complejo de Subducción de Las Ollas. El Batolito Petatlán está conformado por rocas holocristalinas, faneríticas, equigranulares de grano medio a fino de composición granodiorítica a diorítica. La granodiorita es el tipo litológico dominante. Está litología es compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clinopiroxeno, hornblenda y biotita. Las dioritas afloran principalmente en los alrededores de la Loma Baya y del Cerro Verde. Se caracterizan por una paragénesis principal representada por plagioclasa, hornblenda y biotita (Martini, 2008).



**Figura 4.8** Geología de la zona de estudio. En rojo se indica la litología correspondiente a las rocas intrusivas del Eoceno, el color verde se refiere a las rocas continentales del Cretácico Tardío – Eoceno Temprano y el amarillo a los depósitos cuaternarios (Modificado de Martini, 2008).

Al noreste de Petatlán se encuentra el complejo Las Ollas, el cual está compuesto por un apilamiento de napas tectónicas con distintos grados metamórficos. Estas napas están formadas por turbiditas y metaturbiditas siliciclásticas, donde se alojan bloques exóticos de dimensiones de metros a kilómetros (referencia). Se diferencian dos unidades tectónicas principales, de acuerdo al grado metamórfico. Estas son: La lagunilla y Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito. La primera unidad se caracteriza por tener un incremento progresivo del grado metamórfico desde la cima hacia la base. La segunda unidad aflora paralelamente a la costa actual en los alrededores de los poblados homónimos. Se caracteriza por un grado metamórfico en facies de anfíbolita. Esta unidad se constituye por una alternancia de filita, cuarcita, cuarzoesquistos anfíbolítico y metatoba. Las filitas son de color negro y se componen principalmente de mica clara y menor abundancia de cuarzo. Se presentan foliadas a escala microscópica, ocultando las estructuras sedimentarias

originales. Las cuarcitas son de color blanco y crema, se encuentran en estratos de espesor variable entre 2 y 25 centímetros, en alternancia rítmica con las filitas. Estas cuarcitas son de grano fino a medio, se componen esencialmente de cuarzo y escasas cantidades de plagioclasa y mica clara. Presenta foliación incipiente a escala de centímetros (Martini, 2008).

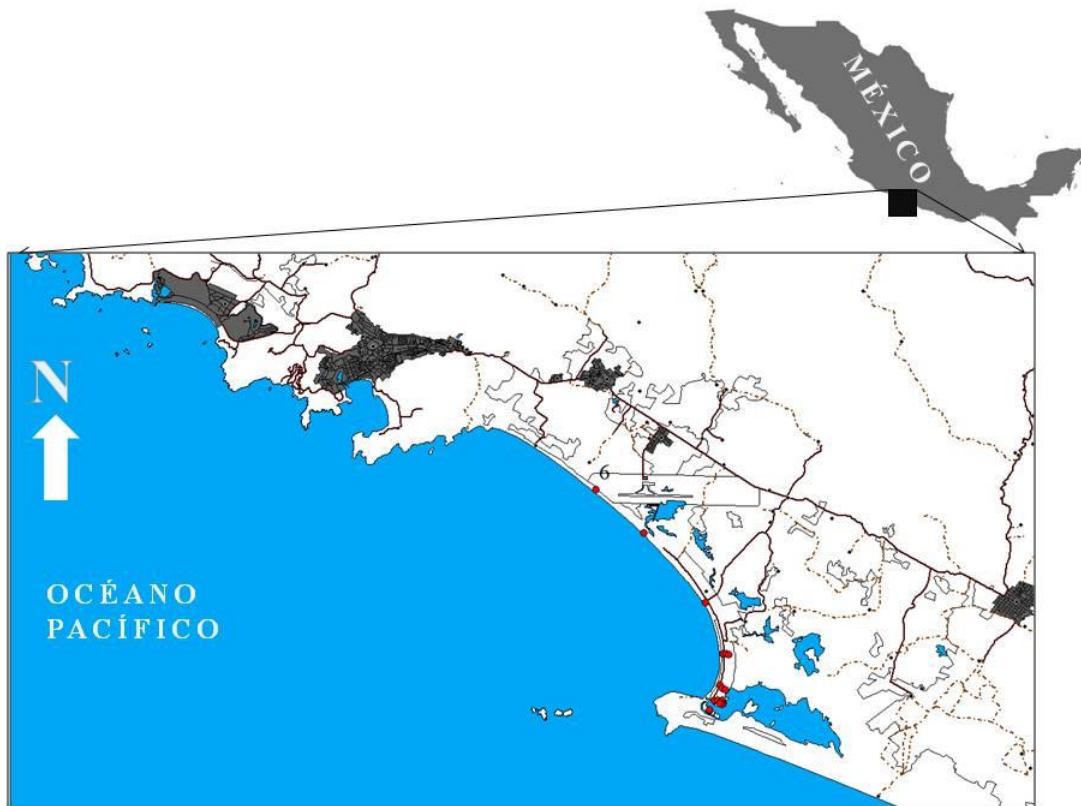
La cubierta más reciente está representada por tres tipos de depósitos cuaternarios, los cuales corresponden a aluviones en los lechos de los arroyos, los lacustres; ocupando la zona de lagunas y litorales paralelos a la costa (SGM, 1999).

# Capítulo 5

## 5. METODOLOGÍA

Una vez determinada la zona potencial de estudio en Barra de Potosí, en el estado de Guerrero (Figura 5.1), se realizó una primera visita de campo (efectuada en diciembre 2009) para reconocer los principales rasgos característicos de los ambientes con posibilidades de preservación de depósitos de sedimentos atribuibles a un tsunami; en este caso una laguna costera frente a la zona de mayor sismicidad en todo el país (como ya se mencionó en el capítulo relativo al marco tectónico). El área elegida se dividió en dos ambientes sedimentarios; uno costero y uno lagunar. Se procedió a realizar pozos con ayuda de palas ordinarias utilizadas para la construcción en cada uno de estos ambientes. La geometría que guardaron estos pozos fueron semi cuadrados de aproximadamente 1.5 metros por 1.5 metros con una profundidad variable; de acuerdo al nivel freático; desde 80 hasta 230 centímetros. En la figura 5.2 se puede observar el tipo de geometría que guardaron las excavaciones de los pozos. Las paredes de los pozos se mantuvieron con una pendiente de casi 90 grados de manera que pudiera observarse la distribución espacial de las unidades sedimentarias; además, una de las caras en cada uno de los pozos fue tratado como una pared plana, tratando de cuidar los mínimos detalles para su correcta descripción estratigráfica. Durante esta campaña se realizaron 8 pozos, mientras que en la

segunda campaña (realizada en abril de 2010) se efectuaron 10 pozos y en la tercera (efectuado en febrero de 2011) se realizaron 6 pozos más como complemento a las observaciones de las primeras dos campañas de muestreo. Finalmente, se tomaron para análisis los pozos localizados en la zona de la laguna de Barra de Potosí (figura 5.3)



**Figura 5.1** Localización del área de estudio. Los puntos en rojo indican los pozos excavados.



*Figura 5.2 Geometría de los pozos excavados y metodología utilizada para describir las unidades estratigráficas.*

Las excavaciones de pozos en la segunda y tercera salida de campo se realizaron tomando en cuenta transectos perpendiculares a la línea de costa de manera que pudiera ser observada la disposición geométrica de las diferentes unidades sedimentarias; así mismo cada uno de los pozos fue georeferenciado con ayuda de un GPS de marca Garmin.

En cada una de los pozos se realizó la descripción estratigráfica; incluyendo tamaño, color, espesor, estructuras sedimentarias, tipo de contactos, etc. Una vez realizada la descripción estratigráfica se obtuvieron muestras de sedimento de las principales unidades arenosas; se muestreó el punto medio del espesor total de cada una de las unidades.





*Figura 5.3 Localización de los pozos excavados seleccionados.*

## 5.1 TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS

### 5.1.1 Granulometría

Una vez obtenidas las muestras; las cuales se componen principalmente por arenas con un gran contenido de aluminosilicatos; se procede a realizar los estudios de granulometría. En primera instancia las muestras son secadas al horno a una temperatura promedio de 40°C durante 6 horas aproximadamente. Una vez secas, se pesan y se obtienen 100 gramos por medio de la técnica de los cuarteos. A continuación se tamizan manualmente con pequeños tamices de tamaño U. S. Std No. 18, 25, 35, 45, 60, 80, 170, 250; lo anterior con el objeto de dividir las muestras en sus diferentes componentes texturales. Una vez obtenidas estas divisiones se representaron los datos en escala logarítmica phi y se obtuvo su clasificación textural; finalmente con ayuda de los

cálculos de las frecuencias porcentuales se obtuvieron los principales parámetros estadísticos (tamaño promedio, desviación estándar, sesgo y curtosis); los cuales son de gran ayuda para caracterizar el ambiente de depósito de los sedimentos.

En la tabla 6.1 se presentan los pozos excavados y el número total de muestras obtenidas en cada uno, de las cuales sólo se tomaron en consideración para sus análisis aquellos cercanas a la zona donde se tiene mayor probabilidad de preservación de depósitos asociados a tsunamis. 1. Se obtuvieron en total 87 muestras de arena y sólo se analizaron 62. Los pozos analizadas fueron la 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 18, 22, 23, y 24 (Figura 5.3).

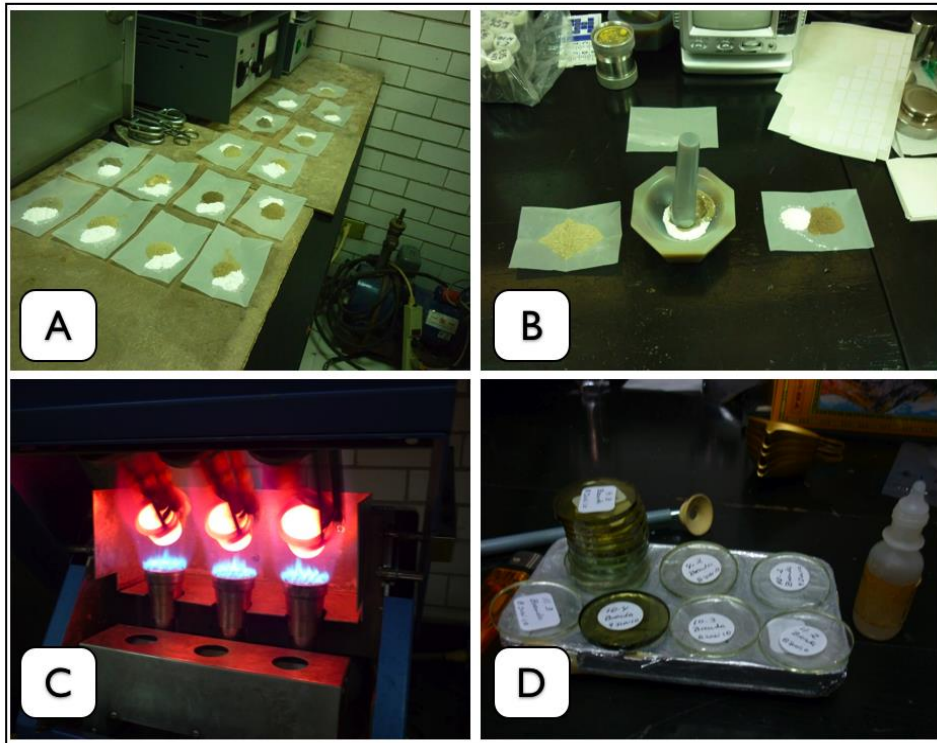
**Tabla 5.1** Número total de muestras obtenidas y analizadas por diferentes métodos

<b>#Pozo</b>	<b>#Muestras</b>	<b>Análisis granulométrico</b>	<b>Análisis de elementos mayores y traza</b>	<b>Análisis de foraminíferos</b>
3	3	*	*	
4	4	*	*	*
5	3	*	*	*
6	5	*		
7	4	*		
9				*
10	5	*	*	
11	3	*	*	
12	5	*	*	
13	6	*	*	*
14	8	*	*	*
15	5	*	*	*
17	4	*	*	*
18	4	*	*	*
22	3	*	*	
23	2	*	*	
24	2	*	*	

### 5.1.2 Geoquímica

- **Elementos mayores y traza**

Las muestras fueron analizadas para determinar su composición química (elementos mayores y traza). El elemento traza buscado fue el Bromo (Br). Los sedimentos fueron pulverizados con ayuda de un mortero de ágata. Para la medición de elementos traza se prepararon muestras prensadas empleando 4 gramos de sedimento en polvo de muestra con 0.4 gramos de aglutinante, se prensa a  $30 \text{ ton/cm}^2$  por 30 segundos (Figura 5.4, a y b). Para el análisis de los elementos mayores se emplean 0.8 gramos del sedimento pulverizado adicionado con 7.2 gramos de fundente constituido por  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  y  $\text{LiBO}_2$  granular en una relación 1:1 (Figura 5.4, c y d). Las preparaciones fueron posteriormente analizadas con un espectrómetro secuencial de fluorescencia de rayos X (FRX) marca Siemens modelo SRS-3000, equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM. Los análisis se realizaron de acuerdo a los procedimientos descritos por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996). Los estándares de referencia utilizados para la presencia de Br fueron MAG1 (252 ppm), LLD 1 (8 ppm) y JR-1 (10 ppm). La precisión de los análisis es del 1% para los elementos mayores. En la tabla 6.1 se muestra el número de pozo y el número de muestras analizadas. Los pozos seleccionadas fueron la 3, 4, 5, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 18, 22, 23 y 24 con un número de total de preparaciones de 57.



*Figura 5.4 Procesamiento de muestras. A y B: Procedimiento para elementos mayores. C y D: Procedimiento para elementos traza.*

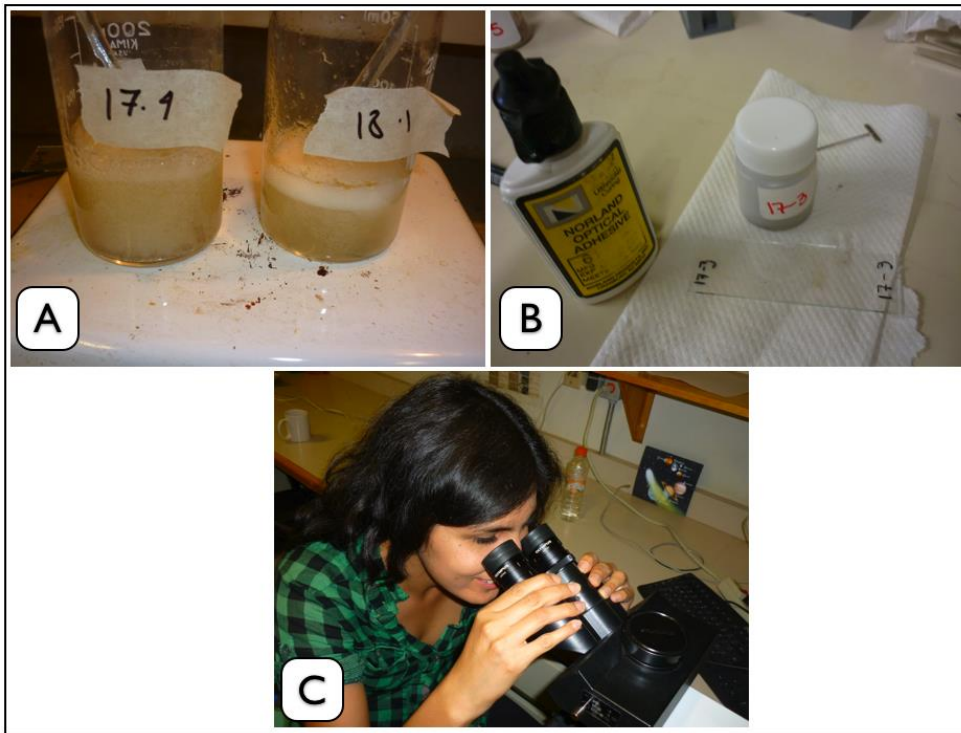
### **5.1.3 Micropaleontología**

Los pozos seleccionados para el análisis micropaleontológico se muestran en la tabla 6.1. En este caso se eligieron los pozos, 4, 5, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 17 y 18. Con un total de 52 preparaciones.

- **Diatomeas**

La técnica utilizada para el análisis de diatomeas consistió en la eliminación de la materia orgánica y carbono inorgánico (Figura 5.5, a). Se agregó ácido clorhídrico a 0.5 gramos de sedimento, a continuación, la mezcla se calentó en una parrilla eléctrica a una temperatura aproximada de 60°C. Posteriormente se enfría la muestra y se equilibra su PH (=7) mediante el lavado con agua destilada durante 7 días aproximadamente. Más adelante, se realiza la decantación y con algunas gotas de la preparación se monta el portaobjetos cubriéndola con un

ubreobjetos pegado con una resina norlad optical adhesive (de secado rápido de rayos UV) (Figura 5.5, b). El porta objetos fue secado en una lámpara de rayos UV durante 3 minutos y finalmente, se identificaron las diatomeas con ayuda de un microscopio marca OLYMPUS modelo BX50; localizado en el laboratorio de paleolimnología del Instituto de Geofísica de la UNAM (Figura 5.5, c).



**Figura 5.5** *Procesamiento de muestras. a):* Proceso de digestión de la materia orgánica. *b)* Preparación de la muestra en portaobjetos. *c)* Análisis en microscopio.

#### ▪ Foraminíferos

La técnica utilizada para realizar el análisis en búsqueda de estos microorganismos fue un tamizado manual con mallas U.S. Std 250 y posteriormente un lavado hasta eliminar restos de lodos, sin embargo no se encontró ningún resto. Además como prueba adicional se revisaron todas las muestras bajo el microscopio petrográfico sin encontrarse algún indicio de estos organismos.

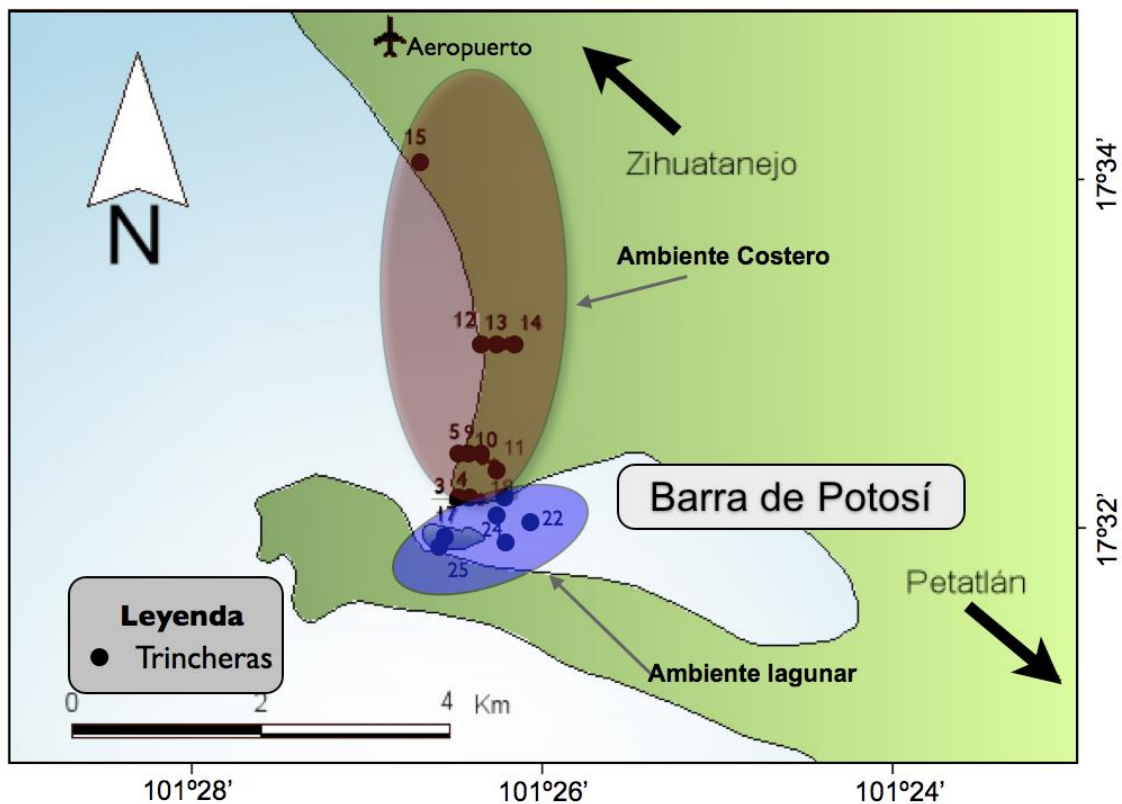
## Capítulo 6

# 6. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados del análisis sedimentológico (estratigráfico, y granulométrico), geoquímico y micropaleontológico de las muestras obtenidas en campo.

### 6.1 ESTRATIGRAFIA

De acuerdo a la descripción realizada en las campañas de muestreo y a la observación posterior en el laboratorio, se describió la estratigrafía para cada pozo. Se identificaron y clasificaron dentro de dos ambientes de depósito (Figura 6.1); un ambiente costero y un ambiente lagunar o transicional entre los sedimentos marinos y lagunares.



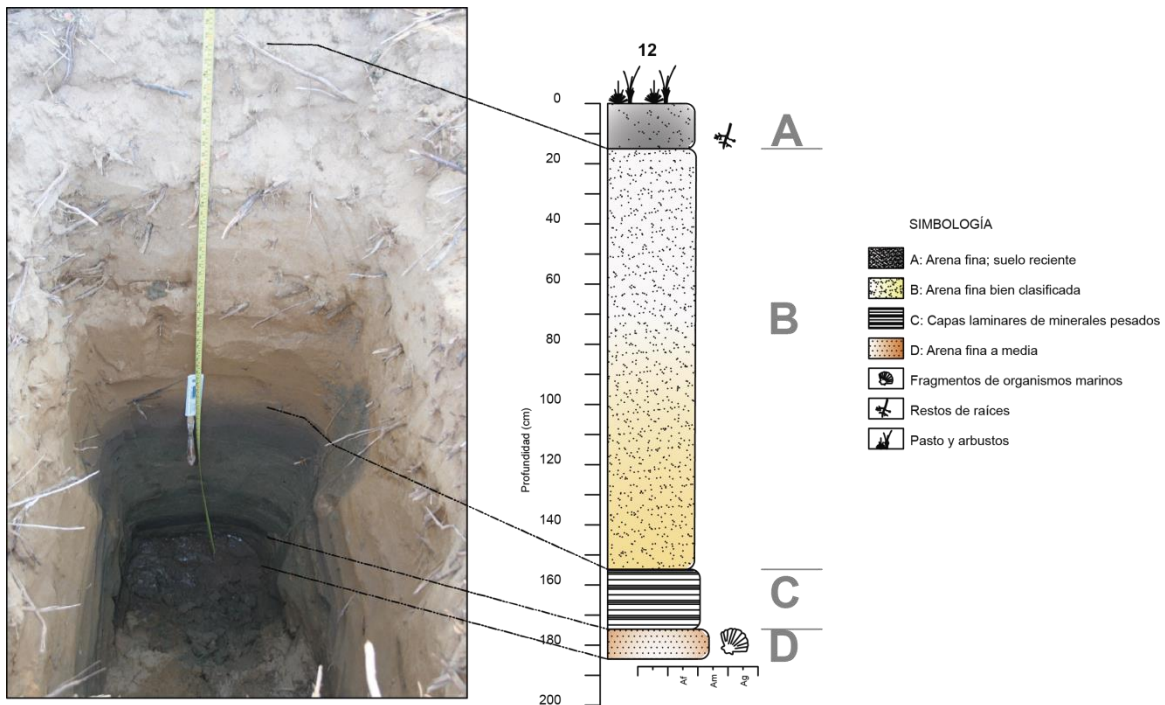
**Figura 6.1** Localización de los diferentes ambientes sedimentarios. El área indicada en color rojo se refiere a los pozos excavados clasificados dentro de un ambiente costero. La zona en color azul señala los pozos excavados clasificados dentro de un ambiente lagunar.

### 6.1.1 Ambiente costero

La disposición geométrica de los sedimentos observados en los pozos se presenta como una sucesión de capas de arena con un tamaño de grano que varía desde arena muy fina a arena media; en la figura 6.2 se muestran tales unidades estratigráficas identificadas.

#### **Unidad A**

Esta unidad está constituida por arena fina y representa la capa superficial, la cual se encuentra en proceso pedogénesis. El espesor de la unidad oscila entre 0 y 22 centímetros en todas los pozos, además posee un gran contenido de raíces de arbustos pequeños y de pasto, lo cual impide determinar con facilidad las estructuras sedimentarias primarias en esta unidad (Figura 6.3, 1).



**Figura 6.2** Estratigrafía del ambiente costero. Se identifican 4 unidades arenosas principales. A: suelo reciente, B: Arena fina, C: Minerales pesados, D: Arena fina a media.

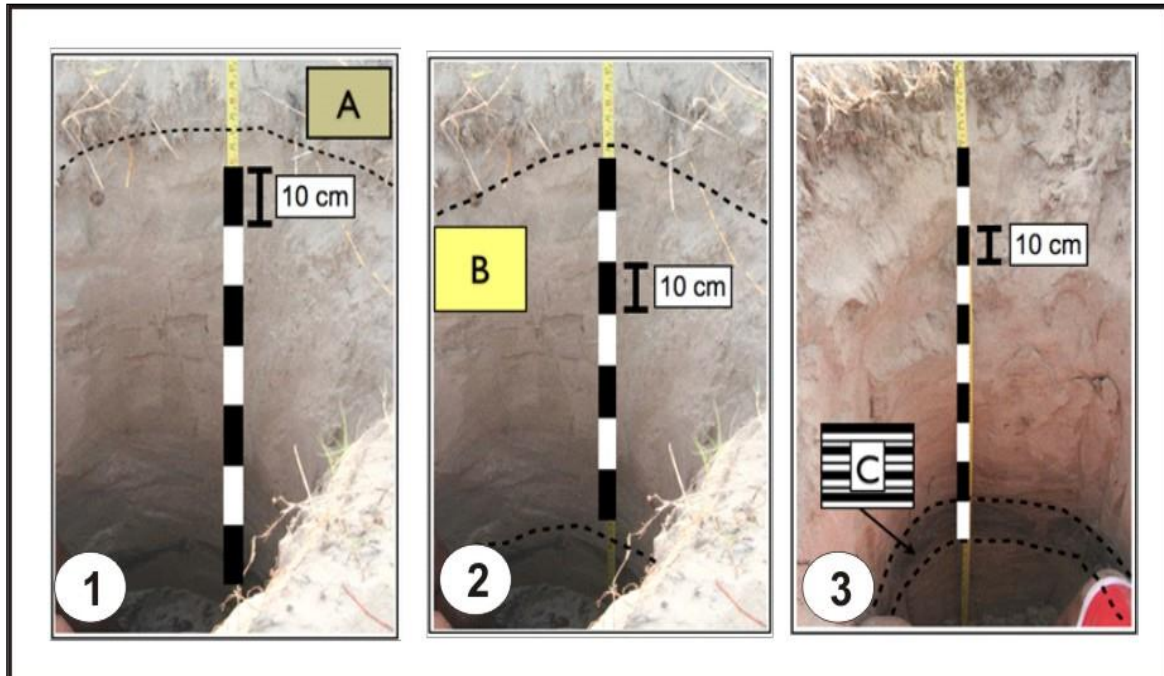
### **Unidad B**

Esta unidad está compuesta por arena fina muy bien clasificada, en algunos pozos se observa una gradación normal y no se observan otro tipo de estructuras primarias, tampoco se encontraron restos de fósiles u otros organismos. El cuarzo y el feldespato son los principales constituyentes de estas arenas. El espesor de esta unidad varía entre 20 a 180 centímetros, así mismo se observa en algunas ocasiones un contacto transicional con la unidad inferior C (Figura 6.3, 2).

### **Unidad C**

La unidad está representada por laminaciones de arena fina color gris oscuro, las cuales son paralelas y constan de algunos centímetros de grosor, con un gran contenido de minerales pesados así mismo, se presenta una gradación normal. En algunos casos el contacto es transicional con la unidad superior. Se presenta una gran abundancia de minerales pesados. El espesor de la unidad varía entre 5 y 25 centímetros (Figura 6.3, 3).





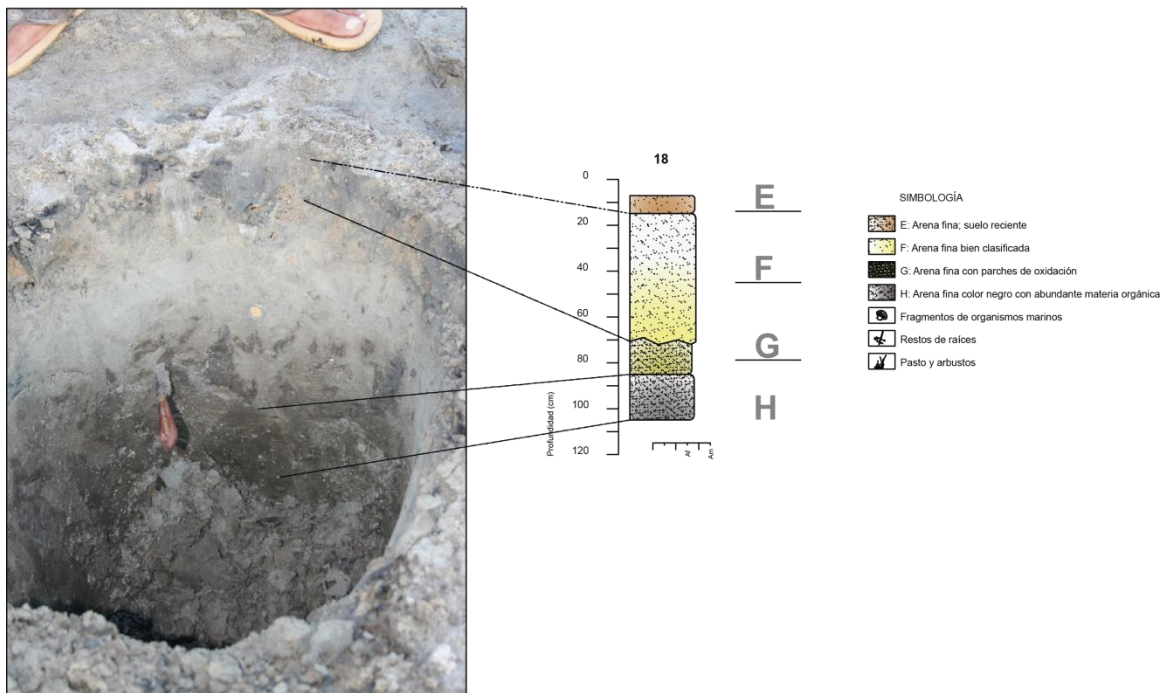
**Figura 6.3** Unidad A: Suelo superficial (1). B: Arena fina bien clasificada (2). C: Arena fina color negro y abundante contenido de minerales pesados (3). D: Esta unidad se encuentra por debajo de la unidad C y es compuesta por arena media a gruesa con contenido de fragmentos de conchas.

