

## 1.- INTRODUCCION

Los *tsunamis* constituyen uno de los fenómenos naturales de mayor relevancia en el mundo por sus características desastrosas, afectando a la mayoría de los países costeros, especialmente en el Océano Pacífico. De acuerdo a estadísticas, de los aproximadamente 420 *tsunamis* acaecidos en el siglo XX, el 20 % causaron daños de consideración en las zonas costeras cercanas a su origen y el 15% de éstos también causaron daños en zonas costeras lejanas (Farreras, S., 1995).

Chile, por su ubicación geotectónica en la cuenca del Pacífico Sur Oriental, está expuesto al impacto directo de *tsunamis* de fuente cercana y/o lejana, y está incluido dentro de los países que con mayor frecuencia se ven afectados por estos eventos. De allí que resulta relevante la estimación de este riesgo natural, considerando el estudio del fenómeno y el análisis del comportamiento hidrodinámico de las ondas, además de la determinación de los niveles máximos de inundación esperados para eventos extremos de campo cercano, información que es fundamental desde el punto de vista de la planificación urbana, manejo de las áreas potencialmente amenazadas y para la elaboración de los planes de emergencia en los principales centros portuarios y urbanos costeros del país.

El Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, - organismo técnico y oficial del Estado, responsable de la operación del Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (SNAM), - es el representante de Chile dentro del Grupo de Coordinación Internacional del Sistema de Alerta de *Tsunamis* del Pacífico (GIC/ITSU), dependiente de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental. Dentro de este contexto, el SHOA ha participado en el Proyecto TIME (*Tsunami Inundation Modeling Exchange*), iniciativa mediante la cual la comunidad científica internacional inserta dentro de este grupo, ha puesto a disposición de los Estados Miembros asistencia técnica y programas computacionales para realizar simulación numérica de *tsunamis*, con el objeto de desarrollar la investigación y elaborar cartas de inundación para las áreas costeras de interés nacional.

Históricamente, se conoce la ocurrencia de cinco grandes terremotos que han afectado la zona central y centro norte de Chile, y que generaron ondas de tsunami. El evento sísmico más reciente que origino un tsunami de magnitud menor fue el registrado el 3 de marzo de 1985. De los restantes, el primero de ellos se registró el 13 de mayo de 1647, el segundo el 8 de julio de 1730, el tercero el 19 de noviembre de 1822 y durante el siglo pasado el terremoto del 16 de agosto de 1906.

Los reportes sobre estos eventos no contienen informes específicos sobre lo ocurrido en el puerto Los Vilos. Estos indican que el terremoto de 1730 es uno de los más grandes ocurridos en la historia de Chile y produjo daños entre los 30° S y 36° S, desde La Serena a Chillán; este gran sismo generó un tsunami con una significativa elevación de la ola en la costa. Según Montessus de Ballore (1912), este evento es el primer “gran terremoto de Valparaíso” y hasta esa fecha era el más grande ocurrido en Chile; el tsunami afectó a toda la parte baja de la ciudad de Valparaíso, inundó y dañó severamente el puerto.

Además, sus efectos se extendieron a varios lugares del océano Pacífico, reportándose sus manifestaciones en el Callao, Perú y Japón, donde ocasionó daños importantes.

Para el tsunami generado por el terremoto de 1822, se observaron tres grandes retiradas de mar y máximas elevaciones de onda en la costa, de aproximadamente 4 metros en Valparaíso y el litoral central. Sin embargo, no hay reportes sobre daños causados en el borde costero; sólo se informó acerca de las averías que sufrieron algunos barcos fondeados en la bahía de Valparaíso.