#### **Unidad D**

Esta unidad está constituida por Arena fina a media y contiene una gran cantidad de fragmentos de exoesqueletos de moluscos. Los principales componentes de esta unidad son el cuarzo y feldespato. Por otra parte, no se observan con claridad estructuras primarias debido a que es la capa más profunda y en algunos lugares está ubicado el nivel freático, por lo que en diversas ocasiones se inundó el pozo y no permitió una mayor descripción.

#### **Ambiente lagunar**

Los perfiles del ambiente lagunar están representados por las unidades mostradas en la figura 6.4.



**Figura 6.4** Estratigrafía del ambiente lagunar. Se identifican 4 unidades principales: E, F, G y H.

### **Unidad E**

La unidad superficial está constituida por arena fina y se encuentra en proceso de pedogénesis. El espesor de las unidades varía entre 1 a 10 centímetros en los pozos del ambiente lagunar y posee una gran contenido de raíces parecido a la unidad A del ambiente costero.

### **Unidad F**

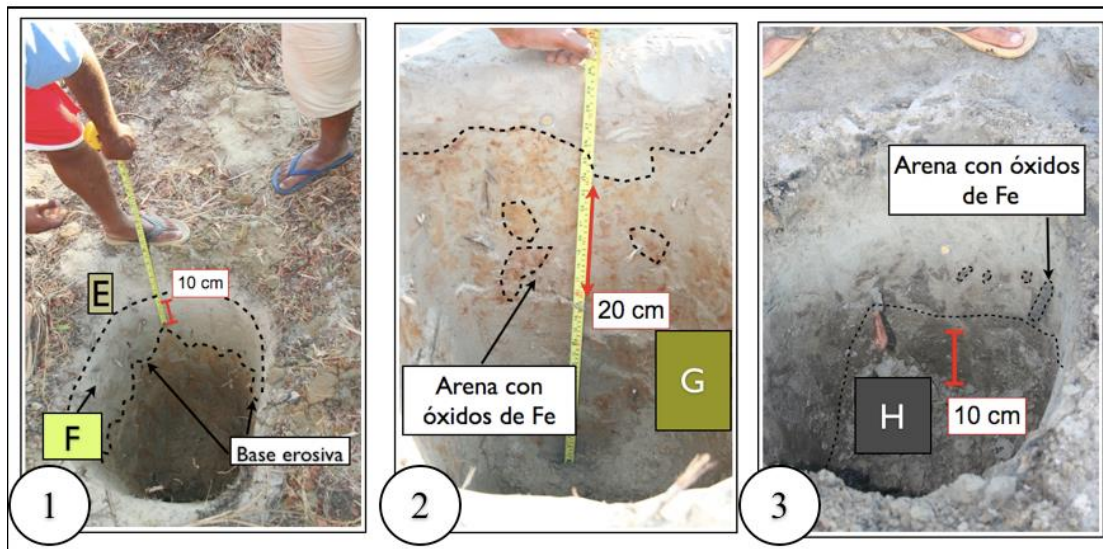
Esta unidad es representada por arena fina masiva de color gris oscuro además, se observa una base erosiva con respecto a la unidad inferior (unidad G) y tiene un grosor de entre 10 y 55 centímetros. En algunos casos, la unidad presenta fragmentos de conchas (pozo 17 y 25) y se percibe ligeramente una gradación normal.

### **Unidad G**

La unidad se representa por arena fina masiva con óxidos de Fe, además presenta abundante bioturbación así como una gran cantidad de raíces de pasto y otros arbustos pequeños. El espesor de la unidad varía entre 10 y 45 centímetros.

## Unidad H

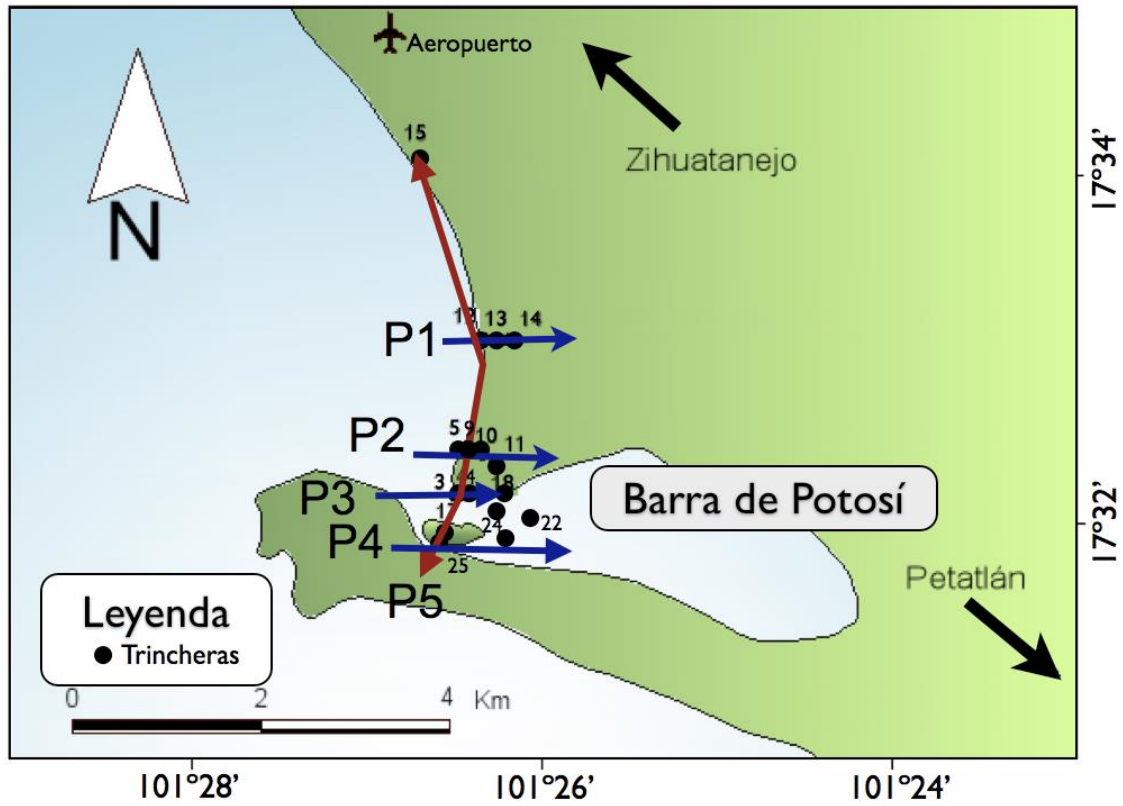
Esta unidad es la más profunda que pudo observarse, está compuesta por arena fina de color gris oscuro y presenta una gran abundancia de raíces. El fuerte olor a sulfuro proviene posiblemente de la descomposición de la materia orgánica. El espesor máximo observado antes de la inundación por el nivel freático es de 30 centímetros.



**Figura 6.5** 1)Unidad E: arena fina. Capa superficial en proceso de formación de suelo. Unidad F: arena fina masiva de color gris. 2) Unidad G; arena fina color gris claro con óxidos de Fe. 3) Unidad H; arena fina color gris oscuro con abundante materia orgánica.

### 6.1.2 Perfiles paralelos y perpendiculares a la línea de costa

Para identificar la relación espacial entre las unidades sedimentarias y las variaciones en espesor de estas capas, se realizaron cuatro perfiles en forma paralela y uno perpendicular a la costa. La figura 6.6 presenta la disposición geométrica de los perfiles. Se nombró como perfil 1 al correspondiente a los pozos 12, 13 y 14. El perfil 2 se compone de los pozos 5, 10 y 11; mientras que el perfil 3 contiene a los pozos 3 y 4. Así mismo, el perfil 4 se compone de los pozos 25, 17, 24, 23 y 22. Por último, el perfil 5 es el conformado por los pozos 3, 5, 12, 15, 17 y 25; los cuales están dispuestos en forma paralela a la costa (Tabla 6.1).



*Figura 6.6* Mapa de localización de los perfiles paralelos y perpendiculares a la costa.

*Tabla 6.1* Nombre de perfiles y pozos que contienen.

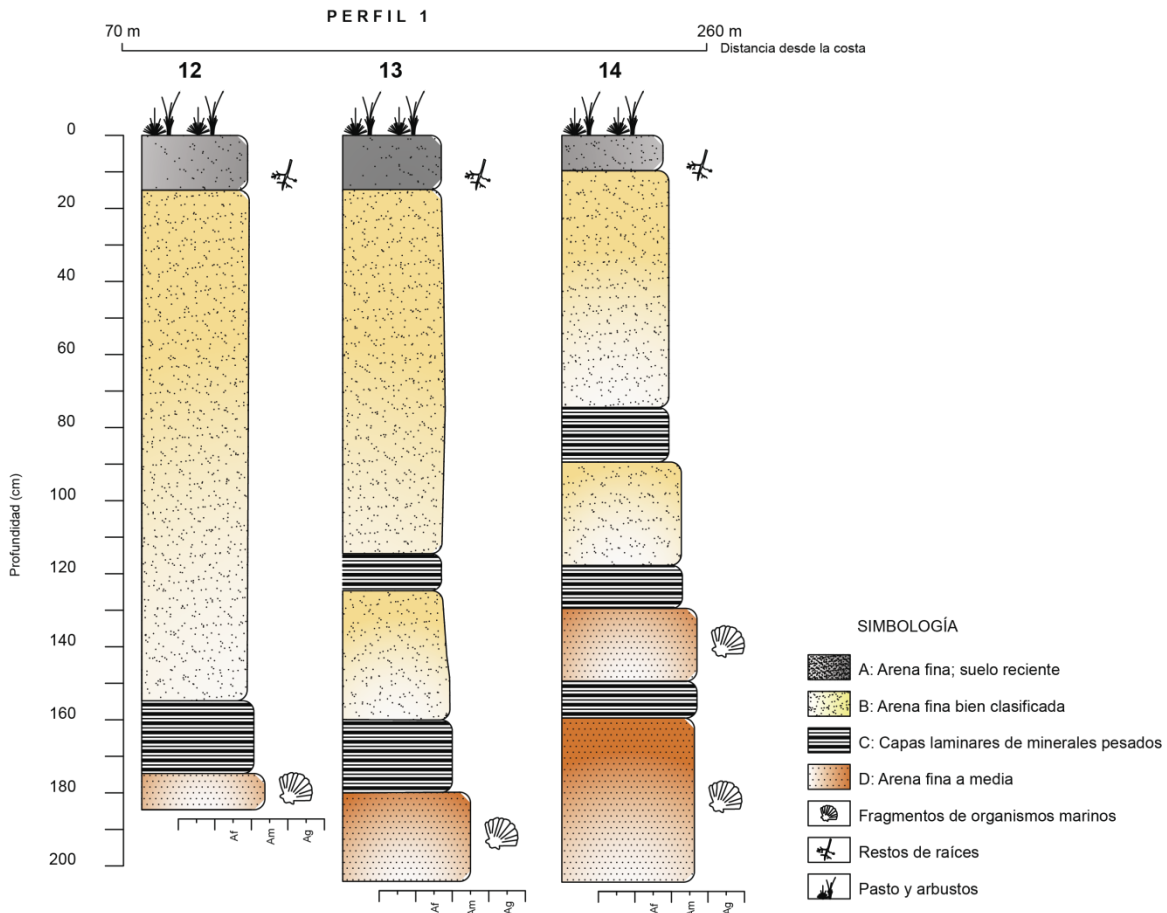
<i>Perfil</i>	<i>Pozo</i>
<i>P1</i>	<i>12, 13, 14</i>
<i>P2</i>	<i>5, 10, 11</i>
<i>P3</i>	<i>3, 4</i>
<i>P4</i>	<i>25, 17, 24, 23, 22</i>
<i>P5</i>	<i>3, 5, 12, 15, 17, 25</i>

**PERFIL 1**

En el perfil 1 (figura 6.7) se representa los pozos 12, 13 y 14; los cuales guardan cierta similitud entre sí. La unidad superior (A) representa el proceso de pedogénesis; con un espesor de alrededor de 10 cm centímetros y con una gran cantidad de raíces de pasto y arbustos. La unidad B de arena fina (en color amarillo) presenta una característica particular en este perfil, ya que disminuye su espesor conforme se aleja de la costa; en el pozo 12 esta unidad tiene un espesor de 140 centímetros, en el pozo 13 se observan 100 centímetros de grosor y en el pozo 14 un espesor de 65 centímetros. Por otra parte, la unidad C; compuesta de laminaciones de minerales pesados, también disminuye su espesor conforme se aleja de la costa, en el pozo 12 posee un espesor de 20 centímetros y en los pozos 13 y 14 se observa una especie de intercalación o transición entre las unidades B y C, de igual forma con un espesor menor que en el pozo 12. En la base de estos pozos se observa que la unidad D que tiene un comportamiento inverso a las capas superiores; es decir, aumenta su espesor conforme se avanza tierra adentro, lo cual puede mostrar una paleotopografía.

## ***PERFIL 2***

Este perfil es compuesto por los pozos 5, 10 y 11 (figura 6.8); el cual mantiene una semejanza con el perfil 1, ya que la unidad A presenta un espesor semejante en todos los pozos. La unidad siguiente B, mantiene el mismo comportamiento que en perfil 1; en el pozo más cercano a la costa tiene un espesor de 160 centímetros, en el siguiente 140 centímetros, posteriormente 120 centímetros y en el más alejado 115 centímetros. Así mismo, la unidad C disminuye de igual forma su espesor desde 15 hasta 5 centímetros en el pozo más alejado de la línea de costa. Finalmente, la unidad D se observa claramente en este perfil con el mismo comportamiento que en el perfil 1, presentando un aumento paulatino del espesor conforme se avanza tierra adentro

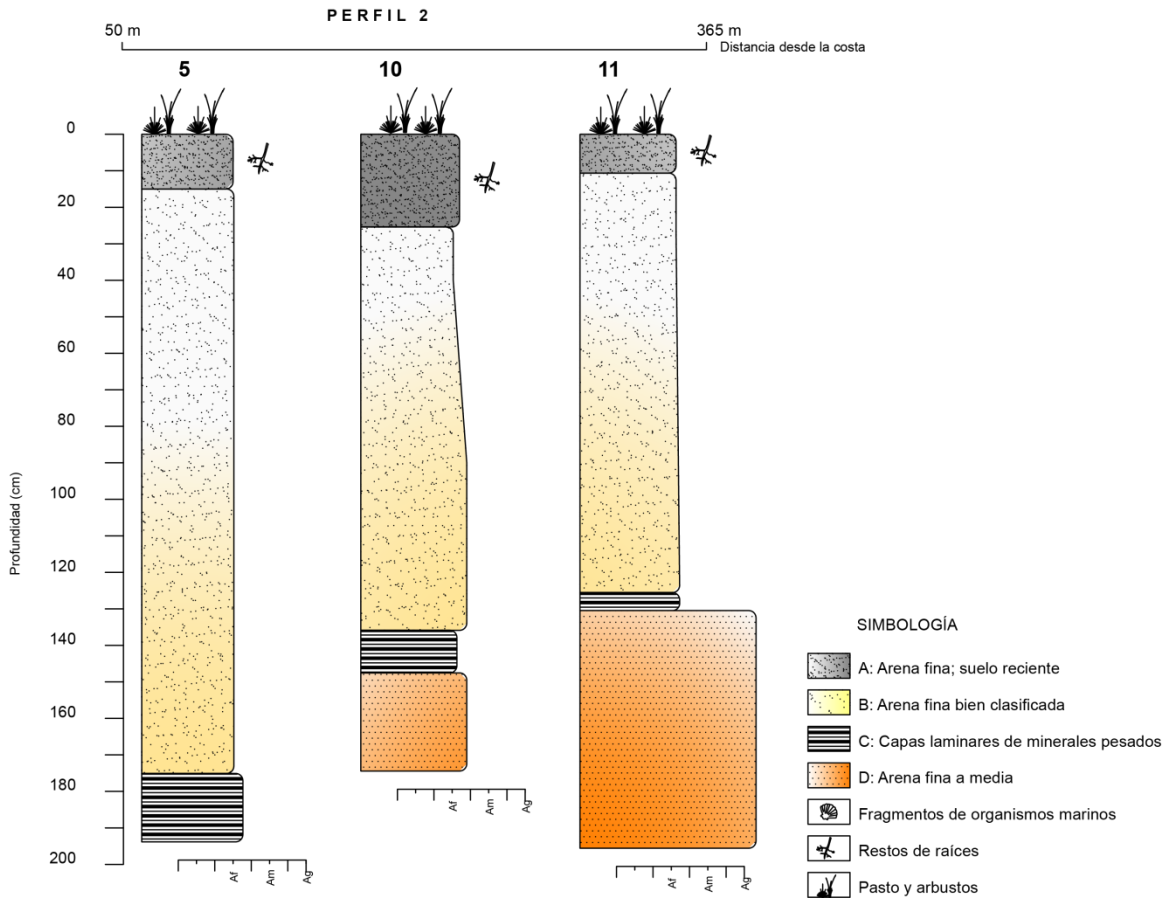


**Figura 6.7** Perfil 1. Perpendicular a la línea de costa. Compuesto por los pozos 12, 13 y 14. La unidad A representa el suelo reciente (A). La unidad B (en color amarillo), represente arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados. Finalmente la unidad D (color naranja) se refiere a arena fina a media con abundantes restos de exoesqueletos de moluscos.

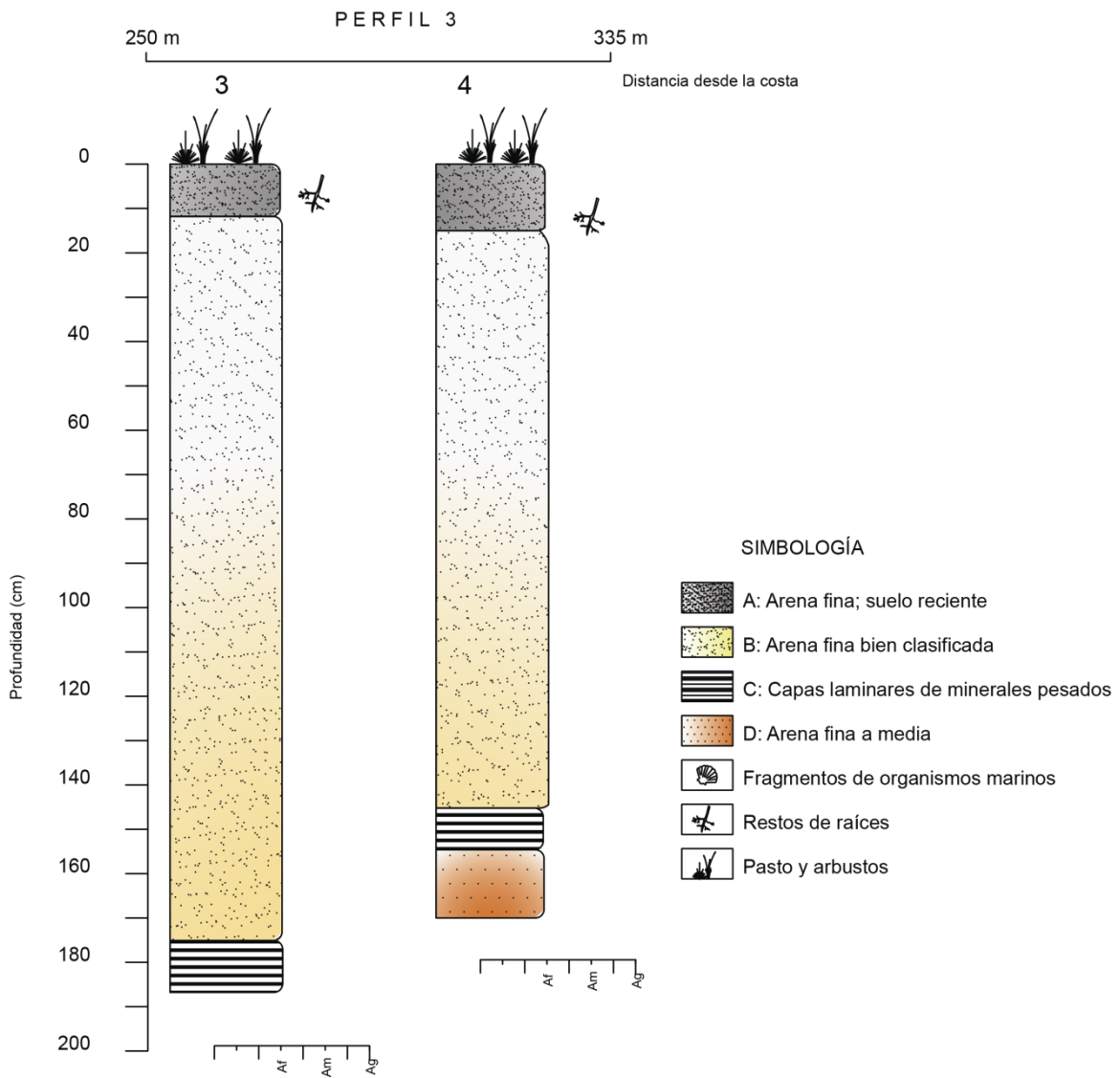
### **PERFIL 3**

Este perfil se compone de los pozos 3 y 4 (figura 6.9). Este perfil guarda relación con los anteriores ya que presenta el comportamiento similar con respecto a la disminución de espesor. La unidad A muestra casi el mismo espesor en ambas pozos. La unidad B; compuesta de arena fina bien clasificada, se encuentra por encima de la capa de minerales pesados, la cual presenta un espesor de 170 centímetros en el pozo 3 y de 130 centímetros en el pozo 4. La unidad C de minerales pesados tiene un espesor de 8 centímetros en el pozo 3 y de 10 en el pozo 4. Mientras que la unidad D sólo aparece en el pozo 4.





**Figura 6.8** Perfil 2 Perpendicular a la línea de costa. Compuesto por los pozos 5, 10 Y 11. La unidad A se encuentra en proceso de pedogénesis. La unidad B (en color amarillo), representa arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados. La unidad D se presenta en color naranja indicando arena fina a media con restos de fragmentos de organismos.

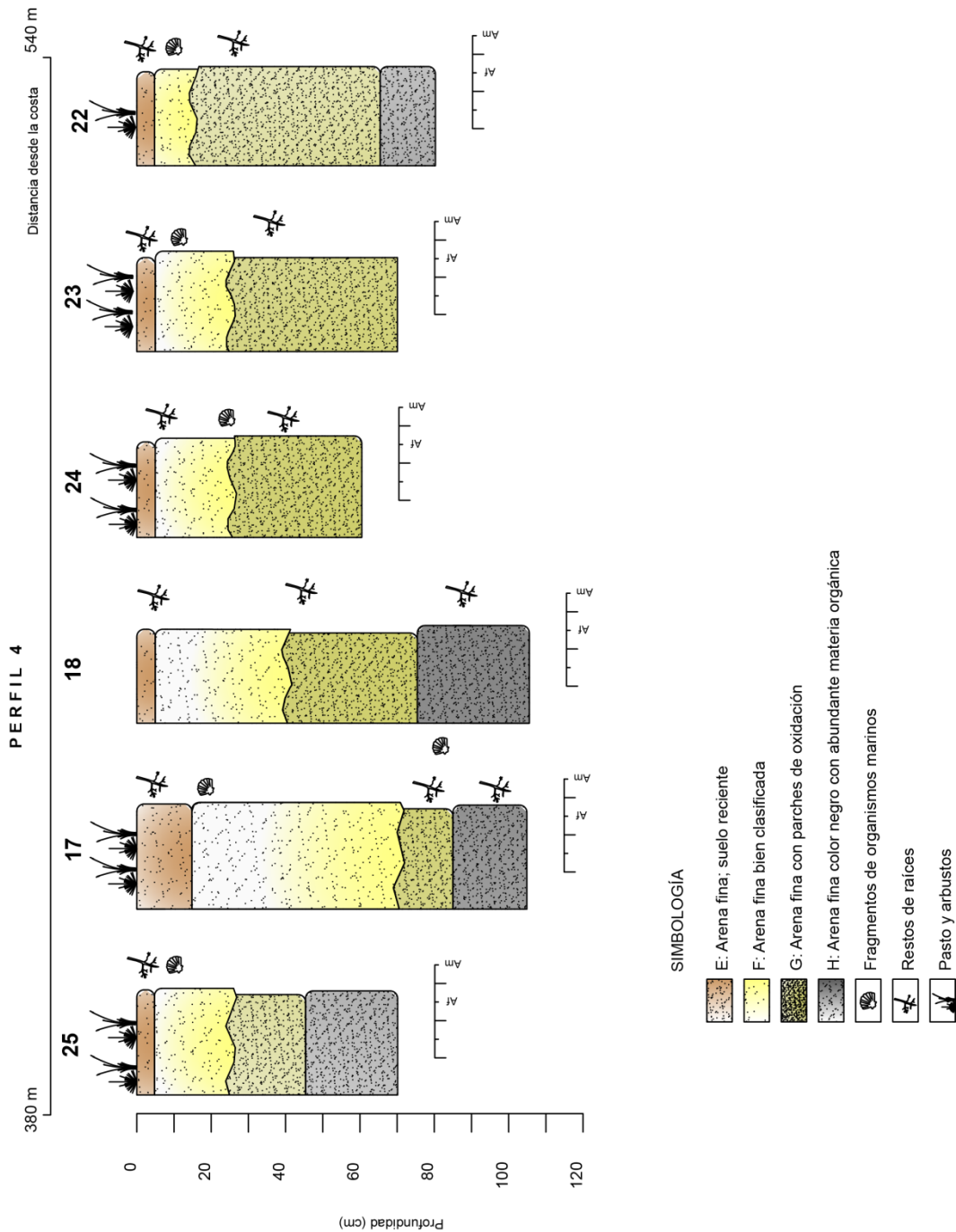


**Figura 6.9** Perfil 3. Compuesto por los pozos 3 y 4. La unidad A representa el proceso de pedogénesis. La unidad B (en color amarillo), es arena fina bien clasificada con gradación normal. La unidad C está representada como una intercalación de bandas negras y blancas e indica las laminaciones de minerales pesados.



#### ***PERFIL 4***

El perfil 4 contiene a los pozos 25, 17, 18, 24, 23, 22, las cuales se ubican dentro del ambiente lagunar (figura 6.10). En este perfil se presenta; al igual que en los perfiles anteriores, una unidad en proceso de formación de suelo (unidad E); la cual posee una gran abundancia de raíces de arbustos y pasto. Ésta mantiene un espesor con pocas variaciones a lo largo del perfil. Por debajo de esta unidad, se encuentra la unidad F, compuesta por arena fina de color gris, la cual presenta el mismo espesor de aproximadamente 20 centímetros en los pozos 25, 24 y 23. En el pozo 17 y 18 el espesor es mayor, lo cual puede deberse a una pequeña depresión en esa zona. En el pozo 22 el espesor disminuye a 15 centímetros (Figura 6.11). En los pozos 25, 17, 23 y 22 se observan fragmentos de exoesqueletos de moluscos; con hasta 8 centímetros de diámetro en los pozos 25 y 17. . Estos fragmentos no se encuentran fracturados y tampoco se encuentran en posición de vida, al parecer fueron acarreadas y depositadas en esta zona. No obstante, en el pozo 24 éstos se presentan en la parte inferior y en el pozo 18 no se encuentran, lo anterior puede explicarse debido a que éstos dos últimos pozos se encuentran en una zona más alejada de la laguna a diferencia de los otros (Figura 6.11). Esta unidad presenta una base erosiva muy bien definida con respecto a la capa inferior. La unidad G es compuesta de arena fina en una coloración diferente a la unidad superior (F), adicionalmente, se presentan parches con óxidos de Fe, de alrededor de 10 centímetros de diámetro. El espesor observado en esta capa es diferente a lo observado en el pozo 17 y 25; ya que se encuentran en una pequeña isla, a lo encontrado en la zona de transición entre laguna y entrada de mar (pozo 24 y 23) y de la zona con influencia de la laguna (pozo 18 y 22). La unidad inferior H se aprecia en los pozos 25, 18, 17 y 22 posiblemente porque en se encuentren en una zona menos susceptible a la elevación del nivel de la laguna. En esta unidad se presenta un fuerte olor a azufre, debido a la gran cantidad de materia orgánica en descomposición, sin embargo, sólo se presentaron indicios de restos de vegetación en el pozo 17 y 18.



*Figura 6.10 Perfil 4, compuesto por los pozos 18, 25, 17, 24, 23 y 22 en la zona lagunar. Se presentan las unidades E, F, G y H.*

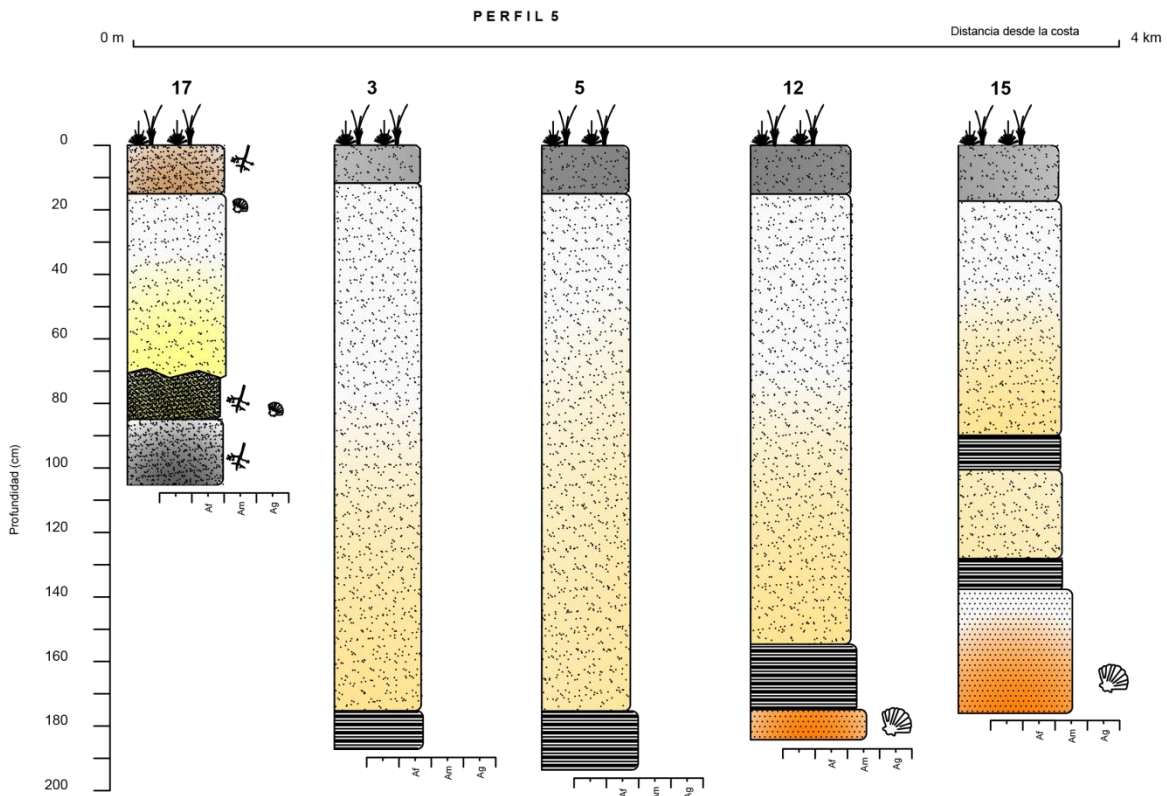


*Figura 6.11 Localización de los pozos en una imagen de Google Earth para comprender su distribución espacial y estratigráfica.*

### **PERFIL 5**

Este perfil está representado por los pozos 17, 3, 5, 12 y 15; los cuales se encuentran paralelos a la línea de costa (Figura 6.12). Se presenta la capa superior A con un espesor constante en casi todos los pozos. La unidad B parece tener una disminución lateral hacia el norte (Figura 6.13). En el pozo 3 se presenta un espesor de 165 centímetros, en el pozo 5 un espesor de 160

centímetros mientras que en el 12 un espesor de 145 centímetros y para finalizar, en el pozo 15 de 75 centímetros. Esta disminución de espesor es causada por la elevación del terreno en esta zona. Una característica interesante, es que esta área parece haberse comportado como una cuenca donde los sedimentos procedentes de los aportes de los ríos y del mar pudieron haberse acumulado. La unidad C conformada por arena fina con intercalaciones de minerales pesados presenta un comportamiento muy particular hacia el norte (lado derecho de la figura 6.13) ya que parece haber una intercalación entre la unidad B y C. Por último, la unidad D se hace presente a partir del pozo 12 y hacia el pozo 15 con un espesor aparentemente mayor en el pozo 15.

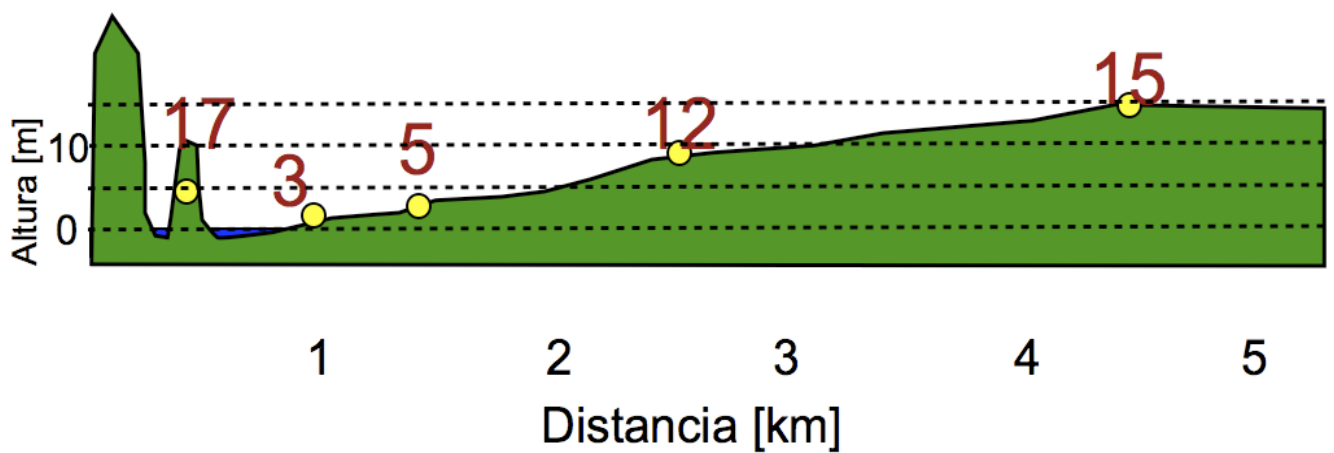
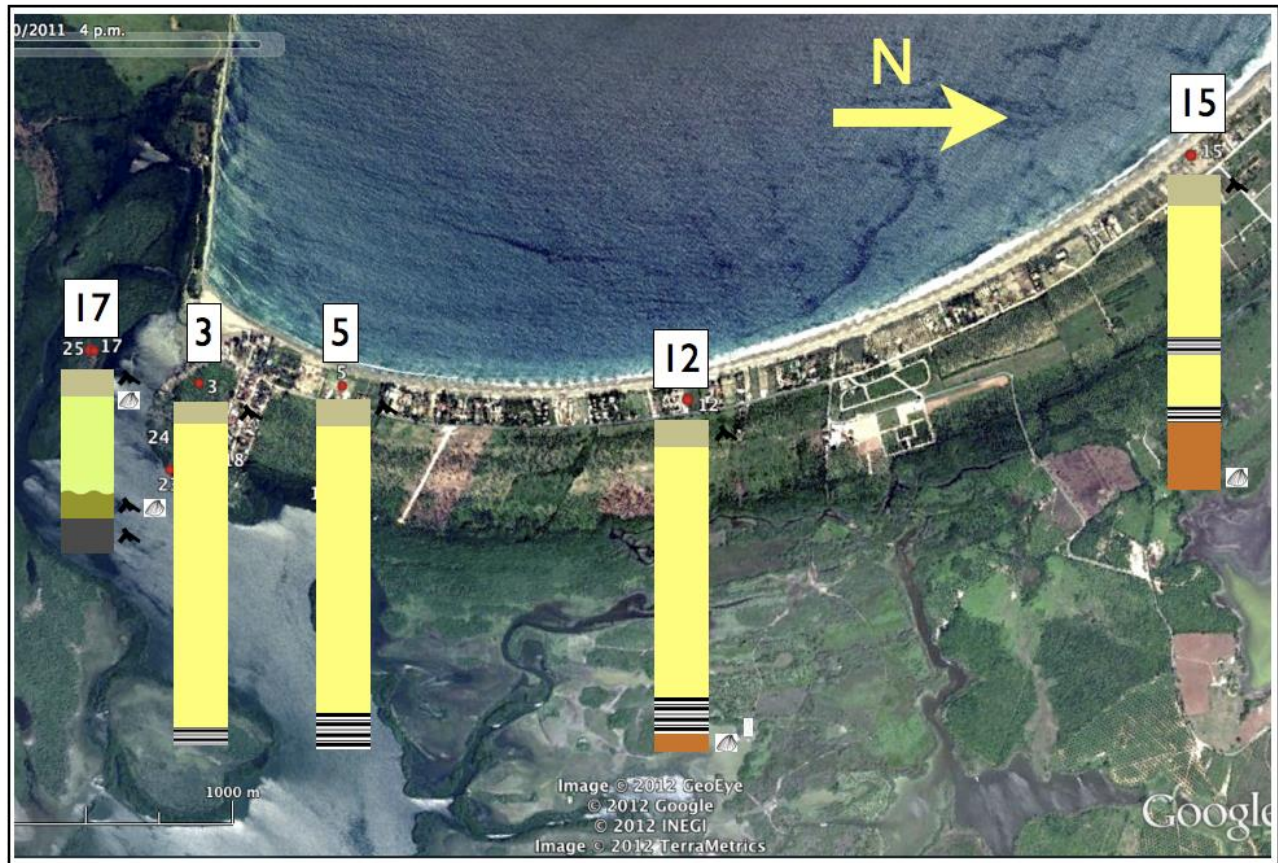


**SIMBOLOGÍA**

- |  |   |  |  |
|--|---|--|--|
|  | A: Arena fina; suelo reciente           |  | E: Arena fina; suelo reciente                            |
|  | B: Arena fina bien clasificada          |  | F: Arena fina bien clasificada                           |
|  | C: Capas laminares de minerales pesados |  | G: Arena fina con parches de oxidación                   |
|  | D: Arena fina a media                   |  | H: Arena fina color negro con abundante materia orgánica |
|  | Fragmentos de organismos marinos        |  |  |
|  | Restos de raíces                        |  |  |
|  | Pasto y arbustos                        |  |  |



**Figura 6.12** Perfil 5. Paralelo a la línea de costa. Compuesto por los pozos 17, 3, 5, 12 y 15. En este perfil se observa el rango completo de las unidades estratigráficas tanto de ambiente lagunar como de costero.



**Figura 6.13** Localización espacial de los pozos en google earth (imagen superior). En la imagen inferior se presenta el Perfil 5 en sección transversal de acuerdo al modelo digital de

*elevación del terreno de INEGI y procesado mediante el software Global Mapper; el color azul hace referencia al nivel del mar.*

## 6.2 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

### 6.2.1 GRANULOMETRÍA

En esta sección se describen los resultados del análisis granulométrico de las muestras analizadas. A continuación se presentan en la tabla 6.2 los resultados de los análisis granulométricos, las unidades corresponden a las descritos en la sección anterior, de igual forma; los perfiles también son los descritos previamente. En el ambiente costero (unidades A, B, C, D, E) se identifica una variación en el tamaño de grano, además de una relativa disminución de éste hacia la unidad superior que va desde arena media en la base hasta arena fina en la cima. En el ambiente lagunar (unidades E, F, G y H) no existe una variación gradual con respecto al tamaño de grano, considerándose toda la columna estratigráfica como arena fina.

**Tabla 6.2.** Resultados del análisis granulométrico en las diferentes unidades estratigráficas. Ambiente costero (A, B, C, D) y ambiente lagunar (E, F, G, H).

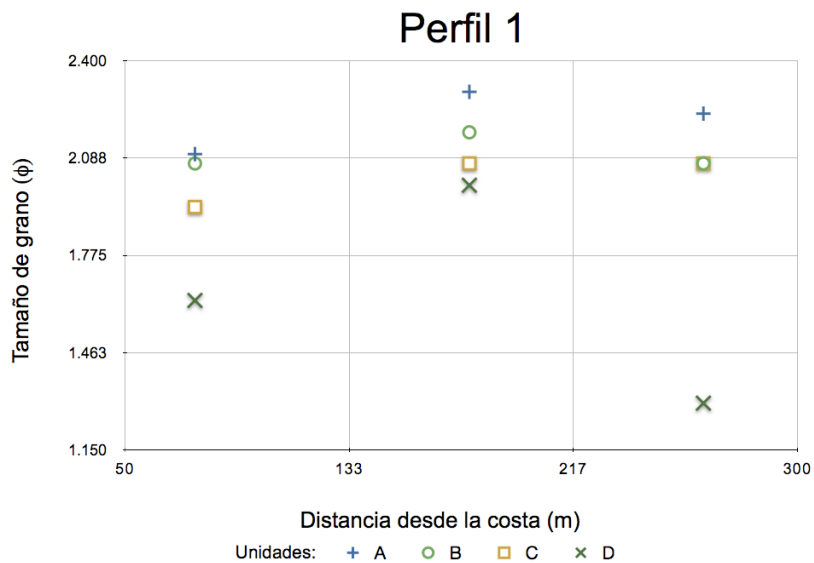
UNIDAD	TAMAÑO DE GRANO ( $\phi$ )					Promedio	Clasificación	
	1	2	3	4	5			
<b>A</b>	2.21	2.4	2.31		2.267	<b>2.3</b>	Arena fina	
<b>B</b>	2.103	2.44	2.27		2.216	<b>2.26</b>	Arena fina	<b>AMBIENTE</b>
<b>C</b>	2.02	2.4	2.21		2.08	<b>2.17</b>	Arena fina	<b>COSTERO</b>
<b>D</b>	1.67	1.95			1.7	<b>1.77</b>	Arena media	
<b>E</b>				2.3	2.17	<b>2.235</b>	Arena fina	
<b>F</b>				2.326	2.13	<b>2.228</b>	Arena fina	<b>AMBIENTE</b>
<b>G</b>				2.388	2.3	<b>2.344</b>	Arena fina	<b>LAGUNAR</b>
<b>H</b>				2.3	2.2	<b>2.25</b>	Arena fina	

## PERFIL 1

En la tabla 6.3 y en la figura 6.14 se presentan los resultados del análisis granulométrico para este perfil. La unidad A, que representa el suelo superficial, presenta un promedio de tamaño de grano de 2.21 phi. La variación lateral parece indicar una disminución en el tamaño de grano conforme se aleja de la costa (figura 6.14). Para la unidad B se tiene un promedio de tamaño de grano de 2.1 phi; el cual de acuerdo a la escala de Folk (1964) se clasifica como arena fina y no presenta una significativa disminución en su tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa (figura 6.14); ésta unidad tiene un tamaño promedio mayor que la unidad superior, lo cual puede deberse tanto al proceso de formación de suelo como a una gradación de tipo normal. La unidad C presenta un promedio de tamaño de grano de 2.02 phi y una evidente disminución del tamaño conforme se aleja de la costa el perfil (figura 6.14); con valores desde 1.93 hasta 2.07 phi; sin embargo el promedio del tamaño es mayor que la unidad A y B; lo que confirma lo descrito y observado en campo respecto a la gradación normal, así mismo se clasifica como arena fina de acuerdo a Folk (1964). Finalmente, la unidad D posee un promedio de tamaño de grano de 1.63 phi, clasificado como arena media; la cual al contrario de las unidades anteriores, aumenta conforme se aleja de la costa desde 1.63 hasta 1.37 phi y que puede explicarse de acuerdo a la figura 6.13, como un aumento en el nivel topográfico que correspondería a una paleotopografía.

**Tabla 6.3** Tamaño de grano promedio de cada una de los pozos del perfil 1, expresado en unidades phi.

<i>TAMAÑO DE GRANO (<math>\phi</math>)</i>						
<b>PERFIL 1</b>						
<b>UNIDAD</b>	<b>Pozos</b>			<b>Promedio</b>	<b>Clasificación</b>	
	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>			
<b>A</b>	2.1	2.3	2.23	<b>2.21</b>	<i>Arena fina</i>	
<b>B</b>	2.07	2.17	2.07	<b>2.1</b>	<i>Arena fina</i>	<b>AMBIENTE</b>
<b>C</b>	1.93	2.07	2.07	<b>2.02</b>	<i>Arena fina</i>	<b>COSTERO</b>
<b>D</b>	1.63	2	1.37	<b>1.67</b>	<i>Arena media</i>	



**Figura 6.14.** Perfil 1, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa.

## PERFIL 2

En la tabla 6.4 se presentan los resultados del tamaño de grano del perfil 2 que contiene a los pozos 5, 10 y 11. Para este perfil, la unidad A presenta un promedio e tamaño de grano de 2.4 phi, colocándola dentro de la clasificación de Folk (1964) como arena fina. La unidad B clasificada como arena fina de acuerdo a su promedio de tamaño de grano de 2.43 phi, al igual que el perfil 1 no presenta variaciones considerables a lo largo de la trayectoria geométrica del perfil (Figura 6.15). La unidad C igualmente se clasifica como arena fina dado su promedio de tamaño de grano de 2.29 phi, donde los valores son semejantes entre sí. Finalmente, para la unidad D, se obtuvo un tamaño promedio de 1.95 phi lo cual la clasifica como arena media, la cual presenta un ligero aumento en el tamaño con respecto a la distancia desde la costa (Figura 6.15).

**Tabla 6.4** Tamaño de grano promedio de cada una de los pozos del perfil 2, expresado en unidades phi.



TAMAÑO DE GRANO ( $\phi$ )

PERFIL 2

UNIDAD	Pozos			Promedio	Clasificación	
	5	10	11			
A	2.501	2.3		2.4	Arena fina	
B	2.478	2.47	2.37	2.43	Arena fina	AMBIENTE
C	2.23	2.37	2.27	2.29	Arena fina	COSTERO
D		2.1	1.8	1.95	Arena media	

PERFIL 3

En la tabla 6.5 se presentan los resultados del análisis granulométrico para el perfil 3, el cual contiene a los pozos 3 y 4. La unidad A presenta un tamaño de grano promedio de 2.5315 phi, así mismo, tiene una ligera disminución conforme el perfil se aleja de la costa (Figura 6.16). Para la unidad B, el tamaño promedio que se obtuvo fue de 2.468 phi, el cual presenta una ligera variación entre ambos valores de 0.008 unidades, lo que puede atribuirse a la precisión del método y considerarse como un valor casi constante, lo que coincide con el perfil 1 y 2 con respecto a esta unidad. La unidad C presenta un tamaño de grano promedio de 2.521 phi y se observa una ligera disminución en el tamaño de grano pasando de 2.459 a 2.583 phi (Figura 6.16).

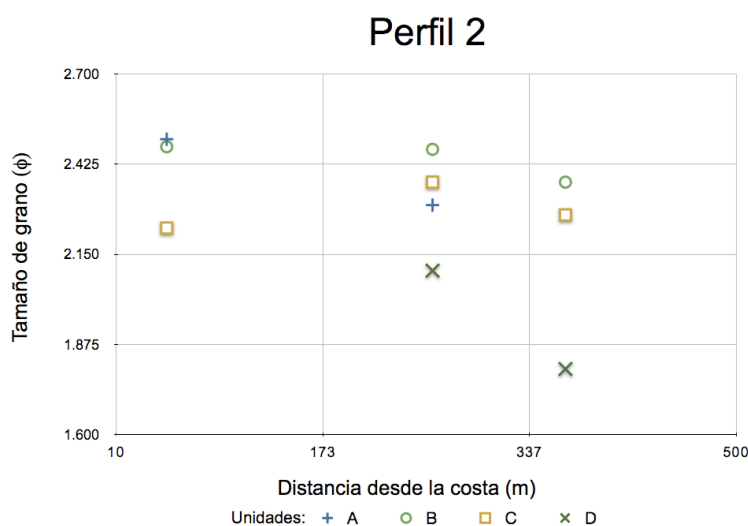
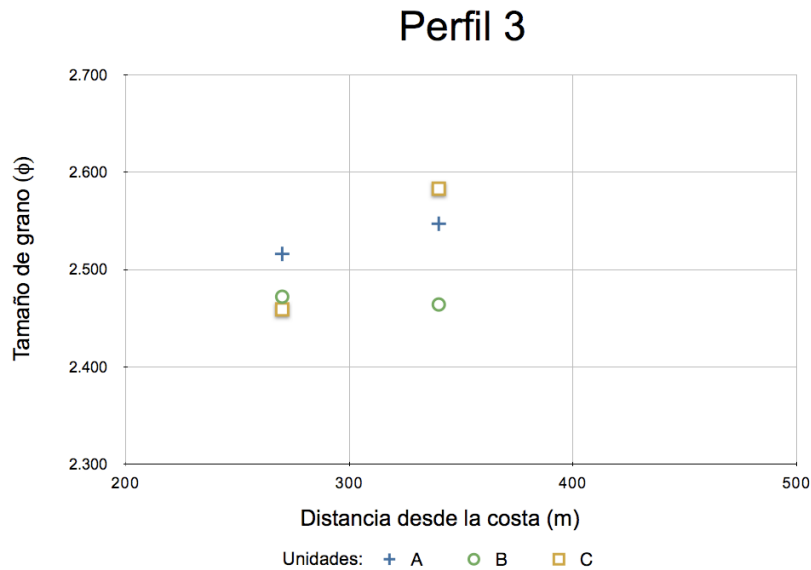


Figura 6.15 Perfil 2, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa.

**Tabla 6.5** Tamaño de grano promedio del perfil 3, expresado en unidades phi.

TAMAÑO DE GRANO ( $\phi$ )				
PERFIL 3				
	Pozos		Promedio	Clasificación
UNIDAD	3	4		
A	2.516	2.547	2.5315	Arena fina
B	2.472	2.464	2.468	Arena fina
C	2.459	2.583	2.521	Arena fina



**Figura 6.16** Perfil 3, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa.

#### PERFIL 4

Los resultados de granulometría de este perfil se encuentran en la tabla 6.6. En este perfil se representan todos los pozos excavados correspondientes al ambiente de laguna. La unidad superficial E presenta un tamaño de grano promedio de 2.23 phi, clasificada como arena fina, únicamente se obtuvo esta muestra en éstas pozos, los cuales se encuentran separadas entre sí alrededor de 500 metros con una distancia aproximada a la costa de 550 metros (ver figura 6.11 y

6.17). La unidad F tiene un tamaño de grano promedio de 2.326 phi, por lo que se clasifica como arena fina. Esta unidad presenta similitudes en el tamaño de grano entre los pozos 18 y 22 (2.47 y 2.4 phi) ya que se encuentran localizadas lejos de la laguna. De igual forma, las unidades 23 y 24 mantienen valores de tamaño de grano similares (2.3 y 2.33 phi), de acuerdo a la gráfica 6.17 se observa una disminución de tamaño de grano conforme se aleja de la costa. La unidad siguiente G se clasifica como arena fina, con un tamaño promedio de 2.388 phi; en la cual no se aprecia la relación entre el tamaño con los pozos y su disposición geográfica (figura 6.17). La unidad H sólo se encuentra presenta en los pozos más alejadas de zona de inundación de la laguna (figura 6.11), los pozos 18 y 22 igualmente poseen similitudes entre sí con tamaños de grano de 2.37 y 2.33 phi, mientras que el pozo 17 tiene un tamaño de grano de 2.2; el tamaño promedio se clasifica como arena fina. La relación entre las unidades no es claramente identificable ya que el tamaño de grano es semejante en este ambiente y las estructuras sedimentarias descritas en la sección anterior pueden ser de utilidad en este tipo de sedimentos.

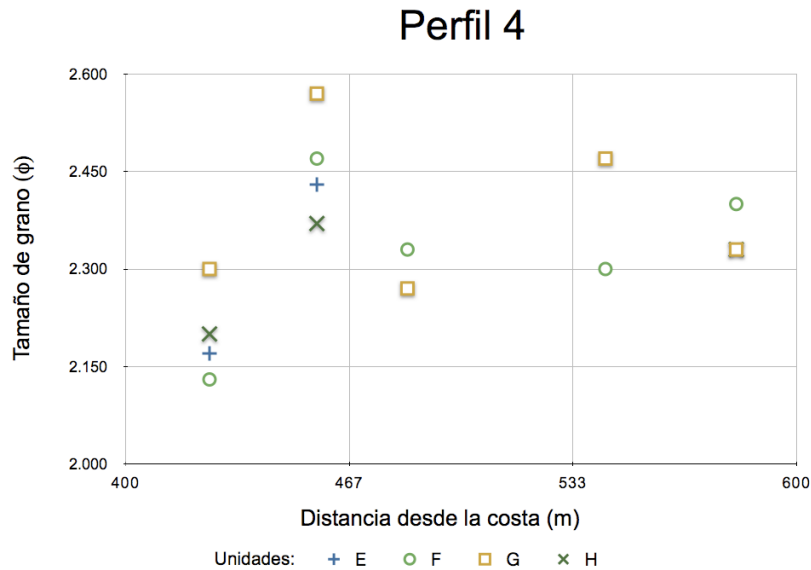
**Tabla 6.6** Tamaño de grano promedio del perfil 4, expresado en unidades phi.

<b>TAMAÑO DE GRANO (<math>\phi</math>)</b>							
<b>PERFIL 4</b>							
<b>UNIDAD</b>	<b>Pozos</b>					<b>Promedio</b>	<b>Clasificación</b>
	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>24</b>	<b>23</b>	<b>22</b>		
<b>E</b>	2.17	2.43				<b>2.3</b>	<i>Arena fina</i>
<b>F</b>	2.13	2.47	2.33	2.3	2.4	<b>2.326</b>	<i>Arena fina</i> <b>AMBIENTE</b>
<b>G</b>	2.3	2.57	2.27	2.47	2.33	<b>2.388</b>	<i>Arena fina</i> <b>LAGUNAR</b>
<b>H</b>	2.2	2.37			2.33	<b>2.3</b>	<i>Arena fina</i>

## **PERFIL 5**

Los resultados granulométricos de este perfil incluyen a los sedimentos en ambos ambientes (tabla 6.7). Todos los pozos se encuentran localizadas paralelas a la costa. Las unidades A, B, C, E, F, G, H se clasifican como arena fina, únicamente la unidad D como arena media (tabla 6.7). Existe una diferencia entre los valores de los pozos 3 y 5 con 12 y 15 ya que se realizaron en diferentes etapas, lo que puede causar esta diferencia en las mediciones (tabla 6.7). Sin embargo se observa el mismo comportamiento que en los perfiles anteriores, una disminución de tamaño de grano hacia la cima del pozo.

Las unidades E, F, G y H no pueden ser comparadas con otros pozos en este perfil, pero puede observarse que el tamaño de grano en la unidad F es ligeramente mayor que en las unidades inferiores y nuevamente disminuye en la unidad superior E.



**Figura 6.17** Perfil 4, variación del tamaño de grano con respecto a la distancia desde la costa.

**Tabla 6.7** Tamaño de grano promedio del perfil 5, expresado en unidades phi.

TAMAÑO DE GRANO ( $\phi$ )							
PERFIL 5							
UNIDAD	Pozos					Promedio	Clasificación
	17	3	5	12	15		
A		2.516	2.501	2.1	2.2	<b>2.32925</b>	Arena fina
B		2.472	2.478	2.1	2.1	<b>2.2875</b>	Arena fina
C		2.459	2.23	1.93	2.07	<b>2.17225</b>	Arena fina
D				1.63	1.77	<b>1.7</b>	Arena media
E	2.17					<b>2.17</b>	Arena fina
F	2.13					<b>2.13</b>	Arena fina
G	2.3					<b>2.3</b>	Arena fina
H	2.2					<b>2.2</b>	Arena fina

## DESVIACION ESTÁNDAR

Una forma de medir la clasificación de los sedimentos y las fluctuaciones en la energía cinética o las condiciones de la velocidad del agente depositante es mediante la desviación estándar (Sahu, 1964). En la tabla 6.8 se muestran las clasificaciones de los sedimentos al obtener la desviación estándar de acuerdo a Folk (1980).