El gran terremoto de Valparaíso de 1906, generó un tsunami que produjo daños en casi todo el borde costero de la bahía, de lo cual no existe un reporte detallado en el que éstos se especifiquen. No obstante, se sabe que se registraron importantes daños en varias embarcaciones ancladas en la bahía y una grúa de 50 toneladas fue volcada en el muelle. Las máximas elevaciones de ola en la costa fueron informadas como “grandes”. Un informe del impacto producido por el terremoto en Valparaíso (C. Gajardo y A. Rodríguez, 1906) señala que se observó un descenso del nivel del mar de alrededor de 4 metros, dejando en seco la playa al pie del malecón. De acuerdo a diversas fuentes, oscilaciones inusuales del nivel del mar fueron registradas en varios puntos de la costa de Chile. Situaciones similares se registraron en Hawai y otras islas del Pacífico, al igual que en E.E.U.U. y Japón.

El terremoto del 3 de marzo de 1985 ocurrido a las 19:47 hora local (2247Z), tuvo una magnitud  $M_s = 7.8$  (Richter). Su epicentro fue localizado en 33.1 S y 71.9 W, afuera de la costa de Chile, frente a Valparaíso. El sismo causó mucho daño en Valparaíso y Santiago. 178 personas perdieron la vida y alrededor de 2.575 fueron heridas, 951.173 damnificados, 66.816 viviendas fueron destruidas y 145.024 dañadas. El tsunami generado se propagó a través de la cuenca del Pacífico y fue registrado en muchas estaciones de marea del Sistema de Alarma de Tsunamis del Pacífico (TWS). En la costa de Chile, se registraron fluctuaciones significativas del nivel del mar entre Coquimbo y Talcahuano.

Actualmente, la modelación numérica es una de las herramientas técnicas de mayor efectividad para el estudio y análisis de la generación, propagación y de los efectos de los *tsunamis* a su arribo a la zona costera. Esta metodología se ha utilizado para simular los eventos de 1730 y 1906 en el puerto Los Vilos. Su elección se apoya en el hecho de que ambos son eventos extremos para la zona de interés y cuentan con información específica acerca de sus parámetros macrosísmicos. Sin embargo, el primero de ellos tiene una menor probabilidad de ocurrencia y no se conocen sus efectos reales en la región en estudio.

Para el terremoto de 1822 no existe información específica acerca de su mecanismo de foco y sus parámetros sísmicos. Al respecto, considerando que solo se cuenta con mediciones instrumentales sísmicas y de nivel del mar para el evento menor de 1985, éste ha sido utilizado para calibrar el modelo y así estimar la dislocación del sismo de 1906, asumiendo un rumbo de falla N10°E.

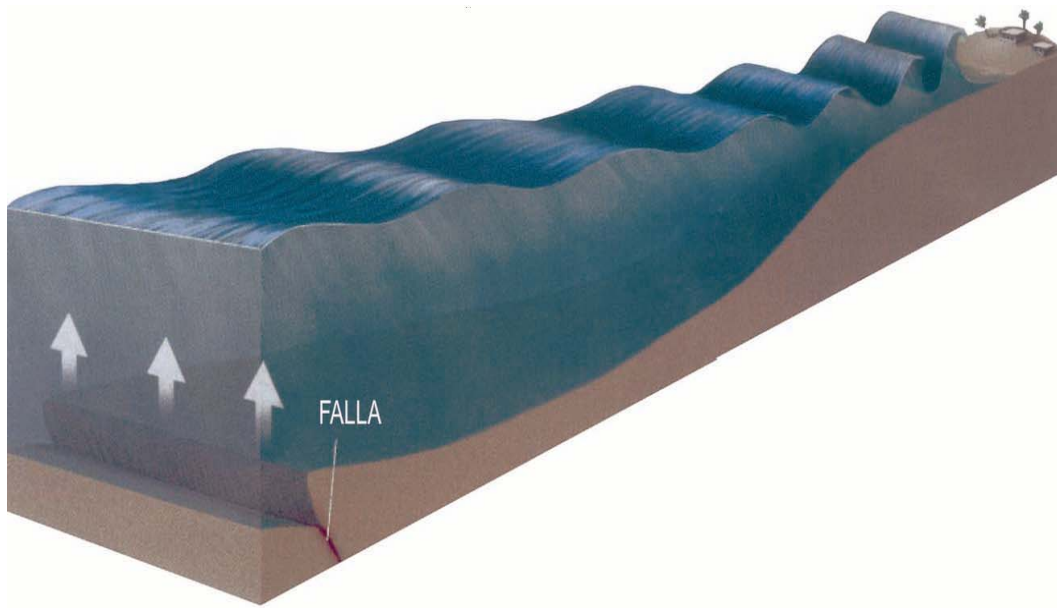
A partir de los resultados de la simulación del tsunami de 1906 en el puerto Los Vilos, se ha procedido a elaborar una cartografía con las áreas inundables, de aplicación tanto para la Planificación Urbana como para la elaboración de los planes locales de Protección Civil.