*Tabla 6.8 Clasificación de los sedimentos de acuerdo a su desviación estándar (Folk, 1980).*

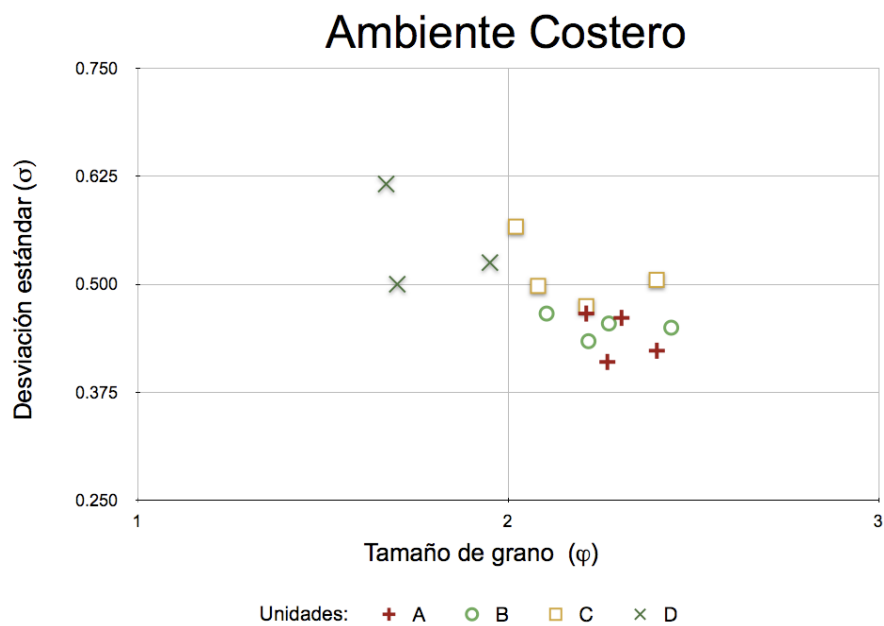
<b>Desviación estándar (<math>\sigma</math>)</b>	<b>Clasificación de los sedimentos</b>
>0.35 $\phi$	Muy bien clasificados
0.35 – 0.50 $\phi$	Bien clasificados
0.50 – 0.71 $\phi$	Moderadamente bien clasificados
0.71 – 1.0 $\phi$	Moderadamente clasificados
1.0 – 2.0 $\phi$	Escasamente clasificados
2.0 -4.0 $\phi$	Muy escasamente clasificados
< 4.0 $\phi$	Extremadamente mal clasificados

En el ambiente costero se presenta un valor promedio de desviación estándar de 0.44  $\phi$  para la unidad A, de 0.45  $\phi$  para la unidad B; las cuales demuestran que los sedimentos son bien clasificados. Sin embargo para las unidades C y D se tienen sedimentos moderadamente bien clasificados con valores promedio de desviación estándar de 0.51 y de 0.55  $\phi$  respectivamente. En la figura 7.18 se presentan los resultados de la clasificación de los sedimentos de acuerdo a su tamaño de grano y se aprecia que las unidades A y B presentan una menor dispersión de los valores, al contrario de lo que sucede con las unidades C y D; lo que puede indicar diferentes orígenes

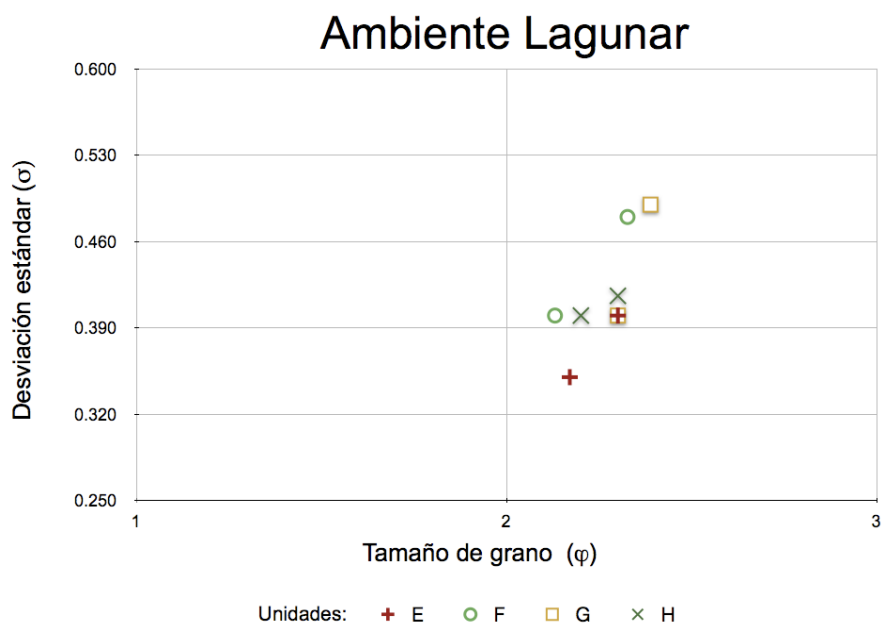
**Tabla 6.9 Resultados de la desviación estándar en los diferentes perfiles.**

UNIDAD	DESVIACION ESTÁNDAR ( $\sigma$ )					CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS	
	PERFILES						
	1	2	3	4	5		
<b>A</b>	0.47	0.42	0.46		0.41	<b>0.44</b>	Bien clasificados
<b>B</b>	0.46	0.45	0.45		0.43	<b>0.45</b>	Bien clasificados
<b>C</b>	0.56	0.5	0.47		0.5	<b>0.51</b>	Moderadamente bien clasificados
<b>D</b>	0.62	0.525			0.5	<b>0.55</b>	Moderadamente bien clasificados
<b>E</b>				0.4	0.35	<b>0.38</b>	Bien clasificados
<b>F</b>				0.48	0.4	<b>0.44</b>	Bien clasificados
<b>G</b>				0.49	0.4	<b>0.45</b>	Bien clasificados
<b>H</b>				0.42	0.4	<b>0.41</b>	Bien clasificados

En el ambiente lagunar se obtuvieron valores de desviación estándar promedio de 0.38  $\phi$  para la unidad E, 0.44  $\phi$  para la F, 0.45  $\phi$  para la G y de 0.41  $\phi$  en la unidad H. Los cuales poseen sedimentos bien clasificados. La figura 7.19 muestra la relación entre la desviación estándar y el tamaño de grano promedio para cada unidad. Al contrario del comportamiento del ambiente costero, en este ambiente se aprecia que la unidad más superior e inferior (E y H, figura 6.19) presenta una menor dispersión entre sus valores, a diferencia de las unidades superiores (Tabla 6.9). La unidad E presenta características que pueden ayudar a determinar su origen ya que es arena fina bien clasificada pero con una gran dispersión entre los valores de desviación estándar, lo cual sugiere que éstos sedimentos pudieron ser acarreados desde la plataforma durante el rompimiento de una ola y ser transportados hasta esta zona.



**Figura 6.18** Desviación estándar de los pozos excavadas en el ambiente costero, el cual contiene a los perfiles 1, 2, 3 y 5.



**Figura 6.19** Desviación estándar de los pozos excavadas en el ambiente lagunar el cual contiene a los perfiles 4 y 5.

## SESGO, ASIMETRÍA

En la tabla 6.10 se indican las clases verbales para la clasificación de los sedimentos de acuerdo a la asimetría. En la tabla 6.11 se presentan los resultados del análisis granulométrico para este parámetro estadístico.

**Tabla 6.10** Clases verbales de la asimetría con sus respectivos límites de clases numéricos (Folk & Ward, 1957).

Asimetría	Clasificación
-1 a -0.3	Asimetría muy negativa
-0.3 a -0.1	Asimetría negativa
-0.1 a 0.1	Simétrica
0.1 a 0.3	Asimetría positiva
0.3 a 1	Asimetría muy positiva

**Tabla 6.11** Resultados de la asimetría en los diferentes perfiles. Se indican los promedios de los valores de asimetría para cada unidad en cada uno de los perfiles.

UNIDAD	ASIMETRÍA					Promedio ( $\phi$ )	CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS	
	PERFILES							
	1	2	3	4	5			
<b>A</b>	-0.066	-0.052	-0.056		-0.032	<b>-0.0513</b>	Simétrica	
<b>B</b>	-0.066	0.1206	-0.041		0.0518	<b>0.0164</b>	Simétrica	
<b>C</b>	0.099	0.021	-0.04		0.0103	<b>0.0225</b>	Simétrica	<b>AMBIENTE COSTERO</b>
<b>D</b>	-0.046	-0.115			0.125	<b>-0.012</b>	Simétrica	
<b>E</b>				-0.015	-0.14	<b>-0.077</b>	Simétrica	
<b>F</b>				0.19	-0.25	<b>-0.03</b>	Simétrica	
<b>G</b>				0.158	0	<b>0.079</b>	Simétrica	<b>AMBIENTE LAGUNAR</b>
<b>H</b>				0.113	0	<b>0.0565</b>	Simétrica	

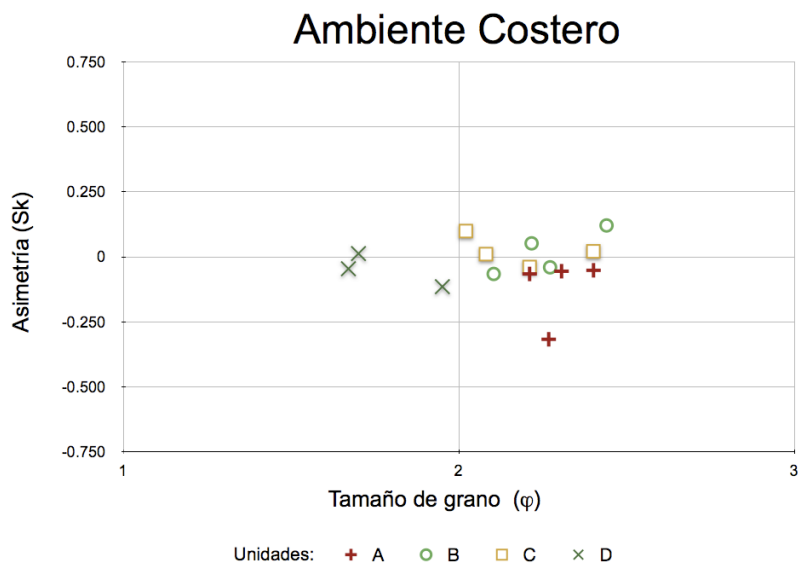


El potencial uso de la asimetría (también llamado sesgo) de las distribuciones de la frecuencia del tamaño de grano ha sido bastante reconocido en la identificación de ambientes sedimentarios donde las estructuras primarias pueden no estar disponibles o pueden ser tan pequeñas que no se pueden reconocer (Folk y Ward, 1957). Friedman (1961) explicó que la variación en la asimetría es debida a las condiciones de los ambientes sedimentarios. Los sedimentos de una fuente tienden a tener curvas normales, mientras que los sedimentos de múltiples fuentes muestran pronunciado sesgo y asimetría. Por ejemplo, una asimetría positiva es debido a la competencia de un flujo unidireccional del medio de transporte, donde la curva de frecuencia del tamaño de grano es cortada al final de los gruesos. Una asimetría negativa, por otra parte, es causada por la eliminación de los granos finos en la curva de frecuencia. Lo anterior debido a la acción de un agente que avienta los sedimentos.

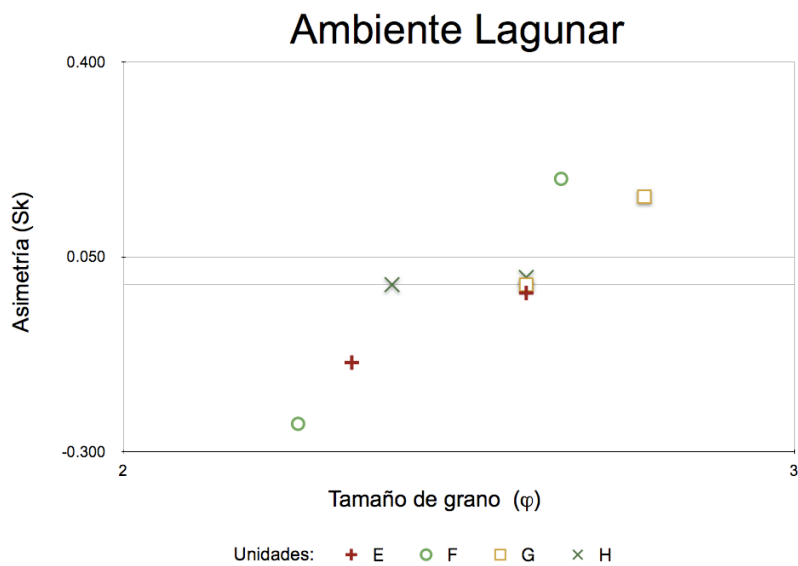
Sahu (1964) describe la asimetría negativa en términos de intensidad y duración de un agente depositante en los sedimentos. Él refiere que la asimetría negativa de los sedimentos se debe a un agente depositante de alta energía, además de ser sujetos a un transporte durante un gran periodo de tiempo, o la fluctuación de la velocidad hacia los valores más altos que pudo ocurrir ser más frecuentemente de lo normal. El sesgo positivo (50%) de los sedimentos indica un transporte unidireccional (canal) o la deposición de sedimentos en un ambiente protegido de baja energía (Brambati, 1969).

De acuerdo a lo anterior, se tiene que para el ambiente costero (unidades A, B, C, D) se tienen valores promedio negativos en la base y en la cima de la unidad estratigráfica, lo que puede sugerir que los sedimentos pudieron ser acarreados por un agente de alta energía en estas unidades, sin embargo, en cada uno de los perfiles el comportamiento se presenta diferente (ver tabla 6.11 y figura 6.20).

En el ambiente lagunar (unidades E, F, G, y H) se presentan valores promedio negativos en las unidades E y F que son las más superficiales (tabla 6.11 y figura 6.21) y pueden tener su origen en un agente de depósito de alta energía como puede ser un tsunami o una tormenta. Por otra parte, las unidades G y H presentan valores positivos que refieren a un ambiente de depósito con tendencia a baja energía.



**Figura 6.20** Resultados de la variación del tamaño de grano vs asimetría para el ambiente costero.



**Figura 6.21** Resultados de la variación del tamaño de grano vs la asimetría para el ambiente lagunar.

## CURTOSIS

En la tabla 6.12 se presentan las clases verbales de la curtosis con sus respectivos límites numéricos. Los resultados del análisis estadístico se presentan en la tabla 6.13.

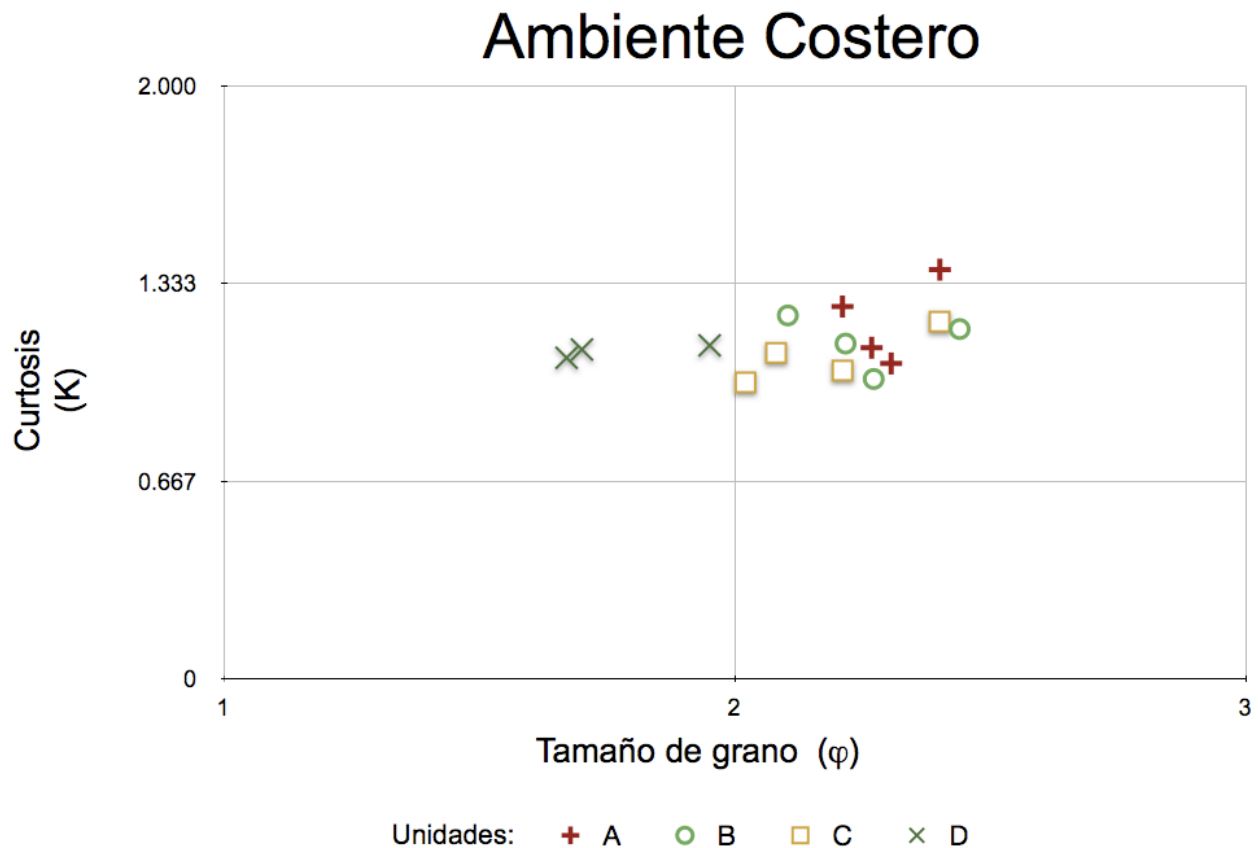
**Tabla 6.12** Clases verbales de la curtosis con sus respectivos límites de clases numéricos (Folk & Ward, 1957).

<b>Curtosis</b>	<b>Clasificación</b>
> 0.67	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90	Platicúrtica
0.90 a 1.11	Mesocúrtica
1.11 a 1.50	Leptocúrtica
1.50 a 3	Muy leptocúrtica

**Tabla 6.13** Resultados de los promedios de los valores de la curtosis para cada una de los perfiles excavados.

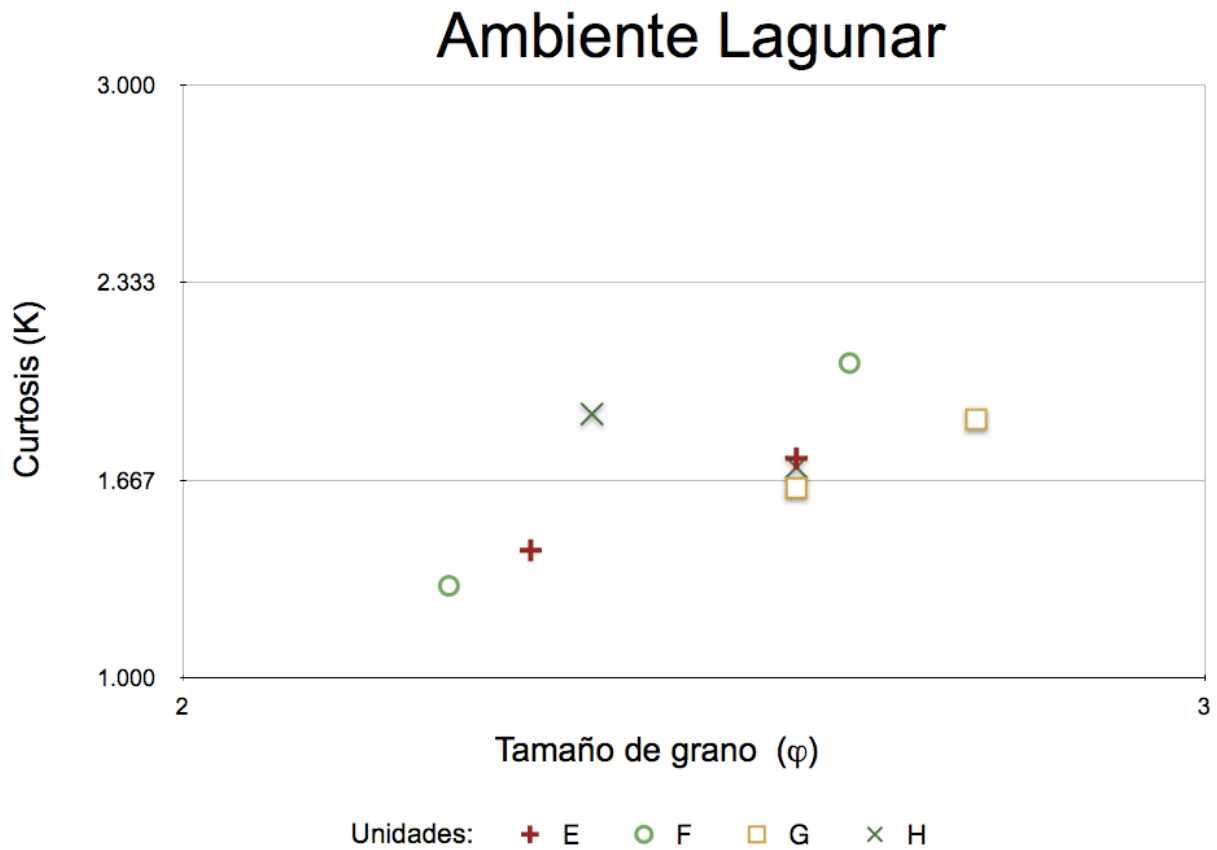
UNIDAD	CURTOSIS					Promedio (φ)	CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS	
	PERFILES							
	1	2	3	4	5			
A	1.256	1.3805	1.064		1.117	<b>1.204375</b>	Leptocúrtica	AMBIENTE COSTERO
B	1.226	1.18	1.0115		1.131	<b>1.137125</b>	Leptocúrtica	
C	1	1.205	1.04		1.0995	<b>1.086125</b>	Mesocúrtica	
D	1.083	1.125			1.125	<b>1.111</b>	Mesocúrtica	
E				1.74	1.43	<b>1.585</b>	Muy leptocúrtica	AMBIENTE LAGUNAR
F				2.062	1.31	<b>1.686</b>	Muy leptocúrtica	
G				1.872	1.64	<b>1.756</b>	Muy leptocúrtica	
H				1.71	1.89	<b>1.8</b>	Muy leptocúrtica	

Friedman (1962) sugirió que valores extremadamente altos o bajos de Curtosis implican que parte de los sedimentos alcanzaron su clasificación en algún lugar dentro de un ambiente de alta energía. La variación en los valores de curtosis es un reflejo de las características del flujo del medio depositante (Seralathan y Pdmalal; 1994; Baruah et al., 1997). En el ambiente costero las clasificaciones para las unidades A y B son leptocúrtica, mientras que para la C y D Mesocúrtica, de acuerdo a Friedman (1962); las unidades A y B presentan diferencias entre las condiciones del agente depositante. Parece que los valores más altos de curtosis se refieren a un agente de mayor energía (tabla 6.13 y figura 6.21).



**Figura 6.22** Resultados de la curtosis en el ambiente costero para cada unidad estratigráfica y tamaño de grano promedio en cada unidad.

En el ambiente lagunar se clasifican los sedimentos de acuerdo a este parámetro como muy leptocúrticas, lo que sugiere que el ambiente de depósito es de alta energía, lo cual no coincide con los resultados de los parámetros anteriores, ya que para las unidades E y F se ha encontrado que los sedimentos pudieron haber sido depositados en un ambiente de alta energía, mientras que para la unidad G y H se encontraron en un ambiente de mejor energía (figura 6.23).



**Figura 6.23** Resultados de la curtosis en el ambiente lagunar para cada unidad estratigráfica y tamaño de grano promedio en cada unidad.

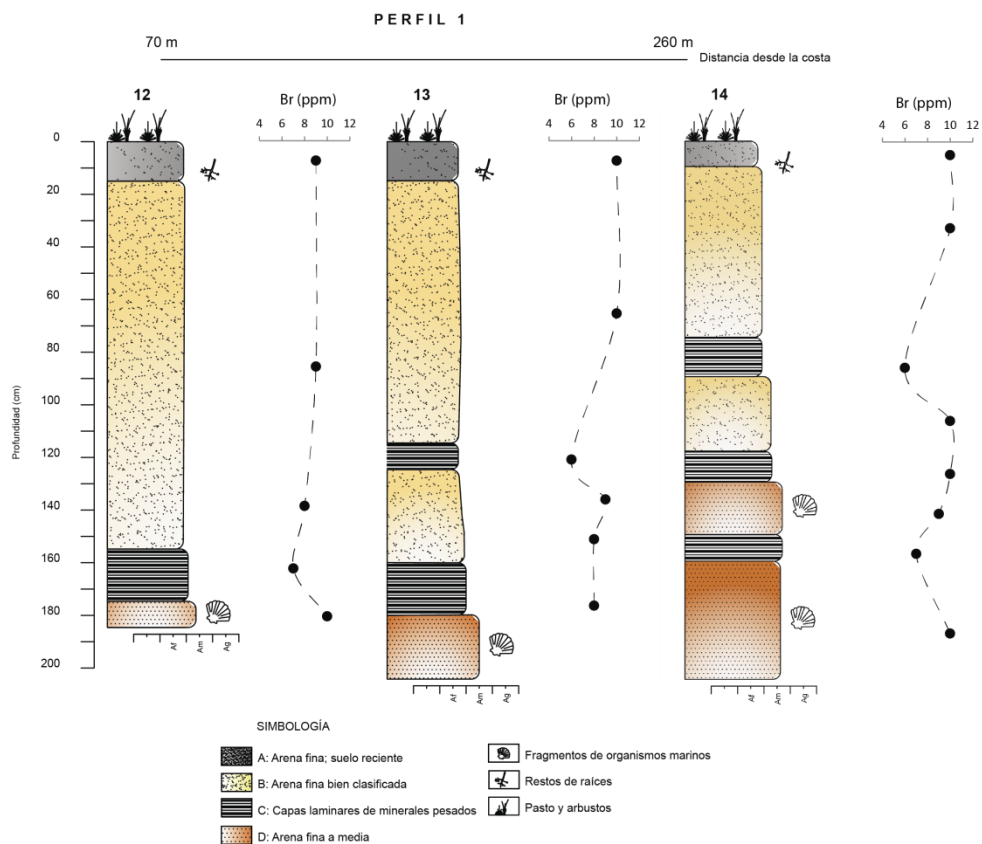
## 6.3 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

### 6.3.1 Contenido de Br

#### Perfil 1

El Bromo es un elemento encontrado en mayores concentraciones en agua de mar, por lo que puede ser de gran utilidad para identificar la procedencia de los sedimentos.

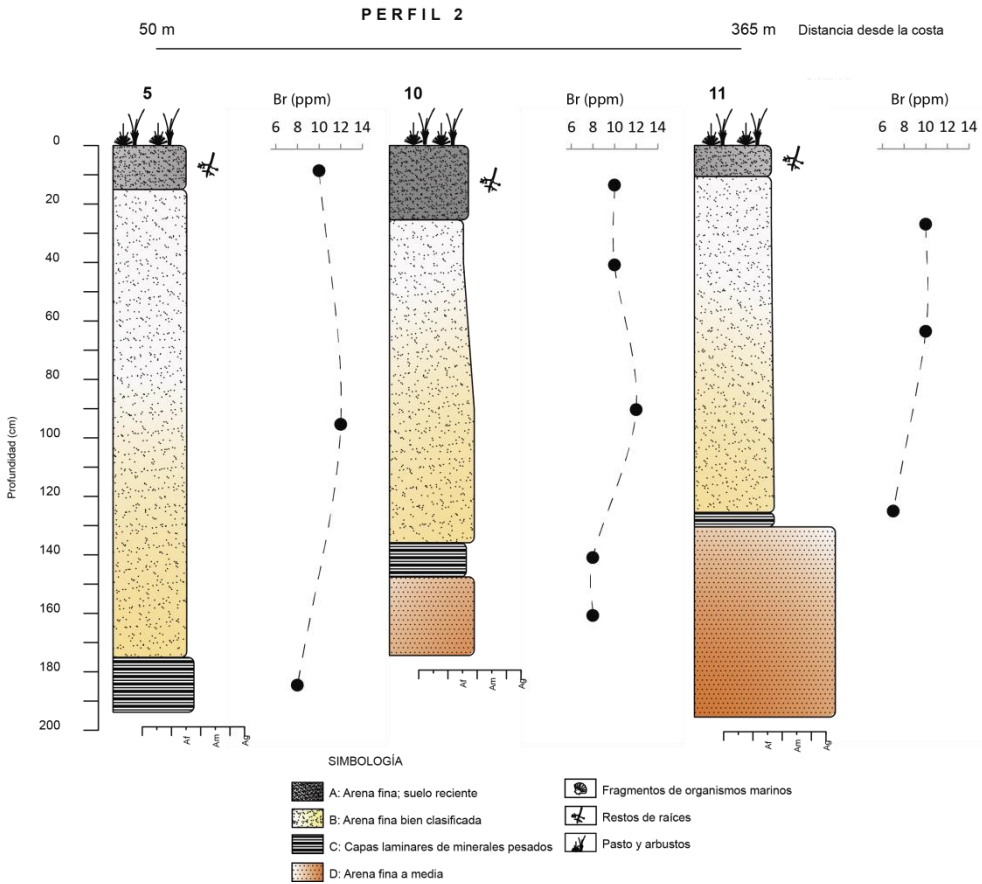
En la figura 6.24 se presentan los resultados del análisis para la obtención del Bromo (Br) en partes por millón (ppm) para el perfil 1. El comportamiento de contenido de Br es semejante en los pozos a lo largo de este perfil. La unidad C presenta valores bajos de contenido de Br comparado con las otras unidades lo largo del perfil.



**Figura 6.24** Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 1 compuesto por los pozos 12, 13 y 14.

## Perfil 2

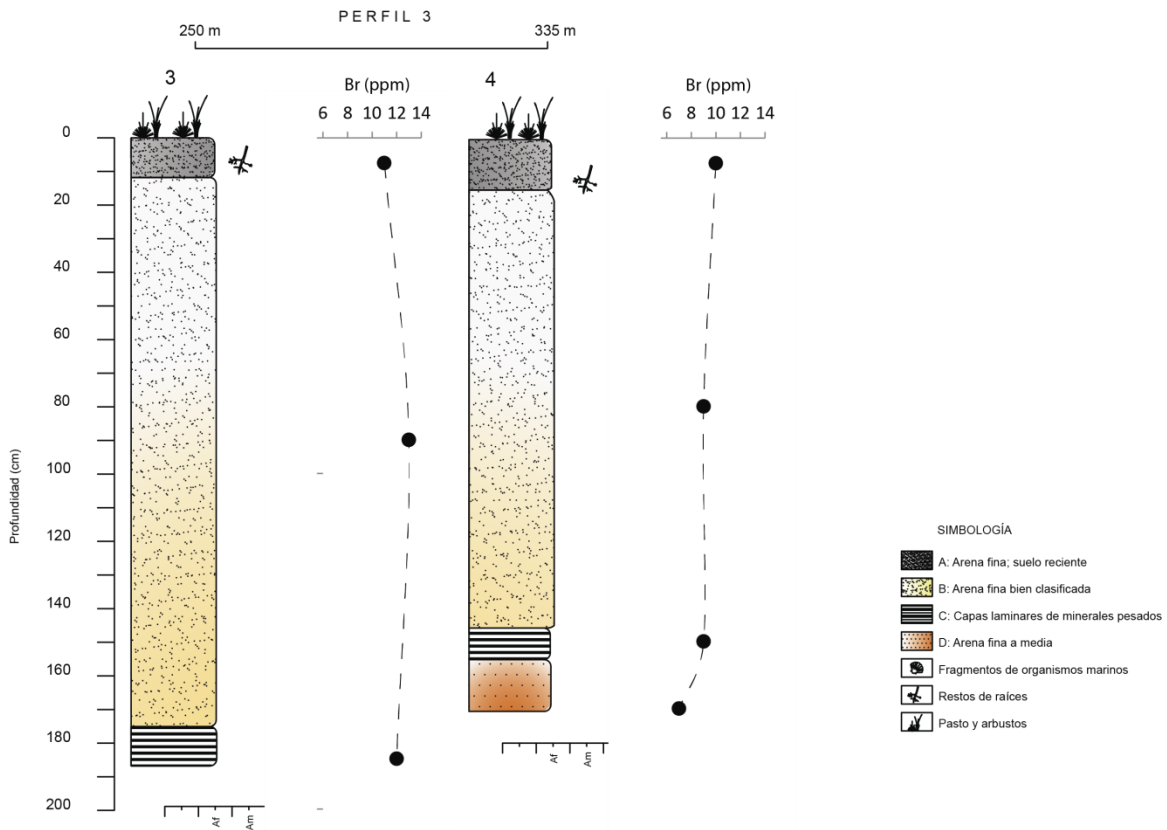
En el perfil 2 (figura 6.25) se encontraron resultados semejantes que en el perfil 1. La unidad C presenta siempre valores inferiores que las unidades A y B. Sin embargo, las variaciones entre tales unidades es de apenas un par de partículas por millón.



**Figura 6.25** Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 2, compuesto por los pozos 5, 10 y 11.

## Perfil 3

El perfil 3 (figura 6.26) muestra semejanza en el comportamiento del contenido de Bromo con los perfiles anteriores. Se presentan en la unidad C concentraciones de Br menores que en la unidad superior B, mientras que la unidad A muestra un contenido de Bromo de entre 9 y 12 ppm a lo largo de los perfiles 1, 2 y 3.

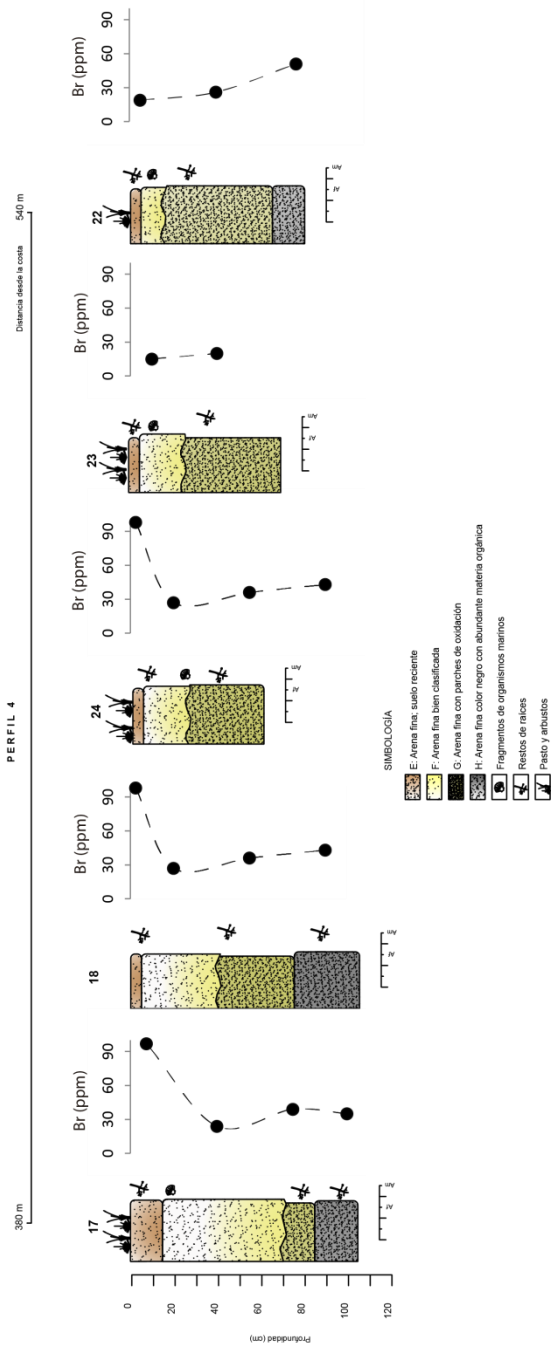


**Figura 6.26** Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 3, compuesto por los pozos 3 y 4.

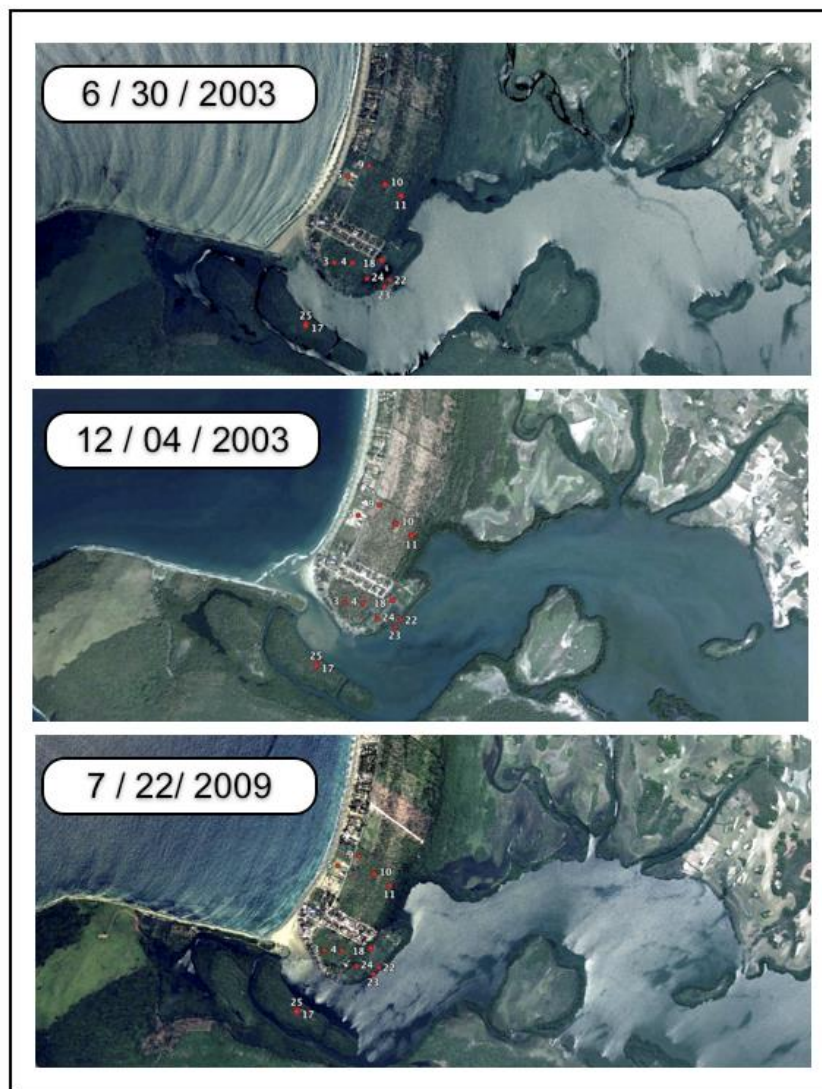
#### Perfil 4

Este perfil muestra un comportamiento diferente a los perfiles anteriores ya que el ambiente de depósito es diferente (figura 6.27). La unidad superior A, presenta un contenido de Bromo mayor que las unidades inferiores en los pozos 17 y 18. En los pozos 24, 23 y 22 no se observa un patrón de comportamiento claro, parece que la diferencia entre los valores depende de la configuración hidráulica en la entrada del agua marina durante algunas temporadas. Lo anterior se puede observar en las fotografías de Google Earth (figura 6.28) tomadas en diferentes fechas, en las cuales se aprecia la entrada de agua de mar en una toma y la ausencia de conexión con el mar en otra; además de la influencia de la red hidrológica en la zona.





**Figura 6.27** Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 4, compuesto por los pozos 17, 18, 24, 23 y 22; correspondientes al ambiente lagunar.

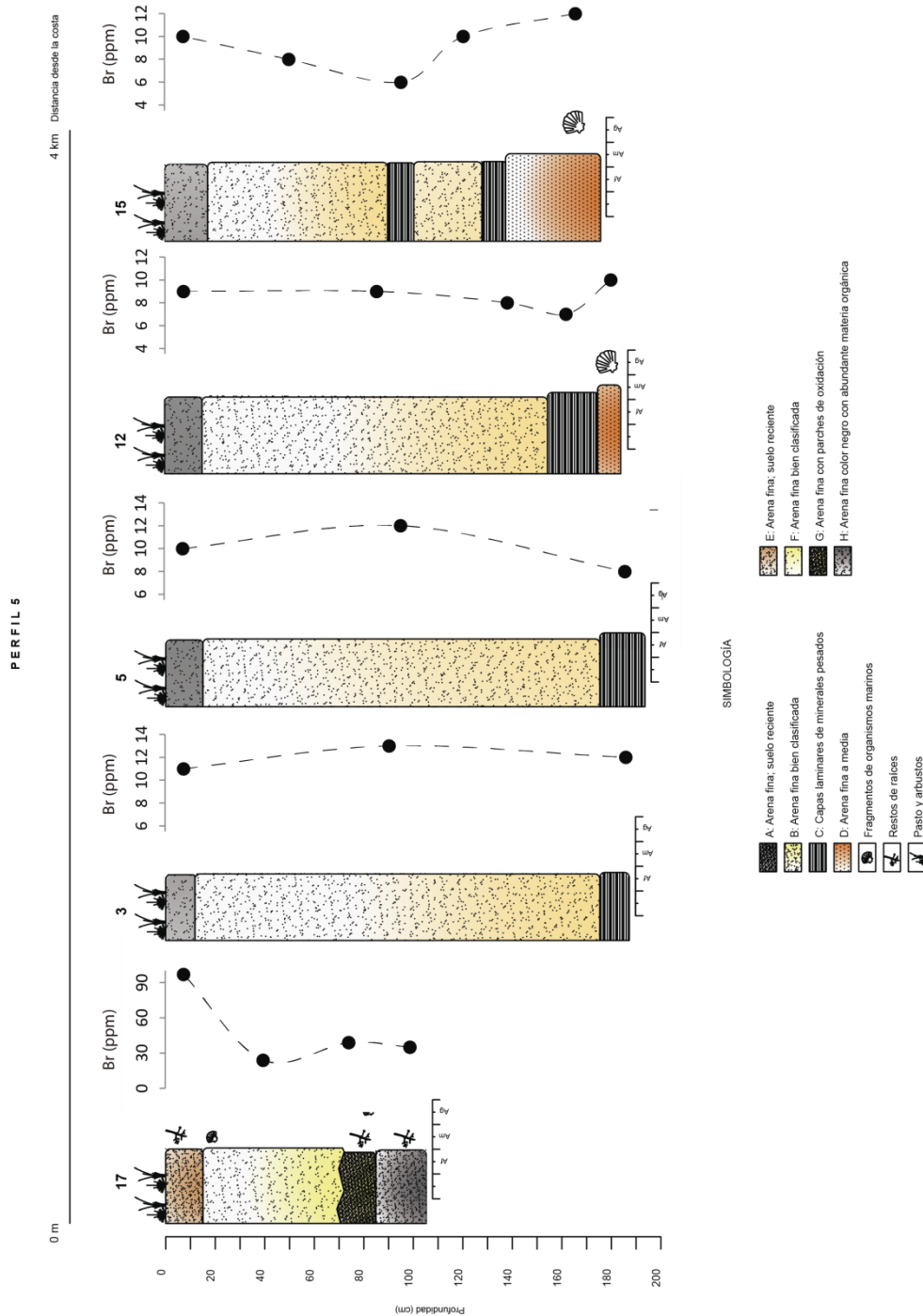


*Figura 6.28 Comparación entre las fotografías tomadas por Google Earth en diferentes temporadas, para explicar las variaciones en los resultados de contenido de Bromo, donde al parecer este tipo de variaciones en la influencia del agua de mar produce resultados diferentes en las muestras.*

### **Perfil 5**

La figura 6.29 presenta los resultados del análisis de Br, este perfil paralelo a la línea de costa presenta semejanzas en el ambiente costero (unidades A, B, C y D) ya que la unidad D presenta un contenido de Br mayor que en la unidad C y la unidad B igualmente presenta un contenido mayor en todas los pozos respecto a esta unidad. Mientras que la unidad A tiene variaciones en su concentración que puede ser mayor o menor que la unidad inferior B, éstas diferencias pueden

deberse a las profundidades a las cuales se tomaron las muestras, las cuales pueden causar cambios significativos en los resultados.



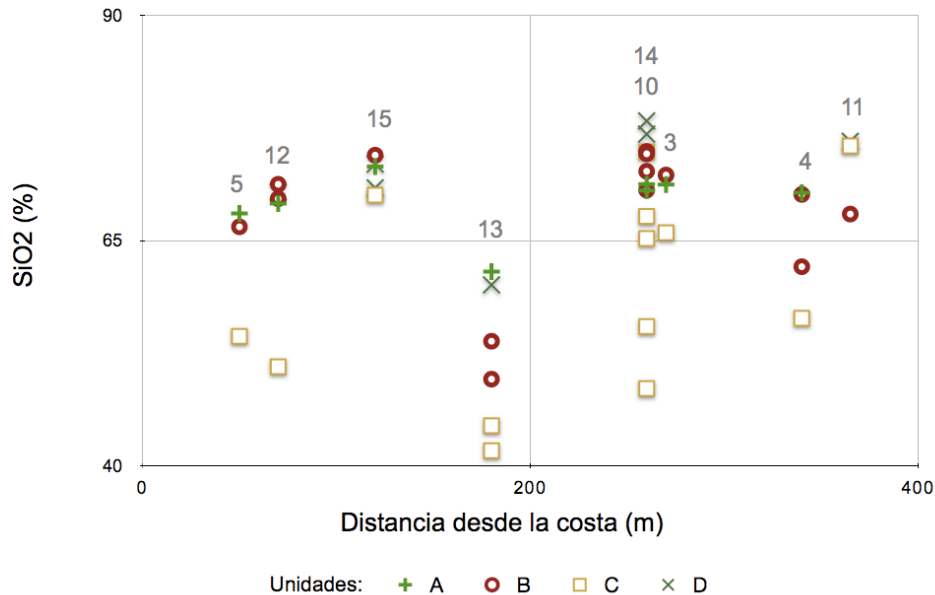
**Figura 6.29** Resultados de las concentraciones de Br en partes por millón (ppm) para el perfil 5, compuesto por los pozos 17, 3, 5, 12 y 15; paralelo a la línea de costa.

### 6.3.2 Contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO

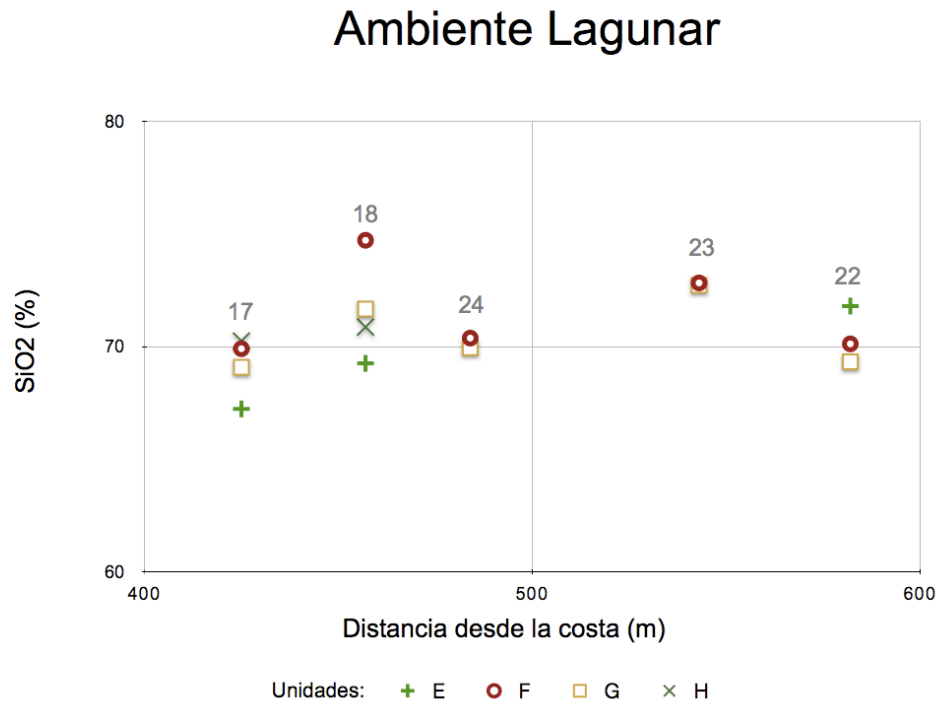
El contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO puede ayudar a determinar el origen de los sedimentos, ya que altas concentraciones de CaO sugieren un origen marino; mientras que el SiO<sub>2</sub> indica un aporte de tipo continental.

En la figura 6.30 y 6.31 se presentan los resultados de los porcentajes de SiO<sub>2</sub> presentes en ambos ambientes de depósito, en todas las muestras el porcentaje de es mayor al 41%, representativo del tipo de arenas siliciclásticas. En primer lugar, en el ambiente costero; la unidad B presenta una mayor concentración hasta una distancia menor a 180 metros, con un porcentaje promedio de 69.59 % a partir de ésta, su contenido disminuye con respecto a las unidades restantes. Sin embargo, se observa que el porcentaje de este compuesto en la unidad B es mayor que en la unidad inferior C (con un promedio de 59.3 %) a lo largo de todo el recorrido desde la costa. Por otra parte, en el ambiente lagunar, el contenido de SiO<sub>2</sub> presente en las muestras revela una concentración mayor en la unidad F (un porcentaje promedio de 71.58 %) hasta antes de 600 metros desde la costa donde parece tener una disminución en sus valores con respecto a las unidades restantes. La unidad F presenta una concentración relativa mayor que en la unidad inferior G (con un promedio de 70.5 %)

### Ambiente Costero



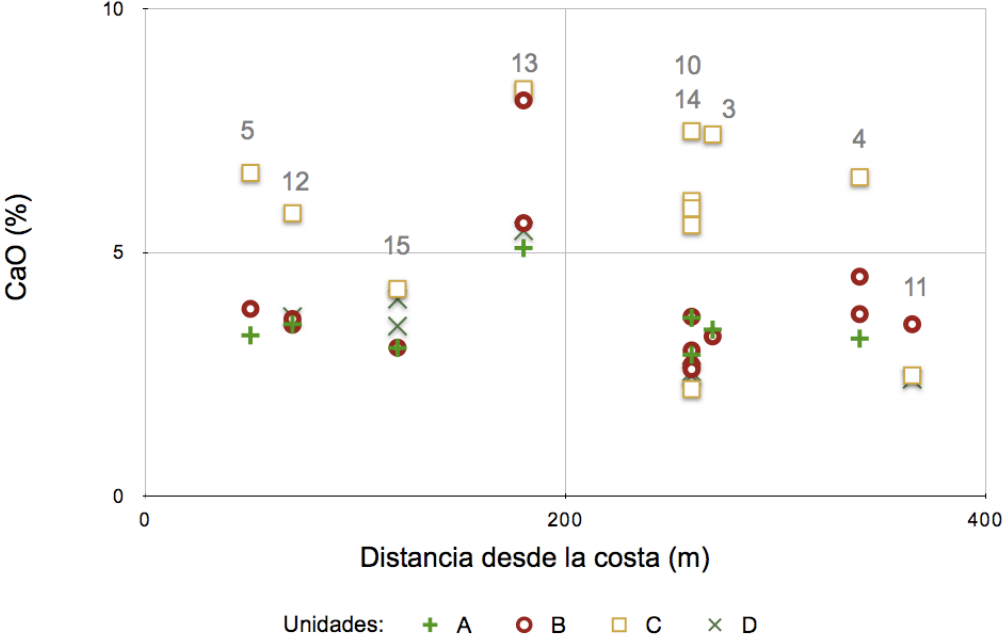
**Figura 6.30** Variación del contenido de  $\text{SiO}_2$  (%) conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente costero. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo.



**Figura 6.31** Variación del contenido de  $\text{SiO}_2$  conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente lagunar. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo.

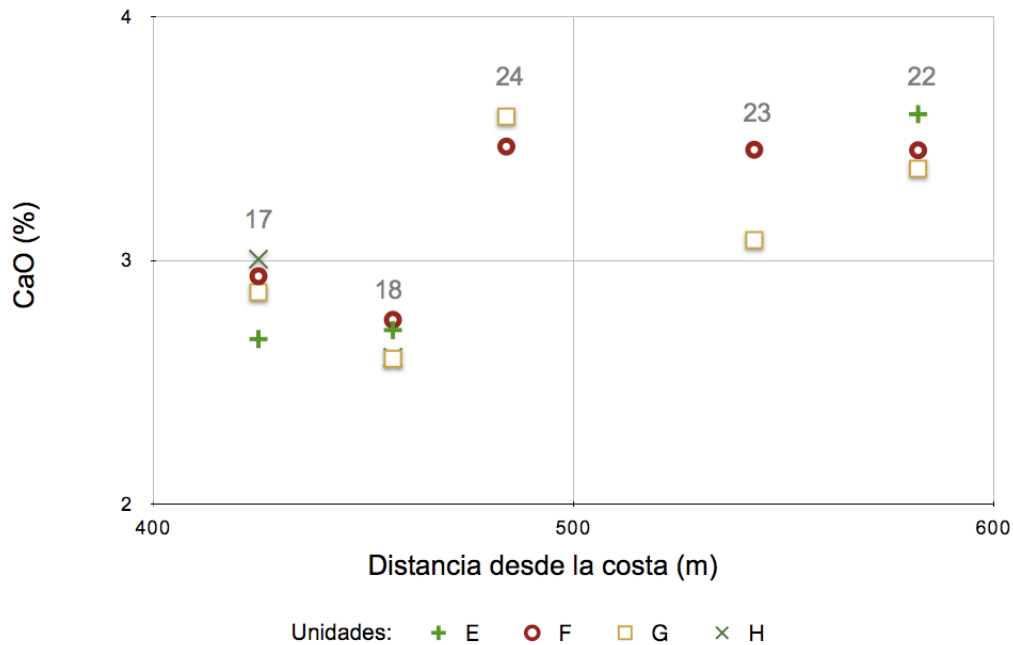
Al igual que en el  $\text{SiO}_2$  se identificaron las variaciones en la concentración de  $\text{CaO}$ , el cual también ayuda a identificar la procedencia de los sedimentos (Figura 6.32 y 6.33). En el ambiente costero, éste compuesto presenta un comportamiento diferente al del  $\text{SiO}_2$  ya que la unidad C presenta un porcentaje promedio de 5.9 % el cual es mayor que la unidad superior B (3.91 %) y la unidad D (3.43 %), ver figura 7.31. El contenido de  $\text{CaO}$  en las muestras de los sedimentos del ambiente lagunar presentan un porcentaje promedio de 2.9 % para la unidad E, 3.21% para la F, 3.1% para la G y 2.8 % para la H.

# Ambiente Costero



**Figura 6.32** Variación del contenido de CaO conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente costero. Los números por encima de símbolos se refieren al número de pozo.

## Ambiente Lagunar



*Figura 6.33 Variación del contenido de CaO conforme las muestras se alejan de la costa en el ambiente lagunar. Los números por encima de los símbolos se refieren al número de pozo.*

## 6.4 MICROPALÉNTOLOGÍA

### 6.4.1 DIATOMEAS

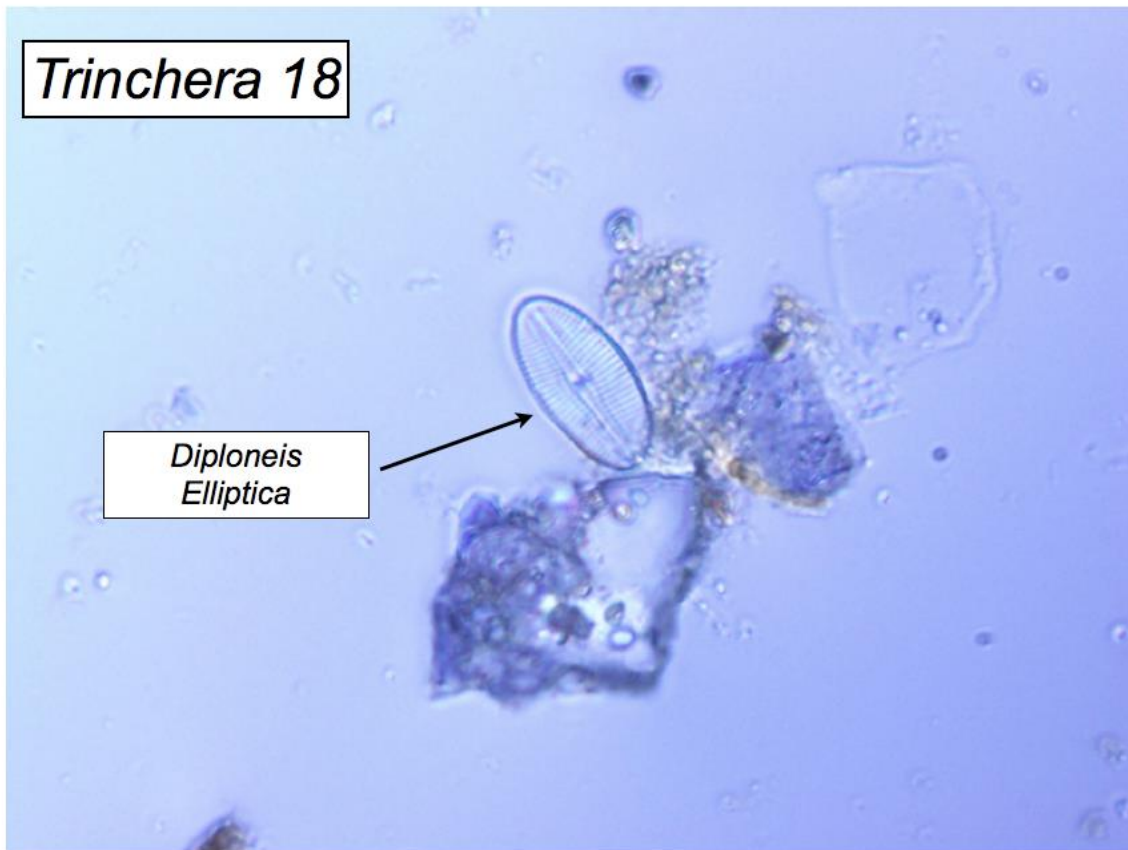
Tal como se ha indicado en los capítulos anteriores, los restos de microorganismos presentes en los sedimentos pueden ser de gran utilidad en la identificación del ambiente de depósito. Para éste trabajo se identificaron diversas muestras encontrándose únicamente restos de diatomeas para los

Pozos 17 (figura 6.34) y 18 (figura 6.35), las cuales se ubican dentro del ambiente lagunar. Estos microorganismos fueron hallados en la unidad más superficial (E) ya que ésta unidad se encuentra constantemente bajo la influencia de la red hidrológica en la zona tanto como la variación de las mareas, alcanzando algunas veces la laguna (figura 6.27). Por otra parte, no se encontraron foraminíferos en ninguna de las muestras, lo cual puede deberse al uso de una técnica inadecuada para este tipo de sedimentos o dadas las condiciones de salinidad no es probable que proliferen; otra de las razones por las cuales no se encontraron estos microorganismos puede ser la disolución al encontrarse en medios con salinidad tan variable. La familia de las diatomeas identificadas pertenece a *Diploneis Elliptica* y de acuerdo a Werner (1977) éstas diatomeas viven bien en ambientes ligeramente salinos; zonas de manglares, tal como el ambiente que encontramos en la laguna de Barra de Potosí. Otra de las diatomeas identificadas pertenece al género de *Cymbella* el cual tiene el mismo ecosistema que la diatomea anteriormente descrita. Sin embargo, de ésta última se encontraron pocos ejemplares y muy fragmentados.



**Figura 6.34** Fotografía de una diatomea encontrada en el pozo 17 en la unidad más superficial; E. Pertenece al género *Diploneis Elliptica*.





**Figura 6.35** Fotografía de diatomea encontrada en el pozo 18 en la unidad más superficial E. Pertenece al género *Diploneis Elliptica*.

## **6.5 TESTIMONIOS DE EVENTOS DE ALTA ENERGÍA EN LA ZONA**

Durante la campaña de muestreo se realizó una investigación sobre testigos presenciales de algunos eventos de tsunami. Se recorrió la zona en búsqueda de los pobladores de mayor antigüedad en Barra de Potosí, se localizaron algunos pescadores que tenían más de 30 años habitando allí. Las preguntas se realizaron de igual forma a todas las personas, tratando de tener objetividad en sus testimonios. Las preguntas básicas se refieren a sus datos personales, tiempo de vivir ahí, actividades que realizan, etc. Además se realizaron preguntas para conocer si ellos

habían sido testigos de alguna intrusión marina y la fecha de ocurrencia de este tipo de eventos. Se eligieron los siguientes testimonios por la antigüedad que tienen los habitantes y la claridad de sus relatos.

### **Testimonio 1.**

**FECHA DE LA ENTREVISTA:** 11 de febrero de 2011  
**NOMBRE:** Sr. Germán Hernández  
**EDAD:** 65  
**PROFESIÓN:** Pescador  
**TIEMPO DE RESIDENCIA EN EL LUGAR:** 45 años  
**DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS:**

El Sr. Germán refiere haber percibido varios sismos de gran magnitud, él recuerda perfectamente la ocurrencia del sismo del 19 de septiembre de 1985 y además asegura haber presenciado el tsunami del día 21 de septiembre de 1985, alrededor de las 18:00 o 19:00 horas (lo cual coincide con los reportes del Servicio Geológico de Estados Unidos de Norteamérica). Además, relata que las olas alcanzaron una altura de 10 a 15 metros desde el suelo hasta su cima; haciendo referencia gráfica con la altura de un árbol que se encontraba a escasos metros de donde se realizó la entrevista. De acuerdo a su testimonio; las olas ingresaron a la localidad de Barra de Potosí, que se encontraba muy cerca a la línea de costa; actualmente la zona de restaurantes. En esta época vivían cerca de 100 personas, de las cuales ninguna resultó con heridas graves, ni tampoco se reportaron muertes. No obstante, todos los habitantes perdieron sus viviendas por la destrucción que estas olas ocasionaron, ya que éstas fueron construidas con materiales poco resistentes; como madera y hoja de palma. Un dato relevante que el Sr. Hernández refiere es que las olas arrastraron algunas embarcaciones desde la línea de costa hasta 500 metros tierra adentro a través de la laguna de Potosí. Dos años después de ocurrido el evento, la cruz roja de Japón les ayudó con la reconstrucción de sus viviendas además de un reubicación; donde se encuentran hoy en día.



**Figura 6.36** Fotografía del Sr. Germán Hernández de 65 años, habitante de la zona desde hace más de 45 años. Pescador de profesión, relata su experiencia durante el tsunami del 21 de septiembre de 1985.