## 2.- MARCO TEORICO CONCEPTUAL

"*Tsunami*" es una palabra del idioma japonés que deriva de las expresiones "*tsu*" y "*nami*", que significan "bahía pequeña o puerto" y "ola", respectivamente. Esta palabra ha sido adoptada convencionalmente por la comunidad científica internacional para designar al fenómeno conocido como "maremoto" en español. Se define a un *tsunami* como un tren de ondas largas, con longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros y alturas en agua profunda inferiores a un metro, que se forman en el océano o en una cuenca costera, al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración (segundos a pocos minutos) y de gran extensión (centenares o más de kilómetros cuadrados) en su fondo o en su superficie libre. Los períodos de sus ondas son de 15 a 60 minutos y sus velocidades de propagación de varios cientos de kilómetros por hora en aguas profundas (Figuras 1, 2 y 3).

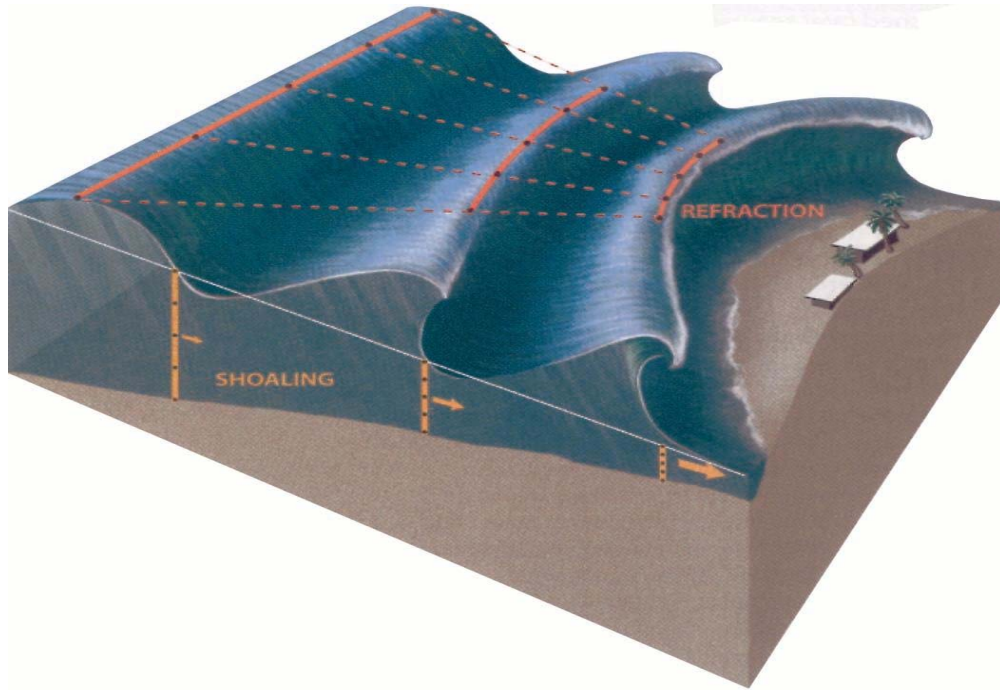
**FIGURA 1**

Generación y propagación de las ondas de un *Tsunami* por actividad tectónica.