#### **Testimonio 2.**

<b>FECHA DE LA ENTREVISTA:</b>	11 de febrero de 2011
<b>NOMBRE:</b>	Sra. María Inés Abarca Quinto
<b>EDAD:</b>	47
<b>PROFESIÓN:</b>	Ama de casa
<b>TIEMPO DE RESIDENCIA EN EL LUGAR:</b>	Alrededor de 30 años
<b>DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS:</b>	

La Sra. María Inés de 47 años describe su experiencia del 21 de septiembre de 1985. Ella relata que observó dos tsunamis, u no pequeño, ocurrido en la mañana del 19 de septiembre y otro alrededor de las 7 de la noche el día 21 de septiembre de 1985. Con éste último ella pierde su casa con todas sus pertenencias dentro, adicionalmente comenta que la escuela primaria no fue afectada; ya que se encontraba en un nivel sobre del nivel del mar mayor, sobre la barra de arena; mientras que todo lo que se encontraba alrededor de la laguna de Potosí fue destruido.

#### **Testimonio 3.**

**FECHA DE LA ENTREVISTA:** 11 de febrero de 2011

**NOMBRE:** Sr. Raúl Salas Leyva

**EDAD:** 54 años

**PROFESIÓN:** Pescador

**TIEMPO DE RESIDENCIA EN EL LUGAR:** Alrededor de 30 años

**DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS:**

El Sr. Raúl Salas de 54 años relata y afirma la intrusión de una ola de gran tamaño en la zona de la laguna de Barra de Potosí posterior a un movimiento telúrico el 21 de septiembre de 1985, de igual forma que el testimonio 1, advierte que los botes fueron trasladados desde la boca de la laguna de Potosí hasta 500 metros tierra adentro. Así mismo, relata la destrucción del poblado a causa del tsunami. Comenta que una de las razones por la cual ninguna persona murió fue que escucharon un fuerte ruido en el mar y en la tierra que los alertó e instintivamente salieron todos de la zona.



*Figura 6.37* Fotografía de la señora Sra. María Inés Abarca Quinto y el Sr. Raúl Salas Leyva, los cuales relatan su experiencia del 21 de septiembre de 1985 en Barra de Potosí, Guerrero.

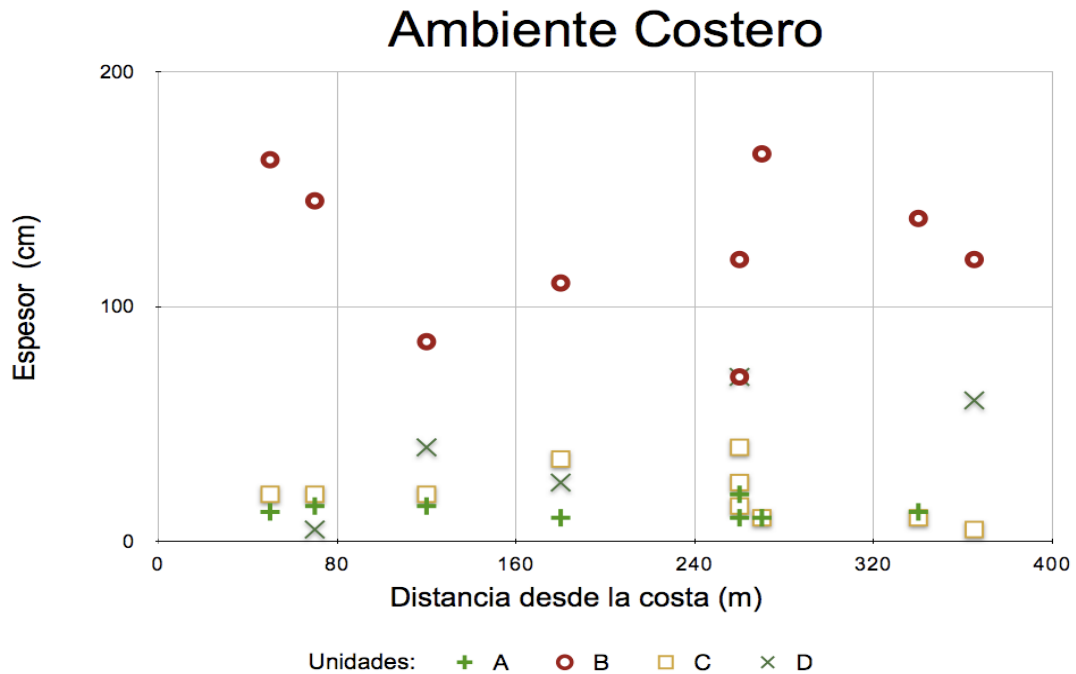
# Capítulo 7

## 7. DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos en laboratorio y en campo.

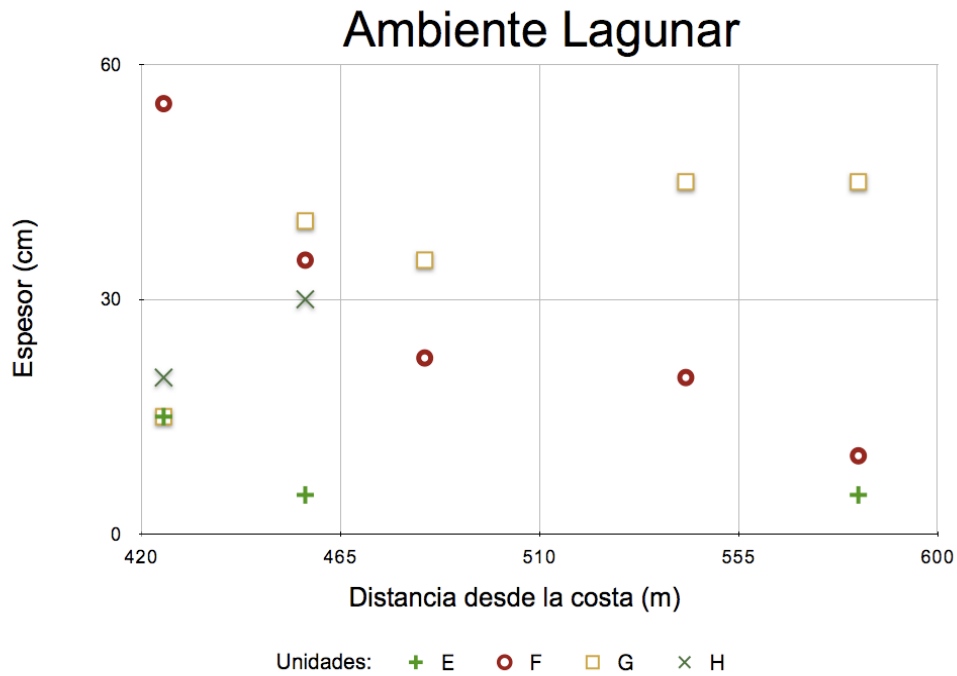
### 7.1 AMBIENTES DE DEPÓSITO

De acuerdo a los resultados obtenidos, se consideran dos ambientes de depósito, uno costero y otro lagunar. En el ambiente costero se determinan 4 unidades, A, B, C y D, respectivamente. La unidad A clasificada como arena fina se refiere al suelo reciente mientras que la unidad B clasificada como arena fina, la cual presenta una gradación normal. La unidad C se compone de arena fina con un gran contenido de minerales pesados los cuales están organizados en laminaciones paralelas. La unidad más profunda a la que se pudo acceder se refiere a arena fina a media con un gran contenido de fragmentos de conchas y otros organismos marinos, lo que puede inferirse como una paleo playa. Uno de los rasgos interesantes en este ambiente es la disminución de su espesor tierra adentro de la unidad B; así mismo la unidad A permanece casi constante a lo largo de los perfiles. Por otra parte, las unidades C y D presentan un aumento en su espesor conforme avanza el perfil tierra adentro (figura 7.1)

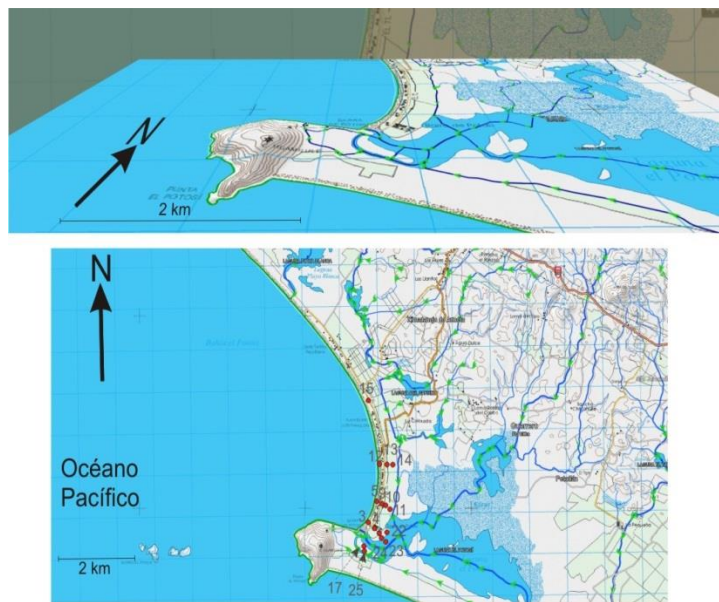


**Figura 7.1** *Espesor en centímetros con respecto a su distancia desde la costa (m) de las unidades en el ambiente costero.*

En el ambiente lagunar se han clasificado todas las muestras como arena fina, se presentaron 4 unidades principales; E, F, G y H. La unidad E se refiere al suelo formado recientemente; la cual ha estado bajo la influencia de la laguna y los ríos afluentes que la componen (Figura 7.3). La unidad F presenta una base erosiva en todos los pozos, la cual puede explicarse sólo con un agente de transporte agresivo capaz de remover parte de los sedimentos; tal como un tsunami o una tormenta, adicionalmente esta unidad disminuye su espesor conforme avanza tierra adentro (figura 7.2). La unidad G presenta algunas raíces y parches de oxidación, lo cual se puede indicar que alguna vez estuvo expuesto. Finalmente la unidad más inferior (H) posee las características típicas de un ambiente lagunar con abundantes restos de materia orgánica que le dan una coloración oscura.



**Figura 7.2** Espesor en centímetros con respecto a su distancia desde la costa (m) de las unidades E, F, G y H en el ambiente lagunar.

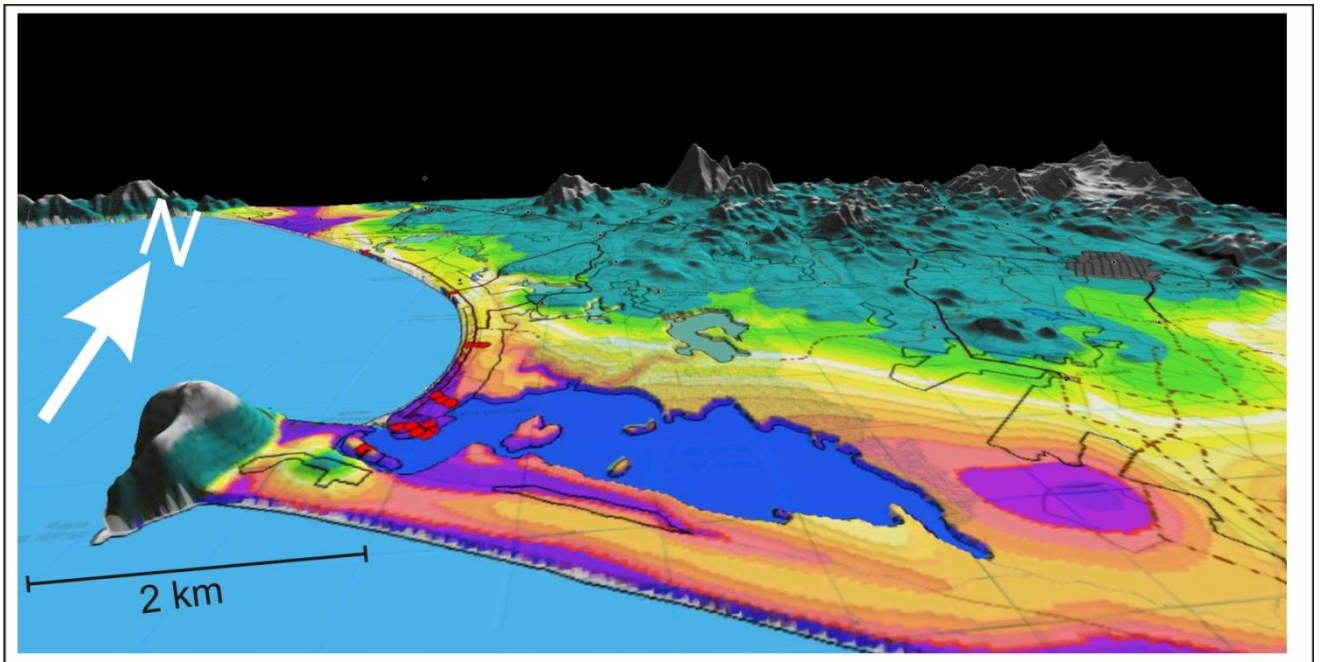


**Figura 7.3** Red hidrológica en la zona. En líneas azules se muestran los principales afluentes y las flechas verdes la dirección de drenaje. Los sedimentos de los pozos 17, 18, 22, 23 y 24 se observan expuestos a los afluentes de la laguna de Potosí.



## 7.2 TOPOGRAFIA Y RED HIDROLÓGICA

Para tener una mejor comprensión sobre el contexto de inundación a la que puede ser sujeta la zona, realiza una representación tridimensional del continuo de elevaciones de los datos descargables en el portal del Instituto Nacional de Geografía y Estadística (Figura 7.4). Se observa que la población actual habita en las zonas más bajas y de ocurrir un tsunami de altura considerable podría alcanzar estas áreas. Así mismo en la zona se identifica una barra de arena que posiblemente puede actuar como una barrera natural contra este tipo de fenómenos.



**Figura 7.4** Modelo digital de elevaciones que genera INEGI, con una resolución espacial de 50 metros. Se representan en color morado las zonas con el nivel topográfico más bajo. Con puntos rojos se indican los pozos excavados. La población actual de Barra de Potosí se encuentra en una de las zonas más bajas.

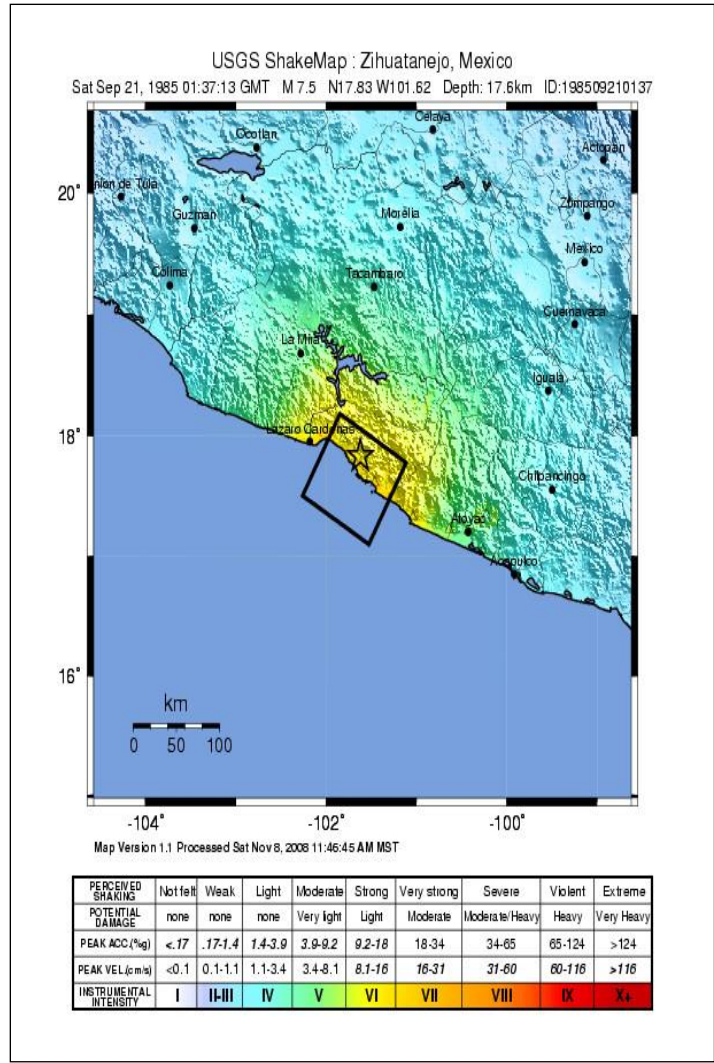


## 7.3 REGISTROS DE EVENTOS DE ALTA ENERGÍA

### 7.3.1 *Tsunamis*

De acuerdo a los registros del Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC, por sus siglas en inglés) dependencia de la National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA, por sus siglas en inglés), el día 21 de septiembre de 1985 se registró un sismo de magnitud 7.6 con coordenadas geográficas en latitud  $17.802^{\circ}$  N y longitud  $101.647^{\circ}$  W. A las 01:37:13.14 horas en horario GMT, lo que corresponde a las 19:37:13.14 horas en tiempo de México. Este sismo generó un tsunami. La altura máxima registrada de la ola en los mareogramas fue de 1.2 metros. El número máximo de runups fue de 2. La intensidad en la escala de Iida fue de 0.30. No se cuenta con los registros de muertes y daños a construcciones (NGDC, 2011).

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) tiene el registro completo del sismo del 21 de septiembre de 1985; el cual corresponde con la información proporcionada por el NGDC. En la figura 7.5 se muestra el mapa de localización del epicentro de este evento, además de la profundidad del foco a 17.5 km.

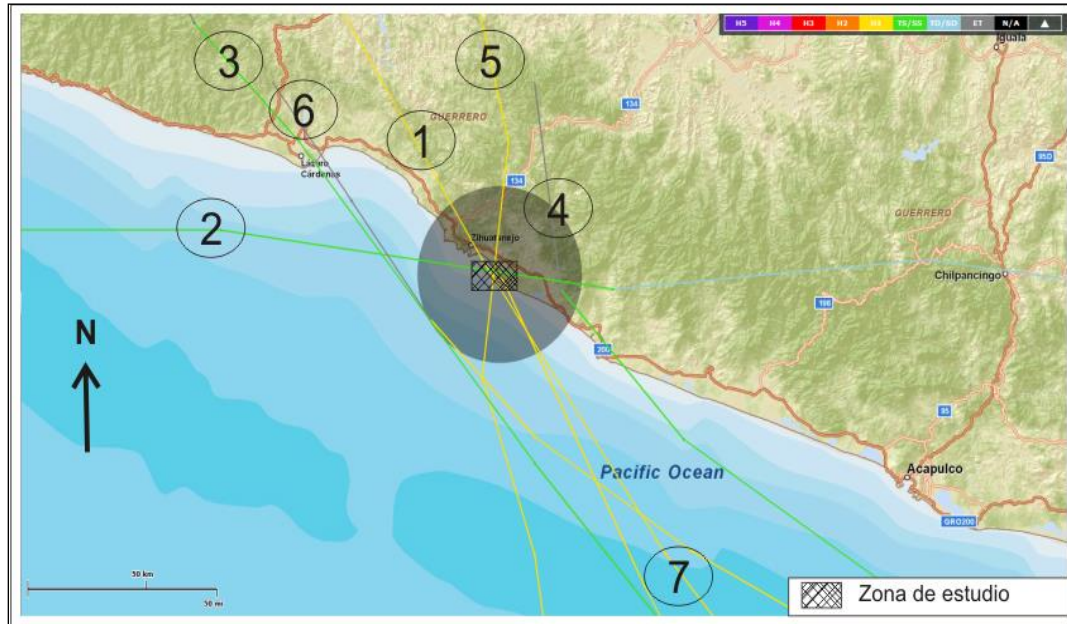


*Figura 7.5 Mapa del epicentro del sismo del 21 de septiembre de 1985. El epicentro se localizó cerca de Zihuatanejo y de la zona de estudio (USGS, 2012).*

### 7.3.2 Tormentas

En la figura 7.7 se presentan los registros de tormentas en la zona de estudio, en la tabla 7.1 se describen cada uno de los eventos de mayor importancia. Como se observa sólo se han presentado huracanes de categoría 1 en la zona, con velocidades de viento de 119 a 153 km/h. La mayor afectación registrada se tiene en el año 1961 y posteriormente en 1996 sobre río Tecpan y sus

alrededores; el cual se encuentra a 100 kilómetros al sur de Barra de Potosí. Durante los otros eventos no se registraron daños.



**Figura 7.7** Registros de Huracanes, depresiones tropicales, tormentas tropicales, etc. en la zona de Barra de Potosí, Guerrero. Los números indican el nombre del evento y el año. 1: Boris, 1996; 2: Fifi, 1974; 3: Bernice, 1973; 4: Wallie, 1965; 5: Tara, 1961; 6: S/N, 1957; 7: S/N 1956. Información obtenida de la NOAA, 2011.

De acuerdo a los datos de la NOAA, en un radio de 35 km alrededor de Barra de Potosí, se tienen sólo 7 registros de Huracanes y tormentas tropicales.

A continuación se enumeran las características de cada uno de estos eventos:

**Tabla 7.1** Tabla de registro de eventos meteorológicos en la zona de estudio

<b>Nombre</b>	<b>Fecha</b>	<b>Características</b>
<b>1. Boris</b>	Junio 27 - Julio 1 / 1996	Al pasar por la zona de estudio es un huracán de categoría 1 con velocidades de viento de 119-153 km/h. De acuerdo a las noticias publicadas, los daños ocurrieron principalmente en las cercanías del río Tecpan (a 75 al sur de la zona de estudio), causando inundaciones severas (Diario de Zihuatanejo, 2011).

- |                          |                                |  |
|--------------------------|--------------------------------|--|
| <b>2. Fifi</b>           | <i>Septiembre 14-22 / 1974</i> | <i>De acuerdo a los datos de la CONAGUA, este evento es considerado como una tormenta tropical y al paso por Barra de Potosí y zonas aledañas, no se presentaron daños significativos.</i> |
| <b>3. Bernice</b>        | <i>Junio 22-23 / 1973</i>      | <i>Esta tormenta tropical pasa a 40 kilómetros de Barra de Potosí. No se reportan daños graves o víctimas fatales (Baum, 1974).</i>  |
| <b>4. Wallie</b>         | <i>Junio 17-18 / 1965</i>      | <i>Tormenta tropical localizada a 25 kilómetros tierra adentro de Barra de Potosí.</i>   |
| <b>5. Tara<br/>1961</b>  | <i>Noviembre 10-12 / 1961</i>  | <i>Este huracán de categoría 1 causó alrededor de 500 muertes civiles y daños considerables a causa de las inundaciones cerca de la rivera de Tecpan (El universal, 2008)</i>              |
| <b>6. Sin<br/>nombre</b> | <i>Septiembre 17-18 / 1957</i> | <i>Huracán de categoría 1 con trayectoria sobre el océano Pacífico, a 40 km frente a las costas de Zihuatanejo. No se cuentan con registros de daños.</i>                                  |
| <b>7. Sin<br/>nombre</b> | <i>Junio 12-14 / 1956</i>      | <i>Este Huracán de categoría 1 que disipó su energía en Barra de Potosí. Sin embargo, no se encuentran registros de este evento.</i>   |

#### **7.4 Zonas de inundación**

De acuerdo a la información procesada en campo y la obtenida por la información histórica se presenta un modelo de las posibles zonas afectadas por el tsunami del 21 de septiembre de 1985. La información más valiosa respecto a la altura de la ola, la proporcionaron los testigos del evento; los cuales refieren una ola con una altura de alrededor de 2.5 metros. Utilizando la ecuación presentada en la sección 3.1.4 que calcula la distancia máxima que el *run-up* puede alcanzar bajo las condiciones de Barra de Potosí.

$$x_{max} = (H_t)^{1.33} n^{-2} k$$

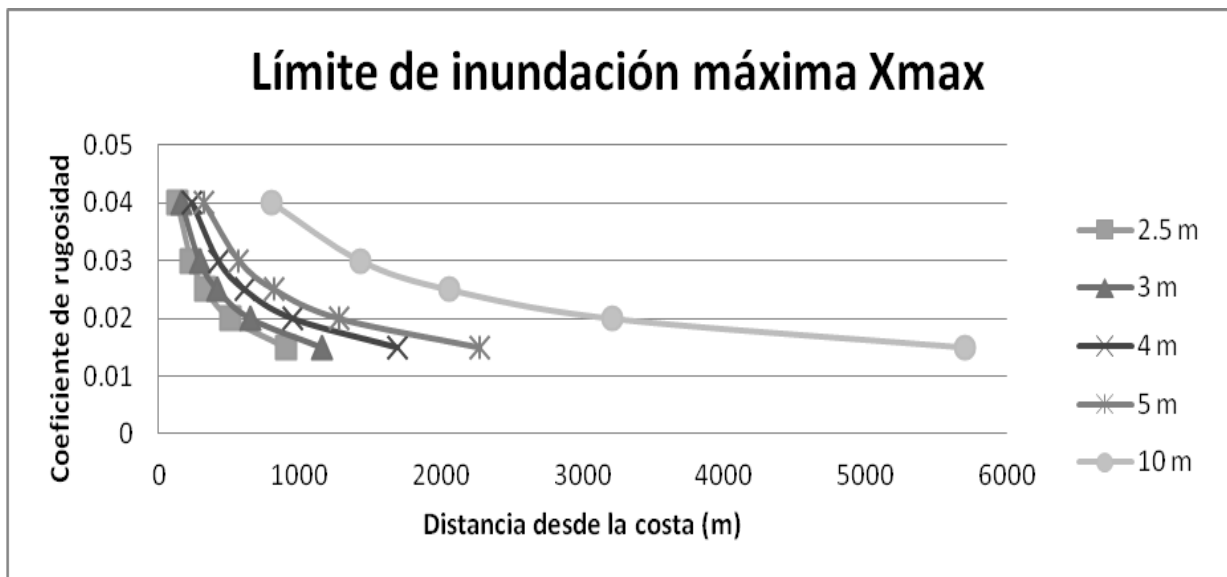
Considerando:

$$H_t = 2.5 \text{ m}$$

$$k = 0.06$$

$n = 0.015-0.025$ ; coeficiente de Manning, considerando una rugosidad promedio en la zona.

Esta zona presenta variaciones en la rugosidad del terreno ya que la vegetación actúa como un elemento que afecta esta propiedad. Los valores de la constante de rugosidad se encuentran entre 0.015 para las zonas más homogéneas con escasos elementos de fricción hasta 0.025 para terrenos con una vegetación abundante. En la figura 7.8 se indican las distancias máximas desde la costa que el *run-up* puede alcanzar con diferentes alturas de ola. Para la zona de laguna puede considerarse un coeficiente de 0.015 (superficie plana y lisa) lo que alcanzaría hasta 800 m de intrusión; lo cual coincide con los reportes de los testigos, indicando que la ola arrastró las embarcaciones más de 500 metros tierra adentro.



**Figura 7.8** Distancia Máxima alcanzada por el *run-up* desde la costa de acuerdo al coeficiente de rugosidad en la zona, considerándose los diversos escenarios con olas desde 2.5 metros hasta 10 metros, que de acuerdo a los registros históricos han ocurrido en México. Para un coeficiente de rugosidad  $c$  de 0.015 (superficie plana y lisa), la distancia máxima alcanzada es de aproximadamente 800 metros, mientras que para una superficie con mayor vegetación es de 0.025 y una distancia de 300 metros de intrusión desde la costa. Lo anterior puede verificarse adicionalmente con los espesores de la unidad  $F$  que disminuyen conforme se alejan los pozos de la costa.

## 8. CONCLUSIONES

Los depósitos de sedimentos asociados a tsunamis son complejos en su caracterización ya que ninguna de las evidencias por sí misma puede llegar a ser concluyente. Las herramientas utilizadas en este trabajo aportan una metodología a seguir para trabajos futuros de investigación en esta rama; además proporciona los elementos bibliográficos básicos para comprender la naturaleza del fenómeno.

De acuerdo a los resultados obtenidos, analizados y discutidos en este trabajo; se tienen las siguientes conclusiones:

En la estratigrafía del ambiente costero se identifica una unidad anómala B, la cual disminuye su espesor conforme se adentra en tierra, además presenta una gradación normal. Esta unidad aumenta su contenido relativo de bromo en comparación con las otras unidades. De acuerdo al análisis geoquímico presenta un porcentaje mayor de  $\text{SiO}_2$  que las unidades restantes; y puede indicar que el origen de estas arenas es continental; pueden ser sedimentos acarreados desde la barra de arena cercana a la costa y depositados tierra adentro por un agente de alta energía; que de acuerdo a las características encontradas tienen mayor probabilidad de tener un origen en una tormenta. Sin embargo, no se cuentan con las evidencias necesarias para confirmar esta hipótesis; se necesitan estudios adicionales a mayor detalle además de un fechamiento isotópico con la resolución adecuada para eventos tan recientes.

En el ambiente lagunar, la unidad F presenta sedimentos bien clasificados con una curtosis relativa mayor en relación a las unidades que componen este ambiente, lo que sugiere que se pudo

haber depositado bajo la acción de algún evento de alta energía. Así mismo se observa una continuidad lateral en los pozos excavados y una disminución de su espesor conforme avanza tierra adentro. En esta unidad no presenta valores elevados en contenido de Bromo ni tampoco la presencia de microorganismos marinos como diatomeas o foraminíferos, lo cual sugiere que éstos sedimentos pudieron ser acarreados desde la Barra de arena costera e introducidos hacia la zona de laguna debido a que ésta actúa como una superficie de menor fricción en la cual se puede deslizar la ola procedente del mar, lo que pudo haber alcanzado mayores distancias; las cuales no fueron analizadas en este proyecto, pero se pueden considerar en un futuro para conocer y caracterizar las variaciones espaciales en este tipo de sedimentos. Otra razón por la cual se carece de evidencia de estos microorganismos puede ser la disolución por agentes climáticos, como una época de sequía con un alto nivel de evaporación o períodos prolongados de lluvia. Por lo que también se sugiere que para futuros trabajos se analice lo relativo a las variaciones climáticas en el área de estudio. Una evidencia adicional de esta hipótesis son los reportes de testigos presenciales, además de los registros de la ocurrencia de un tsunami en diversas fuentes, el cual se confirma ocurrió el 21 de septiembre de 1985 alrededor de las 19:00 horas.

Una de las técnicas más determinantes para la identificación y comprensión de la evolución espacial de los sedimentos fue la granulometría en conjunto con los datos de geoquímica y micropaleontología, por lo que se consideran herramientas muy valiosas para este tipo de análisis.

De acuerdo al modelo digital de elevaciones de INEGI se infiere que si un evento de magnitud de características similares al sismo del 21 de septiembre de 1985 ocurriera en la zona, se tendría una inundación aproximada de 500 a 700 metros desde la línea de costa. Un desplazamiento de agua que provocará un tsunami de mayor altura tendría consecuencias devastadoras para la zona que actualmente se encuentra con un desarrollo turístico importante, por lo que se sugiere que en las zonas aledañas a la laguna se mantengan restricciones para futuras construcciones.

De acuerdo al marco tectónico, la costa del pacífica es propensa a sismos de magnitud mayor a 7 cada 30 años lo que significa que un tsunami no es un fenómeno ajeno o inalcanzable, puede suceder en cualquier momento para lo cual la población debe estar informada de las consecuencias que puede tener, además de llevar a cabo mapas detallados de zonas de riesgo y posibles escenarios de inundación, con las rutas de evacuación y las zonas más seguras para resguardarse.

# BIBLIOGRAFÍA

- (Abe, 1979) Abe, K. (1979) Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data. *J. Geophys. Res.*, 1561-1568.
- (Abe, 1981) Abe, K. (1981): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern pacific. *Phys: Earth Planet. Int.*, 27, 194-205.
- (Abe, 1985) Abe, K. (1985): Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea. *Phys: Earth Planet. Int.*, 38, 214-223.
- (Abe, 1989) Abe, K. (1989): Quantification of tsunamigenic earthquakes by the Mtscale. *Tectonophysics*, 166, 27-34.
- (Airy, 1878) Airy, G. B.: On the tides on Malta, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 169, 123–138, 1878.
- (Akamatsu, 1982) Akamatsu, H.: On seiches in Nagasaki Bay, *Pap. Meteorol. Geo-phys.* (in Japanese), 33(2), 95–115, 1982.
- (Albertao & Martins, 1996) Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P. 1996a. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, north-eastern Brazil. *Sed. Geol.*, 104: 189-201.
- (Altinok et al., 1999) Altinok, Y., Tinti S., Alpar, B., YALÇINER A. C., Ersoy S., Bortulucci, E., Armigliato, A., The Tsunami of August 17, 1999 in Izmit Bay, Turkey. *Natural Hazards* 24: 133–146, 2001
- (Ambraseys, 1962) Ambraseys, N. N. (1962). Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 52, 895-913.
- (Ammon et al., 2005) Ammon, C. J., Ji, C., Thio, H-K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., Kanamori, H., Lay, T. Das, S. Helmberger, D. et al. 2005. Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science* 308, 1133—139.



- (Anderson, 1989) Anderson J. G., S. K. Singh, J. M. Espindola and J. Yamamoto, 1989. Seismic strain release in the Mexican subduction thrust. *Phys. Earth Plan. Interiors.*, 58, 307-322.
- (Anderson, 1994) Anderson J. G., J. N. Bune, J. Prince, R. Quass, S. K. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. Otate, R. Vasquez and J. M. Velasco, 1994. The Guerrero accelerograph network. *Geofis. Int.*, 33, 341-371.
- (Antonopoulos, 1992) John Antonopoulos. The great Minoan eruption of Thera volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago. *NATURAL HAZARDS* Volume 5, Number 2, 153-168, 1992.
- (Atwater & Moore, 1992) Atwater Brian F. & Moore Andrew L., A tsunami 100 years ago in Puget Sound, Washington . *Science*, vol. 258, No. 5088 pp. 1614-1617. 1994
- (Atwater, 1987) Atwater, B.F., 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236: 942-944.
- (Baptista et al., 1992) Baptista, M. A., Miranda, P., and Mendes Victor, L.: 1992, Maximum entropy analysis of Portuguese tsunami data, the tsunami of 28.02.1969 and 26.05.75, *Sci. Tsunami Hazards*. 10(1).
- (Benson, 1997) Benson, Boyd E. and Grimm, Kurt A. and Clague, John J. Tsunami Deposits beneath Tidal Marshes on Northwestern Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Research*, Vol. 48 No. 2 pp. 192-204. 1997
- (Bernard, 2005) Bernard, E.N and Mofjeld, H.O and Titov, V and Synolakis, C.E and González, F.I. Tsunami: scientific frontiers, mitigation, forecasting and policy implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and*
- (Bilham, 2005) Bilham, R. 2005 A flying start, then a slow slip. *Science* 308, 1126-1127 with corrections 30 september.
- (Bodin & Klinger, 1986) Bodin,P and Klinger,T. Coastal uplift and mortality of intertidal organisms caused by the september 1985 Mexico earthquakes.. *Science (New York, N.Y.)*. 1986 Vol. 233 No. 4768.
- (Bondevik et al., 1997) Stein Bondevik, John Inge Svendsen, Jan Mangerud. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run-up. 1997 *Boreas* 26, 29-53.

- (Bourgeois et al., 1988) Bourgeois, J.; Hansen, T.A.; Wiberg, L., Y Kauffman, E.G., 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas: *Science*, v. 241, 567-568.
- (Bryant, 2001) Bryant E. *Tsunami – The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Melbourne, 350 pp. 2001.
- (Bryant, 2008) E. Bryant, *Tsunami: The Underrated Hazard (2nd Ed.)*, Springer Praxis Publishing, Chichester, UK (2008).
- (Burgeois & Leithold, 1984) Bourgeois J., Leithold E. L., Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments—examples from the Miocene of south-west Oregon. *Sedimentology*, Vol. 31 No. 6, Blackwell Publishing Lt
- (Burgeois et al., 1998) Bourgeois, J., T. A. Hansen, P. L. Wilberg and E. G. Kauffman, 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Science*, 241, 567-570.
- (Candela et al., 1999) Candela, J., Mazzola, S., Sammari, C., Limeburner, R., Lozano, C. J., Patti, B., and Bonnano, A.: The “Mad Sea” phenomenon in the Strait of Sicily, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2210–2231, 1999.
- (Chagué-Goff & Goff., 2010) Chagué-Goff, C., Goff, R., Geochemical signatures of tsunami deposits – what do they tell us?. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 12, EGU2010-7598, 2010. EGU General Assembly 2010
- (Chagué-Goff et al., 2012) Chagué-Goff, C., et al., Environmental impact assessment of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, *Sediment. Geol.* (2012), doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.06.2012
- (Choi, Hong y Pellinovsky, 2006) B. H. Choi, S. j. Hong and E. Pelinovsky. Distributions of runup heights of december 26, 2004 tsunami in the Indian Ocean, *Geophysical Research Letters* 33, L13601, doi: 10.1029/2006GL025867.
- (Chow, 1973) Chow, V. T., 1973. *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, New York.
- (Cisternas y Contreras, 2000) Cisternas, Marco and Contreras, Ingrid and Araneda, Alberto. Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 2000. Vo

- (Clague & Bobrowsky, 1994). Clague, John J. and Bobrowsky, Peter T. Tsunami deposits beneath tidal marshes on Vancouver Island, British Columbia
- (Clague et al., 2000) Clague J. J., Bobrowsky, P. T., and Hutchinson, I. 2000, A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island British Columbia and implications for hazard. *Quaternar. Sci. Rev.* 19, 849-863.
- (Colucci et al., 1976) Colucci, P. and Michelato, A.: An approach to study of the 'Marubbio' phenomenon, *Boll. Geos. Theor. Appl.*, 13(69), 3–10, 1976.
- (Cruz & Wyss, 1983) Cruz G, Wyss M (1983) Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the Pacific Coast of Mexico and Central America. *Bull Seismol Soc Am* 73:553–570
- (Dahl-Jensen et al., 2004) Dahl-Jensen, T., Larsen, L.M., Pedersen, S.A.S., Pedersen, J., Jepsen, H.F., Pedersen, G., Nielsen, T., Pedersen, A.K., von Platen-Hallermund, F. & Weng, W.: Landslide and tsunami 21 November 2000 in Paatuut, West Greenland. *Na*
- (Dawson & Shi, 2000) Dawson A. G. And Shi, S. Tsunami Deposits. *Pure Appl. Geophys.* 157, 875-897, 2000.
- (Dawson & Smith, 1997) DAWSON, S., and SMITH, D. E. (1997), Holocene Relative Sea level Changes on the Margin of a Glacio -isostatically Uplifted Area: An Example from Northern Caithness, Scotland, *The Holocene* 7 (1), 59 – 77.
- (Dawson et al, 1988) Dawson, AG, D. Long and DE Smith, 1988. The Storegga slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami: *Mar. Geol.*, 82, 271-276
- (Dawson et al., 1995) Dawson, A. G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., and Bateman, M. (1995), Tsunami Sedimentation Associated with the Lisbon Earthquake of 1 November AD 1755: Boco do Rio, Algarbe, Portugal, *The Holocene* 5 (2), 209 – 21
- (Dawson et al., 1991) AG Dawson, IDL Foster, S. Shi, DE Smith, D. Long; the identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences. *Sci. Tsunami Hazards*, 9 (1991), pp. 73–82.
- (Dawson et al., 1996 a) Dawson, A. G., Shi, S., Dawson, S., Takahashi, T., and Shuto, N. (1996a), Coastal Sedimentation Associated with the June 2nd and 3rd, 1994 Tsunami in Rajegwesi, Java, *Quaternary Science Rev.* 15, 901 – 912.

- (Dawson et al., 1996 b) Dawson, S., Smith D. E., Ruffman, A., and Shi, S. (1996b), The Diatom Biostratigraphy of Tsunami Sediments: Examples from Recent and Middle Holocene Events, *Physics and Chemistry of the Earth* 21 (12), 87 – 92.
- (Dawson et al., 1996) Dawson, A. G. (1996), The Geological Significance of Tsunamis, *Zeitschrift für Geomorphologie. N.F., Suppl.-Bd.* 102, 199 – 210.
- (Dawson et al., 2003) Dawson, A. G., 2003. Book Review: Tsunami the Underrated Hazard. *J. Quaternary Sci.*, 18, 581–582.
- (Dawson, 1988) Dawson, A. G., Long, D., and Smith, D. E. (1988), the Storegga Slides: Evidence from Eastern Scotland for a Possible Tsunami, *Marine Geology* 82, 271–276.
- (Dawson, 1994) Dawson, A. G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10, 83-94.
- (Dawson, 1996) Dawson, A. G., 1996. The geological significance of tsunamis. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, 102, 199-210.
- (Dawson, 1999) Dawson, A. G., 1999. Linking tsunami deposits, submarine landslides and offshore earthquakes. *Quat. Int.* 60, 119-126.
- (Dawson, 2007) Dawson, A. G. and I. Stewart, 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sed. Geol.*, 200, 166-183
- (De Mets et al, 1990) DeMets, C., Gordon, R. G. Argus, D. F. And Stein S. 1990, Current plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425-478.
- (Defant, 1961) Defant, A.: 1961, *Physical Oceanography*, Vol. 2, Pergamon Press, Oxford.
- (Defant, 1961) Defant, A.: *Physical Oceanography*, Vol.2, Pergamon Press, Oxford, 1961.
- (Devora & Farreras, 1993) A. J. Devora, S. F. Farreras Catálogo de tsunamis (maremotos) en la costa occidental de México: *Catalog of tsunamis on the western coast of Mexico*
- (Dominey-Howes (1996) Dominey-Howes, D. T. M. (1996), *The Geomorphology and Sedimentology of Five Tsunamis in the Aegean Sea Region, Greece*, Unpublished Ph.D. Thesis, Coventry University, September 1996.

- (Dominey-Howes (1999) Dominey-Howes, D., Dawson, A. G., and Smith, D. E. (1999), Late Holocene coastal tectonics at Falasarna, western Crete: A sedimentary study. In Coastal Tectonics (eds. Stewart, I. S., and Vita-Finzi, C.), Geological Society, London,
- (Dominey-Howes et al, 2000) DOMINEY-HOWESG, D. T. M., PAPADOPOULOS A. and DAWSON A. G., Geological and Historical Investigation of the 1650 Mt. Columbo (Thera Island) Eruption and Tsunami, Aegean Sea, Greece. *Natural Hazards* 21: 83-96, 2000.
- (Dominey-Howes et al, 2002) Dominey-Howes, D., 2002. Documentary and geological records of tsunamis in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management. *Natural Hazards*, 25, 195-224.
- (Donn, 1959) Donn, W. L.: The Great Lakes storm surge of May 5, 1952, *J. Geophys. Res.*, 64(2), 191–198, 1959.
- (Donn, 1960) Donn, W. L. and McGuinness, W. T.: Air-coupled long waves in the ocean, *J. Meteorology*, 17(5), 515–521, 1960.
- (Donn, 1969) Donn, W. L. and Balachandran, N. K.: Coupling between a moving air-pressure disturbance and the sea surface, *Tellus*, 21(5), 701– 706, 1969.
- (Douglas, 1929) Douglas, C. K. M.: The line-squall and Channel wave of July 20th, 1929, *Meteorol. Magazine*, 64, 187–189, 1929.
- (Dragani et al., 2002) Dragani, W. C., Mazio, C. A., and Nunez, M. N.: Sea level oscillations in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina, *Cont. Shelf Res.*, 22, 779–790, 2002.
- (Drago, 1999) Drago, A. F.: A study on the sea level variations and the ‘Milghuba’ phenomenon in the coastal waters of the Maltese Islands, Ph.D. thesis, University of Southampton, 1999.
- (Eaton et al., 1961) Eaton, J.P.; Richter, D.H.; Ault, W.U. 1961. The tsunami of May 23, 1960, on the Island of Hawaii. *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol. 51, No. 2, p. 135-157.
- (Eddien, 2005 ) Eddien. Bernard. The U.S. National Tsunami Hazard Mitigation Program: A Successful State–Federal Partnership. *Natural Hazards* (2005) 35: 5–24 Springer. 2005

- (Engdahl et al., 2002) Engdahl, E.R., and A. Villaseñor, Global Seismicity: 1900–1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A*, Chapter 41, pp. 665–690,
- (Ewing et al., 1954) Ewing, M., Press, F., and Donn, W. J.: An explanation of the Lake Michigan wave of 26 June 1954, *Science*, 120, 684–686, 1954.
- (Farreras & Sanchez, 1993) Farreras S., Sánchez A., *Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la costa Occidental de México*. World data center A for Solid Earth Geophysics Publication SE-50. January 1993
- (Farreras & Sanz, 2002) Salvador F. Farreras Sanz, Modesto Ortiz Figueroa. *EVALUACION DEL RIESGO DE INUNDACION POR TSUNAMIS EN EL PUERTO DE LAZARO CARDENAS, MEXICO MEDIANTE SIMULACION NUMERICA*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- (Farreras et al., 1991) Farreras S.F. and A.J. Sánchez, 1991. The tsunami threat on the Mexican West coast: a historical analysis and recommendations for hazard mitigation, *Natural Hazards*, 4 (2 and 3): 301-316.
- (Farreras et al., 2003) Farreras, S., Ortiz, M., and Alcalá, G. (2003), *Riesgo de Maremotos en Ciudad Lázaro Cárdenas, Michoacán: Medidas de Prevención*. Serie: Linderos de la Costa, vol. 3, El Colegio de México, CICESE, y El Colegio de Michoacán, México,
- (Fernández, 2000) Fernandez, M., Molina, E., Havskov, J. and Atakan, K., 2000. Tsunamis and Tsunami Hazards in Central America. *Natural Hazards*, V. 22, No. 2, pp. 91-116.
- (Foster, 1993) IDL Foster, AG Dawson, S Dawson, JA Lees. Tsunami sedimentation sequences in the Scilly Isles, south-west England. *Sci. Tsunami Hazards* 11, 35-45.
- (França et al., 2007) França, C., De Mesquita, A., The december 26th 2004 tsunami recorded along the Southeastern Coast of Brazil. *Natural Hazards* (2007) 40:209–222.
- (Fujiwara et al, 2000) Fujiwara, O., Masuda F., Sakai, T., Irizuki, T., Fuse, K., Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4):219-230.

- (Fujiwara et al., 2000) FUJIWARA, O., MASUDA, F., SAKAI, T., IRIZUKI, T., and FUSE, K. (2000), Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan, *Sedimentary Geol.* 135, 219–230.
- (Fujiwara et al., 2000) FUJIWARA, O., MASUDA, F., SAKAI, T., IRIZUKI, T., and FUSE, K. (2000), Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan, *Sedimentary Geol.* 135, 219–230.
- (Fujiwara et al., 2003) FUJIWARA, O. and KAMATAKI, T. (2003), Tsunami depositional sequence model in bay sediments and tsunami potential of northeastern part of the Philippine Sea Plate, *Hokudan Internat. Symp. Active Faulting Conf. 2003*, Abstract (in Japa
- (Gelfenbauw & Jaffe, 2003) Gelfenbaum, G. and B. Jaffe, 2003. Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Appl. Geophys.*, 160, 1969-1999.
- (Goff et al., 2004) Goff, J., Mcfadgen, B., Chagué-Goff, C. 2004, Sedimentary differences between the 2002 easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, (204): 235-250.
- (Goldsmith, 1999) Goldsmith, P., A. Barnett, J. R., Goff, M. McSaveney, S. Elliot, and m: Nongkas (1999): Report of the New Zealand reconnaissance team to the area of the 17 July 1998 tsunami at Sissano Lagoon, Papua Nueva Guinea. *Bulletin of the New Zeala*
- (Goldsmith, 1999) Goldsmith, P., A. Barnett, J. R., Goff, M. McSaveney, S. Elliot, and m: Nongkas (1999): Report of the New Zealand reconnaissance team to the area of the 17 July 1998 tsunami at Sissano Lagoon, Papua Nueva Guinea. *Bulletin of the New Zeala*
- (González & Bernard, 1993) González, F. I. and Bernard, E. N.: 1993, The Cape Mendocino Tsunami. *Earthquakes and Volcanoes* 23(3), 135–138.
- (Goring, 2003) Goring, D. G.: Observations of long waves around New Zealand, *Long Waves Symp., Thessaloniki, Greece*, 237–245, 2003.
- (Goring, 2005) )Goring, D. G.: Rissaga (long-wave events) on New Zealand's eastern seaboard: A hazard for navigation, *Proc. 17th Australasian Coastal Ocean Eng. Conf.*, 20–23 September 2005, Adelaide, Australia, 137–141, 2005.

- (Guesmia et al, 1998) Guesmia, M., Heinrich P. And Mariotti C. Numerical Simulation of the 1969 Portuguese tsunami by a Finite Element Method. *Natural Hazards* 17: 31-46, 1998. Kluwer academic Publishers. Pined in Netherlands.
- (Gusiakov, 2009) Gusiakov V. "Tsunami Quantification: how we measure the overall size of tsunami (Review of tsunami intensity and magnitude scales)".<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/presentations/jtc/gusiakov.pdf>. Retrieved 2009-10-18.
- (Haley, 1995) Hemphill-Haley, E., 1995, Diatom evidence for earthquake-induced subsidence and tsunami 300 years ago in southern coastal Washington: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, no. 3, p. 367-378.
- (Haley, 1996) Hemphill-Haley, E. (1996), Diatoms as an Aid in identifying late - Holocene Tsunami Deposits, *The Holocene* 6 (4), 439 – 448.
- (Haslett et al., 2000) Haslett, S. K., Bryant, E. And Curr R.H. F. 2000. Tracing beach sand provenance and transport using foraminifera: Examples from NW Europe and SE Australia. In Foster, I. (Ed), *Tracers in Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 437-4
- (Hassler et al., 2000) Hassler, S. W., H. F. Robey and B. M. Simonson, 2000. Bedforms produced by impact-generated tsunami, approximately 2.6 Ga Hamersley Basin, western Australia: *Sed. Geol.*, 135, 283-294.
- (Hatori, 1986) HATORI~, T. (1986), Classification of Tsunami Magnitude Scale, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo* 61, 503-515.
- (Heck, 1947) Heck, N. H., List of seismic sea waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* (October 1947), 37(4):269-286.
- (Heidarzadeh et al., 2007) Heidarzadeh M, Pirooz MD, Zaker NH, Mokhtari M (2007) Evaluating the potential for tsunami generation in southern Iran. *Int J Civ Eng* 5(4):312–329.
- (Heidarzadeh et al., 2008 a) Heidarzadeh M, Pirooz MD, Zaker NH, Yalciner AC, Mokhtari M, Esmaily A (2008a) Historical tsunami in the Makran subduction zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling. *Ocean Eng* 35(8&



- (Hemphill, 1995) Hemphill-Haley, E. (1995a), Diatom Evidence for Earthquake -induced Subsidence and Tsunami 300 Years ago in Southern Coastal Washington, *Geolog. Soc. Am. Bull.* 107, 367 – 378.
- (Hemphill, 1995b) Hemphill-Halley, E. (1995b), Intertidal Diatoms from Willapa Bay, Washington: Application to Studies of Small -scale Sea -level Changes, *Northwest Science* 69, 29 – 45
- (Hemphill, 1996) HEMPHILL-HALEY, E. (1996), Diatoms as an Aid in Identifying late - Holocene Tsunami Deposits, *The Holocene* 6 (4), 439 – 448.
- (Hibiya et al., 1982) Hibiya, T. and Kajiura, K.: 1982, Origin of ‘Abiki’ phenomenon (a kind of seiches) in Nagasaki Bay, *J. Oceanogr. Soc. Japan* 38, 172–182.
- (Hibiya, 1982) Hibiya, T. and Kajiura, K.: Origin of ‘Abiki’ phenomenon (kind of seiches) in Nagasaki Bay, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 172–182, 1982.
- (Hills & Mader, 1997) Hilss, J. G., and Maders, C. L., 1997. Tsunami produced by the impacts of small asteroids. *Annals of the New York Academy of Sciences* 822, 381-394.
- (Hindson & Andrade, 1999) Hindson, R. A. and C. Andrade, 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quat. Intern.* 56, 27-38.
- (Hodži., 1979) Hodži, M.: 1979, Exceptional oscillations in the Bay of Vela Luka and meteorological situation on the Adriatic, *International School of Meteorology of the Mediterranean*, 1 Course, Erice, Italy.
- (Hokkaido, 1993) Hokkaido Tsunami Survey Group, Tsunami devastates Japanese coastal Regions, *EOS, Trans. AGU* 74 (37), 417-432, 1993
- (Honda et al.,1908) Honda, K., Terada, T., Yoshida, Y., and Isitani, D.: 1908, investigation on the secondary undulations of oceanic tides, *J. College Sci., Imp. Univ. Tokyo*, 108 pp.
- (Houston & Kanamori, 1986) Houston, H. and H. Kanamori, Source spectra of great earthquakes; teleseismic constraints on rupture process and strong motion, *Bull, Seism. Soc. Am.*, 76, 19-42, 1986.
- (Iida et al 1967) Iida, K., D. C. Cox, and G. Pararas-Carayannis, Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean, 67-10, *Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu*, pp. 131, 1967

- (Iida, 1956) Iida, K. (1956) Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the islands of Japan. *J. Earth Sciences Nagoya Univ.*, 4, 1-43.
- (Iida, 1956) Iida, K., D. C. Cox, and G. Paradas-Carayannis(1956): Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean. Data Report 5, HIG-67-10, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu.
- (Iida, 1970) Iida, K. (1970): The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. In *Tsunamis in the Pacific Ocean*, edited by W. M. Adams, East-West Center Press, Honolulu, 3-18.
- (Imamura, 1942) Imamura, A. (1942):History os Japanese tsunamis. *Kayo-No-Kagaku (Oceanography)*,2, 74-80.
- (Imamura, 1949) Imamura, A. (1949): List of tsunamis in Japan. *J. Seismol. Soc. Japan*, 2, 23-28.
- (Imamura, 2001) Imamura, F. (2001): Tsunami damage and simulation, *Transactions of the Japan Society of Computational Engineering and Science*, Vol. 6, No. 3, pp.
- (Irish, 1965) Irish, S. M.: The prediction of surges in the southern basin of Lake Michigan – Part II, *Mon. Wea. Rev.*, 93(5), 282–291, 1965.
- (Iwasaki et al., 1960) Iwasaki, T.; Horikawa, K. 1960. Tsunami caused by Chile earthquake in May, 1960 and outline of disasters in northeastern coasts of Japan. *Coastal Engineering in Japan*, Vol. 3, p. 33-52.
- (Jaffe & Gelfenbaum, 2002) Jaffe, B. E., and Gelfenbaum, G., 2002, Using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk, solutions to coastal disasters 02, conference proceedings, ASCE, p. 836-847.
- (Jaffe, 2002) Jaffe, B. E., and Gelfenbaum, G., 2002, Using tsunami deposits to improve assesment of tsunami risk, *Solutions to Coastal Disasters '02, Conference Proceedings*, ASCE, p. 836-847.
- (Kawata et al, 2005) Kawata Y. et. al., (2005), “The December 26, 2004 Sumatra Earthquake Tsunami, Tsunami Field Survey around Galle, Sri Lanka” [http://www.drs.dpri.kyoto-u.ac.jp/sumatra/srilanka/galle\\_survey\\_e.html](http://www.drs.dpri.kyoto-u.ac.jp/sumatra/srilanka/galle_survey_e.html)

- (Kortekaas & Dawson, 2007) Kortekaas S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208-221.
- (Kostoglodov & Pacheco, 1999) Kostoglodov, V., and J. Pacheco (1999). Cien años de sismicidad en México, Instituto de Geofísica, UNAM (poster).
- (Kostoglodov & Ponce, 1994) Kostoglodov, V., and L. Ponce, Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench, *J. Geophys. Res.*, 99, 729-742, 1994.
- (Krishnankutty, 2004) Krishnankutty, N. Effects of 2004 tsunami on marine ecosystems – a perspective from the concept of disturbance. *Current Science*, Vol. 90, Nol. 6, 25 March 2006.
- (Lagos et al., 2010) LAGOS, Marcelo; ARCAS, Diego; RAMÍREZ, Teresa; SEVERINO, Rodrigo; GARCÍA, Cristian. ALTURAS DE TSUNAMI MODELADAS Y OBSERVADAS. EVENTO DEL 27 DE FEBRERO DE 2010, CHILE. Poster. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de
- (Lander, 1993) Lander, J. F, Lockridge, P. A., and Kozuch, M. J.: Tsunamis affecting the West Coast of the United States 1806–1992, U.S. Dep. Commerce, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, USA, 242 p, 1993.
- (Latter, 1981) Latter, J. Tsunamis of volcanic origin: Summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bulletin of Volcanology. Earth and Environmental Science.* Pag. 467—490. vol. 44. Number 3. 1981
- (Lavigne, 2009) Lavigne, Franck and Paris, Raphaël and Grancher, Delphine and Wassmer, Patrick and Brunstein, Daniel and Vautier, Franck and Leone, Frédéric and Flohic, François and Coster, Benjamin and Gunawan, Taufik and Gomez, Christopher and Setiawan,
- (Lawton et al., 2005) Lawton, T. F., Shipley, K. W., Aschoff, J. L., Giles, K. A., And Vega F. J. (2005). Basinward transport of Chichchulub ejecta by induced tsunami backflow, La Popa Basin, northeastern Mexico and its implications for distribution of im
- (Lay et al., 2005) Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C.J., Nettles, M., Ward, S.N., Aster, R.C., Beck, S.L., Bilek, S.L., Brudzinski, M.R., Butler, R., DeShon, H.R.,

- html/Phy3Impact.htm> (accessed December 2005). Ekstrom, G., Satake, K., Sipkin, S., 2005. The
- (Lockride & Smith, 1984) Lockridge, P. A., and R. H. Smith, Tsunamis in the Pacific Basin, 1900 – 1983, Natl. Geophys. Data Cent., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Boulder, Colo., 1984.
  - (Long et al., 1989) Long, D., Smith, D. E., and Dawson A. G. 1989. A hooocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science* 4, 61-66.
  - (Luque et al., 2001) Luque, L., Lario, J., Civis, J., Silva, P. G., Zazo, C., Goy, J. L. And Dabrio, C. J. (2002) Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of cadiz, Spain. *J. Quat. Sci*, 17, 623-631.
  - (Maramai & Tinti, 1997) Maramai A., Tinti S., 1997, The 3rd June, 1994 Java tsunami: a post-event survey of the coastal effects, *Natural Hazards*, 15, 31-49.
  - (Massari y D'Alessandro, 2000) Massari, F., and D'Alessandro A. (2000). Tsunami related scour-and-drape undulations in middle Pliocene restricted-bay carbonate (Saltento, South Italy). *Sediment. Geol.* 135, 265-281.
  - (McCoy, 2000)McCoy, F. Tsunami Generated by the Late Bronze Age Eruption of Thera (Santorini), Greece. *Pure and Applied Geophysics*. 2000
  - (Mercer et al., 2002) Mercer, D., Sheng, J., Greatbatch, R. J., and Bobanovic, J.: Barotropic waves generated by storms moving rapidly over shallow water, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 3152, 2002.
  - (Merrifield et al., 2005) Merri?eld, M.A., Y.L. Firing, G. Brundrit, R. Farre, B. Kilonsky, W. Knight, L. Kong, C. Magori, P. Manurung, W. Mitchell, F. Shillington, E.M.S. Wijeratne, J. Jardin, S. Nakahara, F.-Y. Porter, and N. Turesky (2005). *Tide Gauge*
  - (Metzner et al., 2000) Metzner, M., Gade, M., Hennings, I., and Rabinovich, A. B.: The observation of seiches in the Baltic Sea using a multi data set of water levels, *J. Mar. Syst.*, 24, 67–84, 2000.
  - (Minoura & Nakaya, 1991) Minoura, K., Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. *Journal og Geology* 99, 265-287.