**FIGURA 2**

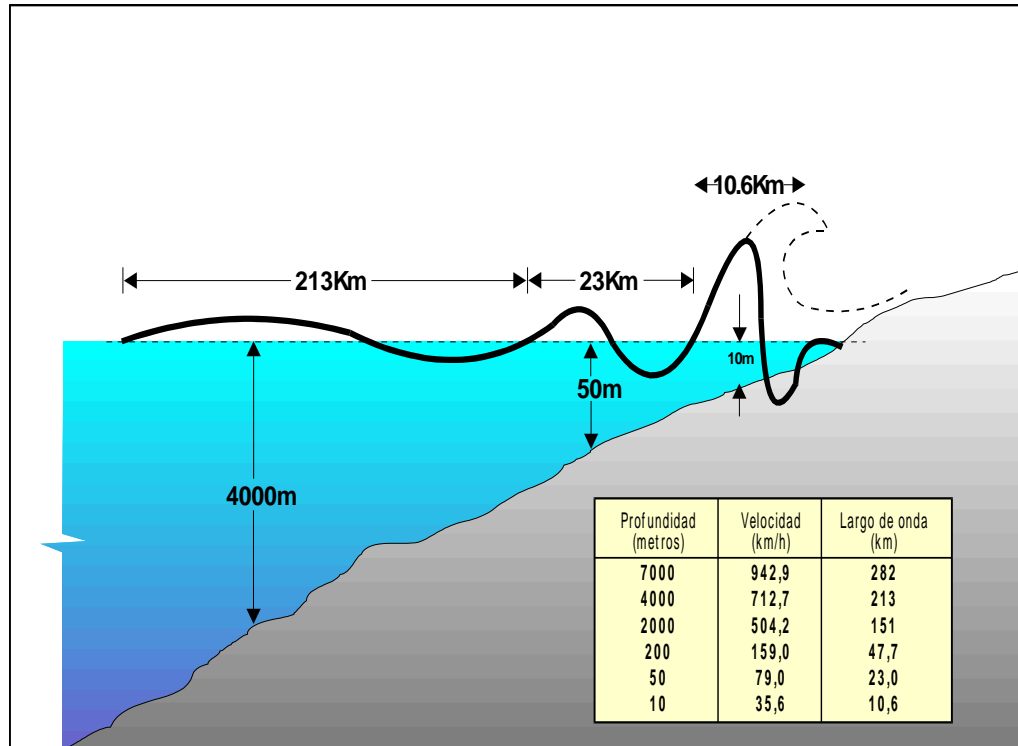
Características físicas de las ondas de *Tsunami*.



Los *tsunamis*, aunque no son demasiado frecuentes, cuando impactan zonas pobladas y/o industrializadas, pueden causar numerosas víctimas, daños físicos y quebranto de la economía de los Estados. Los *tsunamis* son causados en un 90% por actividad sísmica en zonas de subducción inter-placas tectónicas, pero también pueden ser generados por erupciones volcánicas como en Krakatoa, Indonesia en 1883 y por deslizamientos submarinos como en la Bahía de Lituya, Alaska en 1958. Los *tsunamis* causados por erupciones volcánicas han afectado históricamente a las islas de Hawái y a las costas del Mediterráneo, estos últimos asociados al margen de volcanes activos del Sur de Italia (Tinti, S. y Saraceno, A., 1993). Los *tsunamis* causados por actividad sísmica tectónica presentan, como característica principal, una perturbación inicial provocada por una dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo marino (Figura 1) (Farreras, S., 1995).

**FIGURA 3**

Parámetros característicos de las ondas de *Tsunami*.