- (Minoura et al., 1994) Minoura, K., Nakaya S., and Uchida, M., 1994. Tsunami deposits in lacustrine sequence if the Sanriku Coast, Northeast Japan. *Sedimentary Geology* 89, 25-31.
- (Minoura et al., 1996) Minoura, K., Gusiakov, V. G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, J. I. Bondevik, S. And Oda, T. (1996) Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sediment. Geol.* 106, 145-154.
- (Minoura y Nakayo, 1991) Minoura, K., and Nakaya, S. (1991) Trace if tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. *J. Geol.* 89, 25-31.
- (Minoura, 1994) Minoura, K., Nakata, T., (1994), Discovery of an ancient tsunami deposit un coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. *The Island Arc* 3, 66-72.
- (Minoura, 1997) Minoura, K., Imamura, F., Takahashi, T., and Shuto, N. (1997). Sequence if sedimentation processes caused by the 1993 Flores tsunami: Evidences from Bali Island. *Geology* 25, 523-526.
- (Monserrat et al., 1991) Monserrat, S., Ibbetson, A., and Thorpe, A. J.: 1991, Atmospheric gravity waves and the ‘rissaga’ phenomenon, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 117, 553–570.
- (Monserrat et al., 2006) Monserrat, S., Gomis, D., Jansa, A., and Rabinovich, A. B.: The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella Harbour, Menorca Island, Spain, *Tsunami Newsletter*, 38(2), 5–7, 2006.
- (Murty et al., 1980) Murty, T. S., and H. G. Loomis (1980): A new objective tsunami magnitude scale. *Mar. Geo.*, 4, 267-282.
- (Murty et al., 1992) Murty T.S., Babtista, A.M., Priest, G.R., 1992. Post-Tsunami Survey (Nov.2-7) of Run-up and Inundation in the Coast of Nicaragua. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO
- (Murty, 1977) Murty, T. S.: *Seismic Sea Waves – Tsunamis*, Bull. Fish. Res. Board Canada, 198, Ottawa, 337 p, 1977.
- (Nagarajan et al., 2006) Nagarahab, B., Suresh, I., Sundar, D., Sharm, R., Lal, A. K., Neetu, S., Sheno, S. S. C., Shetye, S. R., and Shanker, D. 2006. The great tsunami if 26 december 2004; A description based on tide-gauge data from the Indian subcon

- (Nanayama & Shigeno, 2004) Nanayama F., and Shigeno K. (2004) An overview of onshore tsunami deposits in coastal lowland and our sedimentological criteria to recognize them. *Mem. Geol. Soc. Japan* 58, 19-34.
- (Nanayama et al., 2003) Nanayama F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., and Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature* 424, 660-663.
- (Nanayama, 2002) Nanayama F, A. Kaga, A., Kinoshita, H., Yakoyama, Y. Satake, K., Nakata, T., Siguyama, Y. And Tsukuda, E. (2002). Traces of Nankai Earthquake tsunami discovered at Tomogashima Kidan Strait. *Kaiyo Monthly* 28, 123-131.
- (National Geophysical Data Center, 2011) National Geophysical Data Center, 2011. Global Historical Tsunami Database. [http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)
- (Nichol et al., 2003) Nichol, S. L., Lian, O. B. And Carter, C. H. 2003. Sheet-gravel evidence for a late Holocene tsunami run-up on beach dunes, Great Barrier Island, New Zealand, *Sedimentary Geology* 155, 129-145.
- (Nishenko & Singh, 1987) S. P. Nishenko and S. K. Singh. Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone. 1984. Seismological Society of America.
- (Nishimura & Miyagi, 1995) Nishimura, Y., and Miyaji, N. (1995). Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1960 Hokkaido Komagatake eruption, Northern Japan. *Pure Appl. Geophys.* 144, 719-733.
- (Nishimura et al., 1999) Nishimura, Y., and Miyaji, N. (1999) Identification of tsunami deposits and its application for evaluating historic tsunami hazards in Hokkaido, Northern Japan, a review. *International Union of Geodesy and Geophysics General Assem*
- (Nomitsu, 1935,)Nomitsu, T.: 1935, A theory of tsunamis and seiches produced by wind and barometric gradient. *Mem. Coll. Sci. Imp. Univ. Kyoto A* 18(4), 201–214.
- (Nuñez at al., 2008) Núñez-Cornú, F. J., Ortiz, M., Sánchez, J., The great 1787 Mexican tsunami. *Natural Hazards*, 47:569-576. Springer Science+Bussiness Media B.V. 2008.
- (Nuñez-Cornú & Ponce, 1989) Nuñez-Cornú, F., and L. Ponce. Zonas sísmicas de Oaxaca, México: Sismos máximos y tiempos de recurrencia para el período 1542-1988, *Gepfis. Int.*, 28, 587-641, 1989.

- (Nuñez-Cornú et al., 2008) Núñez-Cornú, F. J.; Ortiz, M. & Sánchez, J. J. The great 1787 Mexican tsunami. *Natural Hazards*, 2008, vol. 47, N° 3, p. 569-579.
- (Okamura, 2004) Okamura, Y., Satake, K., Katayama, H., Noda, A., Sagayama, T., Suga, K. And Uchida Y. (2004) Effect of the earthquake and tsunami on the sea bottom. In “Report of the Emergency Survey and study on the 2003 Tokachi-Oki earthquake” (N. Hirat
- (Oñate et al., 2002) Oñate, E., Zárata, F., Ayala, G., Botello S., Moreles M.A. Evaluación del riesgo de inundación por tsunami en el puerto de Lázaro Cárdenas, México mediante simulación numérica.
- (Oppenheimer, 2003) Oppenheimer, Clive. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. Department of Geography, University of Cambridge, Downing Place. *Progress in Physical Geograp*
- (Ortiz et al., 2000) Ortiz, M., S. K. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000), Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 ( $M_w = 7.1, 7.0$ ) and 1957 ( $M_w = 7.7$ ), as constrained by tsunami and uplift records, *Geofis. Int.*, 39, 3
- (Pacheco et al., 1997) J. Pacheco, S. K. Singh, J. Domínguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutiérrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán y Kostoglodov. The october 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake ( $M_w 8$ ): An aftershock study
- (Papadopoulos, 1993) Papadopoulos, G. A.: 1993, Some exceptional seismic (?) sea-waves in the Greek Archipelago, *Science of Tsunami Hazards* 11, 25–34.
- (Papadopoulos & Imamura, 2001) Papadopoulos, G. And Imamura, F. (2001). A proposal for a new tsunami intensity scale. *ITS Proceedings*, Sesión 5, number 5-1.
- (Papadopoulos, 2003) Papadopoulos, G. A.: Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece, *Natural Hazards*, 29, 437–464, 2003.
- (Pararas-Carayannis, 1985) Pararas-Carayannis, George, 1985, “The Mexican earthquakes and tsunami of 19 and 21 September 1985,” *Tsunami Newsletter*, Vol. 18, No. 2, p. 1- 4.

- (Paris et al., 2007) R. Paris, F. Lavigne, P. Wassmer, J. Sartohadi, Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia), *Marine Geology*, Volume 238, Issues 1–4, 27 March 2007, Pages 93-106
- (Piatanesi et al., 1996) Piatanesi, A., S. Tinti, and I. Gavagni (1996), The slip distribution of the 1992 Nicaragua Earthquake from tsunami run-up data, *Geophys. Res. Lett.*, 23(1), 37–40.
- (Pinegina et al., 2003) Tatiana K Pinegina, Joanne Bourgeois, Lilia I Bazanova, Ivan V Melekestsev, Olga A Braitseva, A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia, *Quaternary Research*, Volume 59, Issue 1, J
- (Pinegina y Burgeois, 2001) T. K. Pinegina , J. Bourgeois. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations. 2001. *Natural Hazards and Earth System Science*. Vol.1 No. 4 pp. 177-185.
- (Rabinovich et al., 1996) Rabinovich, A. B. and Monserrat, S.: Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis, *Nat. Hazards*, 13(1), 55–90, 1996.
- (Rabinovich et al., 1998) Rabinovich, A. B. and Monserrat, S.: Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands, *Nat. Hazards*, 18(1), 27–55, 1998.
- (Ramírez et al., 2010) Ramirez-Herrera, M.; Lagos, M.; Hutchinson, I.; Ruiz-Fernández, A.; Machain, M.; Caballero, M.; Rangel, V.; Nava, H.; Corona, N.; Bautista, F.; Kostoglodov, V.; Goguitchaichrili, A.; Morales, J.; Quintana, P. Geologic Evidence of Ea
- (Ramírez, 2011) Ramírez-Herrera, M. Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: terremotos y tsunamis *Rev. geogr. Norte Gd.* [online]. 2011, n.49, pp. 99-124. ISSN 0718-3402.
- (Ramirez-Herrera 2011) Ramirez-Herrera, María Teresa. Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: terremotos y tsunamis. *Rev. geogr. Norte Gd.* [online]. 2011, n.49 [citado 2012-12-04], pp. 99-124



- (Ramirez-Herrera 2012) Ramírez-Herrera, MaríaTeresa and Navarrete-Pacheco, JoséAntonio. Satellite Data for a Rapid Assessment of Tsunami Inundation Areas after the 2011 Tohoku Tsunami. 2012. Pure and Applied Geophysics.
- (Ramis et al., 1983) Ramis, C. and Jansà, A.: 1983, Condiciones meteorologicas simultaneas a la aparicion de oscilaciones del nivel del mar de amplitud extraordinaria en el Mediterraneo occidental, Rev. Geofisica 39, 35–42.
- (Rastogi & Jaiswal, 2006) Rastogi BK, Jaiswal RK (2006) A catalog of tsunamis in the Indian Ocean. Sci Tsunami Hazards 25(3): 128–143.
- Sánchez A.J., and Farreras S., 1993. Catalog of Tsunamis on the Western Coast of Mexico, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Publication SE-50, NationalGeophysical Data Center,NOAA,Boulder,Colorado, U.S.A."
- (Satake, 1993) Satake, K., Bourgeois, J., Abe, Kuniaki, Abe Katsuyuki, Tsuji, Y., Imamura F., Iio, Y., Karao, H., Noguera, E., Estrada, F., 1993. Tsunami Field Survey of the 1992 Nicaragua Earthquake, Earth in Space, May 1993.
- (Satake, 1994) Satake, K. (1994), Mechanism of the 1992 Nicaragua Tsunami Earthquake, Geophys. Res. Lett., 21(23), 2519–2522.
- (Sato et al., 1995) Sato, Hiroshi and Shimamoto, Toshihiko and Tsutsumi, Akito and Kawamoto, Eiko. Onshore tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido and 1983 Japan Sea earthquakes. 1995 Vol. 144 No. 3-4.
- (Sawai, 2002) Sawai, Y. 2002. Evidence for the 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamchatka subduction zone, lake Tokotan, Hokkaido Japan. J. Asian Earth Sci. 20, 903-911.
- (Shi et al., 1995) Shi, S. Dawson, A. G., Smith, D. E. (1995). Coastal sedimentation associated with the December 12th 1992 tsunami in Flores, Indonesia. Pre Appl. Geophys. 144, 525-536.
- (Shiki & Yamasaki, 1996) Shiki, T., Yamazaki, T. (1996). Tsunami induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central japan. Sediment. Geol. 104, 174-188.
- (Shiki et al., 2008) Shiki, T., Minoura K., Yamazaki, T., Tsunamiites: Features and Implications. Elsevier, 2008.

- (Shuto et al., 1995) Shuto N. and Matsutomi H., Field survey of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki tsunami, *Pure and Appl. Geophys.* 144 (3/4), 649-664, 1995.
- (Shuto, 1989) Shuto, N., Sediment transportation by the tsunamis. Tsunami engineering, technical report, disaster control center. Tohoku university 6, 1-55.
- (Shuto, 1993) Shuto, N., 1983, "The Nihonkai Chubu earthquake tsunami," *Tsunami Newsletter*, Vol. 16, No. 2, p. 31-40.
- (Sieberg, 1927) Sieberg, A. (1927): *geolische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*. Verlag von Gustav Fisher, Jena.
- (Simons et al., 2011) Simons, M., Minson S., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S., Meng, L., Ampuero, J., Wei, L., Chu, R., Helmberger, D., Kanmori, H., Hetland, E., Moore, A., Webb, F. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicki
- (Singh & Suarez, 1986) Singh, S. K. & Suárez, G. Review of the Seismicity of Mexico with Emphasis on the September 1985, Michoacan Earthquakes. Ciudad de México: Instituto de Geofísica, UNAM, 1986.
- (Singh & Mortera, 1991) Singh, S. K., Mortera, F. 1991. Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff Zone, age of the plate, and their tectonic implications *J. Geophys. Res.* Vol. 96, No. B13, P. 21,487,
- (Singh et al., 1981) Singh, S. K.; HaskovV, J. & Astiz, L. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismology Society of America*, 1981, N° 71, p. 827-843.
- (Singh et al., 1998) Singh S. K., Pacheco J. F., Shapiro N. The earthquake of 16 november, 1925 (Ms=7) and the reported tsunami in Zihuatanejo, Mexico, *Geofísica Internacional*. Short Note. 1998.
- (Soloviev y Go, 1975) Soloviev, S. L., and Ch. N. Go (1975): *Catalogue of tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*. Nauka Publ. House, Mocow, 204 pp.
- (Soloviev et al., 2000) Soloviev, S. L., Solovieva, O. N., Go, C. N., Kim, K. S., and Shchet-nikov, N. A.: *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.– 2000 A.D.*, *Adv. Nat. Technol. Hazards Res.*, Kluwer, Dordrecht, 13, 360 p, 2000.

- (Soloviev, 1970) Soloviev, S. L. (1970): Recurrence of tsunamis in the Pacific. In *Tsunamis in the Pacific Ocean*, edited by W. M. Adams, East-West Center Press, Honolulu, 149-163.
- (Srinivasalu et al., 2005) Srinivasalu, S., Thangadurai, N., Jonathan, M.P., Armstrong-Altrin, J.S., Ayyamperumal, T., Ram-Mohan, V. Evaluation of trace-metal enrichments from the 26 December 2004 tsunami sediments along the Southeast coast of India. 2005.
- (Subarya et al., 2006) Subarya, C.; Chlieh, M.; Prawiro-Dirdjo, L.; Avouac, J. P.; Bock, Y.; Sieh, K.; Meltzner, A. J.; Natawidjaja, D. H. & Mccaffrey, R. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature*, 2006, N° 440
- (Synolakis et al., 2007) Synolakis, C.E., E.N. Bernard, V.V. Titov, U. Kânolu, and F.I. González (2007): Standards, criteria, and procedures for NOAA evaluation of tsunami numerical models. NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-135, NOAA/Pacific Marine Environmenta
- (Synolakis et al., 2007) Synolakis CE, Okal EA, Bernard E (2007) The megatsunami of December 26, 2004. *Bridge* 35(2):26–35.
- (Takashimizu & Masuda, 2000) Takashimizu, Y. and F. Masuda, 2000, Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan. *Sed. Geol.*, 135, 231-239
- (Tinti et al., 2001) Tinti, S., Maramai, A., and Graziani, L.: A new version of the European tsunami catalogue: updating and revision, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 1, 255–262, 2001,
- (Titov et al., 1997) Titov, V.V., and C.E. Synolakis (1997): Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, 24(11), 1315–1318.
- (Tuttle, 2004) Tuttle, M., Ruffman, A., Anderson, T. and Hewitt J. Distinguishing Tsunami from Storm Deposits in Eastern North America: The 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm *Seismological Research Letters*, January/February 2004, v.
- (Umitsu & Patanakanog, 2007) Umitsu, M., Tanavud, C. & Patanakanog, B. 2007. Effects of landforms on tsunami in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem. *Thailand Marine Geology*, 242, 141 – 153.

- (UNESCO, 1995) UNESCO report: 1995, Fifteenth Session of the IOC International Co-ordination Group for the Tsunami Warning System in the Pacific (ICG/ITSU) Papetee, Tahiti, French Polynesia, 24–28 . July 1995.
- (Urban Regional Research, 1988) Urban Regional Research: 1988, Planning for Risk: Comprehensive Planning for Tsunami Hazard Areas, prepared for The National Science Foundation, Seattle, Washington
- (USGS Earthquake Hazards Program, 2011) USGS Earthquake Hazard Program. Earthquake Data Base, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/database.php>
- (USGS; 2005) USGS, 2005. Magnitude 9.0 – Sumatra – Andaman island earthquake, off the west coast of northern Sumatra, 2004 December 26 at 00:58:53 UTC, USGS, NEIC, World Data Center for Seismology, Denver (<http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2004/ussla>)
- (Valdéz, 1787) Valdéz MA (1787) Reporte acerca del terremoto de Mayo 1, Gaceta de México. May 1st, p 342
- (Valencia et al, 2009) Rev. mex. cienc. geol v.26 n.1 México abr. 2009 Sección Especial. U–Pb geochronology of granitoids in the north–western boundary of the Xolapa Terrane. Geocronología U–Pb de granitoides del límite noroeste del terreno Xolapa. Víctor A.
- (Veyl, 1961) Veyl, C. 1961. Los sismos y las erupciones de mayo de 1960 en el sur de Chile. Sociedad Chilena de Química, Boletín, Vol. 11, No. 1-2, p. 20-32.
- (Veyl, 1961) Veyl, C. 1961. Los sismos y las erupciones de mayo de 1960 en el sur de Chile. Sociedad Chilena de Química, Boletín, Vol. 11, No. 1-2, p. 20-32.
- (Veyl, 1969) Veyl, C. 1960. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Mineralogía, 42 p. Concepción.
- (Wang et al., 1987) Wang, X., Li, K., Yu, Z., and Wu, J.: 1987, Statistical characteristics of seiches in Longkou Harbour, J. Phys. Oceanogr. 17, 1063–1065.

- (Watanabe & Karsulovic, 1960) Watanabe, T.; Karsulovic, J. 1960. Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. Universidad de Chile, Anales, Vol. 17, p. 43-87
- (Weischet, 1963) Weischet, W. (1963): "Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile". EN: Seismological Society of America, Bulletin, 53, No. 6, 1237-1257.
- (Wilkinson et al., 2006) Wilkinson, C., Souter, D. and Goldberg, J. (2006) Status of Coral Reefs in Tsunami affected Countries: 2005, Australian Institute of Marine Science, Townsville, Queensland
- (Wilson, 1972) Wilson, B.: 1972, Seiches, Adv. Hydrosoci. 8, 1-94.
- (Wilson, 1972) Wilson, B.: Seiches, Adv. Hydrosoci., 8, 1-94, 1972.
- (Wright & Mella, 1963) Wright, C.; Mella, A. 1963. Modifications to the soil pattern of south central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. Seismological Society of America, Bulletin, Vol. 53, p. 1367-
- (Young & Bryant, 1992) Young, R., Bryant, E. (1992) catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: Impact of Lanai tsunami ca 105. Geology, Vol. 20: 199-202.

# Apéndice 1

**Anexo 1** Resultados del método estadístico de los momentos (Krumbein y Pettijohn, 1938; Fredman y Sanders, 1978).

	<b>Profundidad</b>	<b>Tamaño Promedio</b>	<b>Desviación Estándar</b>	<b>Sesgo</b>	<b>Curtosis</b>
<i>No. Muestra</i>	<i>cm</i>	<i>X<math>\phi</math></i>	<i>S<math>\phi</math></i>	<i>SK<math>\phi</math></i>	<i>K<math>\phi</math></i>
3.1	6	2.516	0.494	-0.023	1.087
3.2	91	2.472	0.488	-0.009	1.063
3.3	186	2.459	0.477	0.006	1.041
4.1	7.5	2.547	0.428	-0.088	1.041
4.2	80	2.464	0.421	-0.072	0.960
4.3	150	2.583	0.472	-0.085	1.039
4.4	170	2.564	0.479	-0.126	1.110
5.1	7.5	2.501	0.446	-0.104	1.021
5.2	95	2.478	0.449	-0.088	1.002
5.3	185	2.230	0.565	-0.027	0.997
6.1	7.5	2.336	0.447	-0.036	0.951
6.2	35	2.218	0.454	-0.026	1.039
6.3	65	2.401	0.412	-0.016	0.936
6.4	102.5	2.323	0.514	-0.023	0.907
6.5	122.5	1.985	0.442	0.053	0.999
7.1	15	2.441	0.416	-0.092	0.914
7.2	80	1.976	0.479	0.017	1.002
7.3	132	2.284	0.531	-0.020	0.996
7.4	144	2.183	0.470	-0.054	1.016
10.1	12.5	2.3	0.4	0	1.74
10.2	40	2.47	0.4	0.25	1.31

10.3	90	2.1	0.4	0	1.56
10.4	141	2.37	0.5	0.2	0.88
10.5	161	2.1	0.4	0	1.31
11.1	26	2.37	0.5	0.2	1.23
11.2	125	2.27	0.45	-0.11	1.74
11.3	150	1.8	0.65	-0.23	1.02
12.1	7.5	2.1	0.4	0	1.23
12.2	45	2.07	0.45	-0.11	1.15
12.3	120	2.1	0.4	0	1.23
12.4	164	1.93	0.55	0.09	1.05
12.5	179	1.63	0.7	-0.14	1.09
13.1	175	2	0.5	0	1.16
13.2	150	2.07	0.5	0.2	0.87
13.3	135	2.23	0.45	0.11	1.23
13.4	120	2.3	0.5	0	1.23
13.5	65	2.17	0.5	0.2	1.3
13.6	7.5	2.3	0.5	0	1.11
14.1	185	1.37	0.65	-0.08	1
14.2	155	1.3	0.6	0	1.02
14.3	140	1.3	0.5	0	0.88
14.4	125	1.7	0.5	0	1
14.5	105	1.73	0.65	0.08	0.97
14.6	85	2.07	0.65	-0.08	1.08
14.7	32.5	2.07	0.45	-0.11	1.23
14.8	5	2.23	0.5	-0.2	1.43
15.1	165	1.77	0.45	-0.11	1.16
15.2	120	2.07	0.45	-0.11	1.31
15.3	95	2.1	0.4	0	1.23
15.4	50	2.1	0.4	0	1.31
15.5	7.5	2.2	0.3	0	1.13
17.1	100	2.2	0.4	0	1.89
17.2	75	2.3	0.4	0	1.64
17.3	40	2.13	0.4	-0.25	1.31
17.4	7.5	2.17	0.35	-0.14	1.43
18.1	2.5	2.43	0.45	0.11	2.05
18.2	20	2.47	0.4	0.25	1.48
18.3	55	2.57	0.5	0.2	1.64

18.4	90	2.37	0.5	0.2	1.5
22.1	8	2.4	0.35	0.43	2.05
22.2	44	2.33	0.45	0.11	1.64
22.3	76	2.33	0.35	0.14	1.74
23.1	15	2.3	0.7	0.43	3.83
23.2	45	2.47	0.45	0.56	2.25
24.1	12.5	2.33	0.55	0.09	1.64
24.2	35	2.27	0.65	-0.08	2.19



# Apéndice 2

## GEOQUÍMICA

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Suma	Prof	Br
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	cm	ppm
3.1	71.212	0.766	12.059	4.335	0.067	1.005	3.415	2.572	2.225	0.086	2.12	99.862	7.5	11
3.2	72.27	0.636	12.055	4.194	0.063	0.969	3.276	2.562	2.293	0.052	1.05	99.42	90	13
3.3	65.862	0.497	11.056	3.752	0.069	1.341	7.419	2.504	2.126	0.064	4.79	99.48	190	12
4.1	70.306	1.045	11.615	5.408	0.108	1.18	3.231	2.406	2.421	0.096	1.98	99.8	7.5	10
4.2	70.123	1.03	11.807	6.007	0.113	1.466	3.733	2.253	2.276	0.101	1.12	100.03	80	9
4.3	56.367	3.925	10.672	15.138	0.332	1.74	6.541	1.716	1.682	0.097	1.88	100.09	150	9
4.4	62.095	3.189	10.505	12.539	0.256	1.255	4.501	2.018	2.049	0.075	1.83	100.31	170	7
5.1	68.005	1.98	11.575	7.882	0.155	1.309	3.297	2.368	2.258	0.077	1.29	100.2	7.5	10
5.2	66.523	1.826	11.788	7.85	0.156	1.572	3.841	2.253	2.199	0.072	1.94	100.02	95	12
5.3	54.363	4.16	10.332	16.013	0.331	2.63	6.63	1.493	1.37	0.101	2.54	99.96	185	8
10.1	71.255	0.976	12.287	4.859	0.092	1.024	2.899	2.574	2.567	0.081	1.27	99.88	12.5	10
10.2	72.687	0.696	11.923	4.03	0.073	0.95	2.694	2.562	2.673	0.074	1.05	99.41	40	10
10.3	74.888	0.512	11.485	3.606	0.062	1.053	2.6	2.401	2.71	0.064	1.04	100.42	90	12
10.4	48.568	5.564	9.986	20.413	0.437	2.347	7.486	1.256	1.182	0.095	2.58	99.91	141	8
10.5	74.841	0.484	12.026	3.201	0.05	0.822	2.193	2.638	3.065	0.046	0.94	100.31	161	8
11.1	67.938	1.983	10.793	8.063	0.17	0.998	3.525	2.044	2.309	0.071	1.05	98.94	26	10

11.2	75.498	0.66	11.192	3.67	0.067	0.83	2.475	2.31	2.603	0.05	0.91	100.27	125	10
11.3	76.016	0.727	10.34	3.834	0.083	0.818	2.396	2.225	2.676	0.058	0.91	100.08	150	7
12.1	69.109	1.213	11.812	5.871	0.115	1.499	3.526	2.621	2.114	0.084	0.99	98.95	7.5	9
12.2	71.243	0.942	11.747	5.2	0.101	1.522	3.514	2.378	2.147	0.074	0.84	99.71	45	9
12.3	69.647	1.122	11.843	5.771	0.115	1.575	3.632	2.588	2.024	0.072	0.75	99.14	120	8
12.4	50.988	5.414	10.021	19.408	0.391	2.483	5.802	1.446	1.32	0.1	0.62	97.99	164	7
12.5	70.369	0.839	12.212	4.471	0.087	1.197	3.682	2.419	2.421	0.062	1.43	98.19	179	10
13.1	60.082	3.227	10.3	13.543	0.278	1.914	5.443	1.7	1.614	0.088	0.91	99.1	175	8
13.2	41.667	7.136	8.962	25.425	0.539	2.478	8.301	1.036	0.833	0.104	2.35	98.83	150	8
13.3	49.612	3.991	11.153	17.793	0.361	2.827	8.118	1.196	1.041	1.101	3.46	99.65	135	9
13.4	44.44	5.687	10.577	22.152	0.449	2.842	8.347	1.123	0.903	0.105	2.84	99.46	120	6
13.5	53.821	4.513	10.418	17.303	0.341	2.01	5.6	1.575	1.432	0.094	2.51	99.62	65	10
13.6	61.548	2.569	11.384	11.072	0.225	1.822	5.089	1.912	1.716	0.122	1.86	99.32	7.5	10
14.1	76.812	0.626	9.587	3.62	0.07	0.934	2.547	1.857	2.312	0.058	0.98	99.4	185	10
14.2	67.675	1.597	9.741	8.512	0.182	1.918	5.555	1.529	1.609	0.081	0.98	99.38	155	7
14.3	78.276	0.279	9.075	2.832	0.054	0.985	2.469	1.805	2.103	0.056	0.85	98.78	140	9
14.4	65.225	1.785	10.098	9.418	0.209	2.052	6.053	1.503	1.522	0.087	1.02	98.97	125	10
14.5	74.628	0.722	10.201	4.3	0.084	1.09	2.988	2.004	2.279	0.061	0.97	99.33	105	10
14.6	55.449	4.787	9.432	16.583	0.361	1.9	5.904	1.381	1.359	0.096	2.3	99.55	85	6
14.7	70.593	1.235	11.024	5.989	0.123	1.36	3.679	2.106	2.135	0.089	1.26	99.59	32.5	10
14.8	70.545	1.234	10.538	5.814	0.123	1.357	3.657	2.034	2.007	0.095	2.05	99.45	5	10
15.1	73.485	0.369	11.669	2.951	0.049	1.235	3.487	2.385	2.417	0.066	1.94	100.05	165	12
15.2	70.851	0.806	11.585	4.967	0.094	1.676	4.04	2.229	2.152	0.076	1.3	99.78	120	10
15.3	70.04	0.679	11.622	5.028	0.093	1.942	4.249	2.369	2.073	0.082	1.33	99.51	95	6
15.4	74.475	0.377	10.987	2.975	0.053	1.25	3.045	2.44	2.278	0.059	0.99	98.93	50	8
15.5	73.203	0.442	11.043	3.347	0.063	1.398	3.038	2.948	2.166	0.088	1.67	99.41	7.5	10
17.1	70.246	0.394	13.249	2.986	0.046	1.181	3.005	3.333	2.821	0.063	2.21	99.53	100	35
17.2	69.077	0.449	13.042	3.601	0.051	1.25	2.869	3.325	2.706	0.068	4.17	100.61	75	39
17.3	69.903	0.675	13.442	3.797	0.063	1.271	2.935	3.119	2.705	0.058	1.6	99.57	40	24
17.4	67.23	0.551	13.018	3.031	0.051	1.276	2.677	3.755	2.727	0.066	5.31	99.69	7.5	97
18.1	69.253	0.562	10.591	2.525	0.06	1.069	2.714	3.569	2.475	0.044	7.32	100.18	2.5	98
18.2	74.718	0.578	11.621	2.484	0.06	0.951	2.756	2.856	2.637	0.029	1.29	99.98	20	27
18.3	71.664	0.554	11.835	4.151	0.057	1.047	2.596	2.933	2.624	0.04	2.24	99.74	55	36
18.4	70.866	0.532	11.649	3.784	0.056	1.072	2.602	3.237	2.534	0.027	3.66	100.02	90	43
22.1	71.796	0.773	11.844	3.786	0.071	0.933	3.6	2.497	2.439	0.083	1.65	99.472	5	19

<b>22.2</b>	70.118	0.862	12.011	4.73	0.072	1.024	3.452	2.574	2.413	0.118	1.65	99.024	40	26
<b>22.3</b>	69.321	0.79	11.943	4.383	0.075	1.003	3.376	2.999	2.391	0.074	2.81	99.165	77	51
<b>23.1</b>	72.823	0.867	12.08	3.428	0.095	0.871	3.454	2.675	2.488	0.039	1.33	100.15	10	15
<b>23.2</b>	72.719	0.692	11.989	3.511	0.074	0.871	3.083	2.661	2.591	0.039	1.4	99.63	40	20
<b>24.1</b>	70.375	1.26	11.641	3.528	0.109	0.911	3.467	3.125	2.561	0.036	2.45	99.463	12	54
<b>24.2</b>	69.945	1.169	11.349	4.387	0.102	0.864	3.59	2.881	2.475	0.04	2.49	99.292	44	41