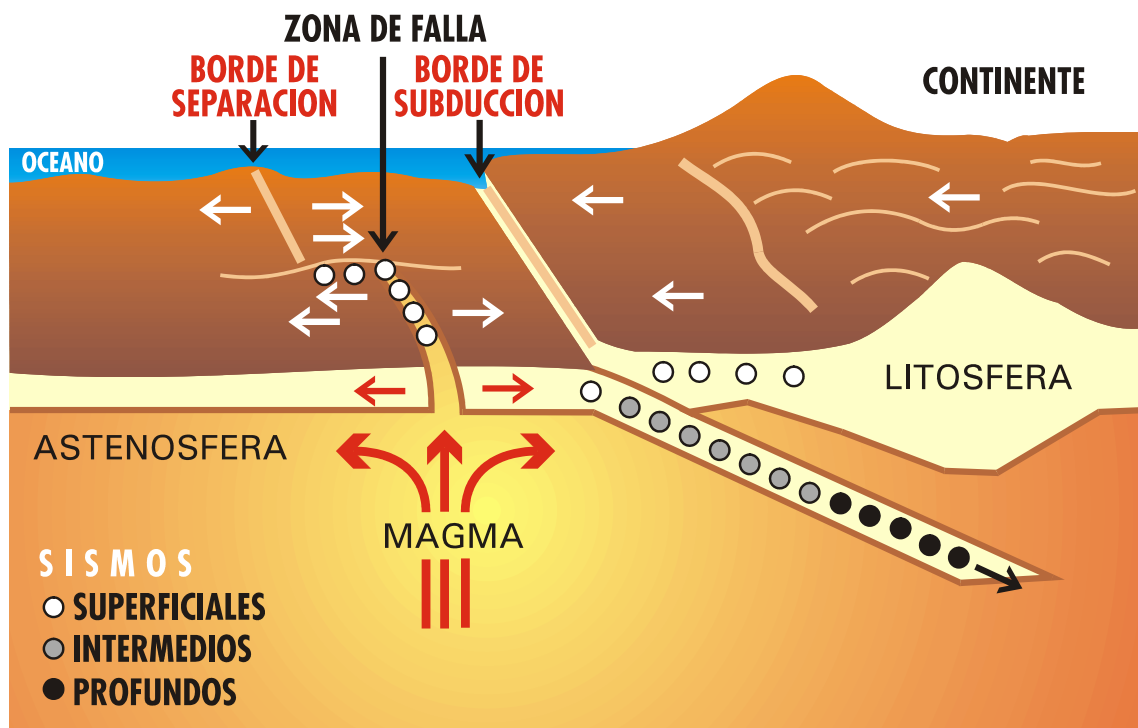


Dado que la mayor parte de la actividad tectónica se sitúa a lo largo de márgenes continentales activos que rodean al océano Pacífico, la gran mayoría de los *tsunamis* han ocurrido en este océano. En la costa oeste de Sudamérica se localiza el sitio de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, siendo ésta una de las regiones sísmicas más activas del mundo. El resultado de este proceso geodinámico es una extensa banda de alta sismicidad alineada paralelamente al eje de la fosa Perú-Chile, frente al continente. Todos los terremotos tsunamigénicos de gran impacto en Chile se han originado dentro de esta banda.

El mecanismo de generación de sismos ha podido ser conocido principalmente por medio de la teoría de la tectónica de placas, que presenta a la litosfera formada por una serie de placas rígidas que se encuentran en continuo movimiento relativo. En el eje de una cordillera oceánica tectónicamente activa (dorsales) donde las placas se separan, se forma nuevo material cortical debido a una continua acreción de corteza oceánica generada por corrientes de convección del manto. En este proceso, la placa es empujada desde las dorsales hacia la zona de subducción, donde va gradualmente consumiéndose conforme se va deslizándose al interior del manto. Este tipo de límite de placa se encuentra en el océano Pacífico, representado principalmente por dorsales y fosas oceánicas, provocando intensa actividad sísmica de foco superficial, intermedio y profundo. La figura 4 muestra un esquema general del proceso de subducción que se presenta frente a la costa chilena entre 19° S y 51° S de latitud.

**FIGURA 4**

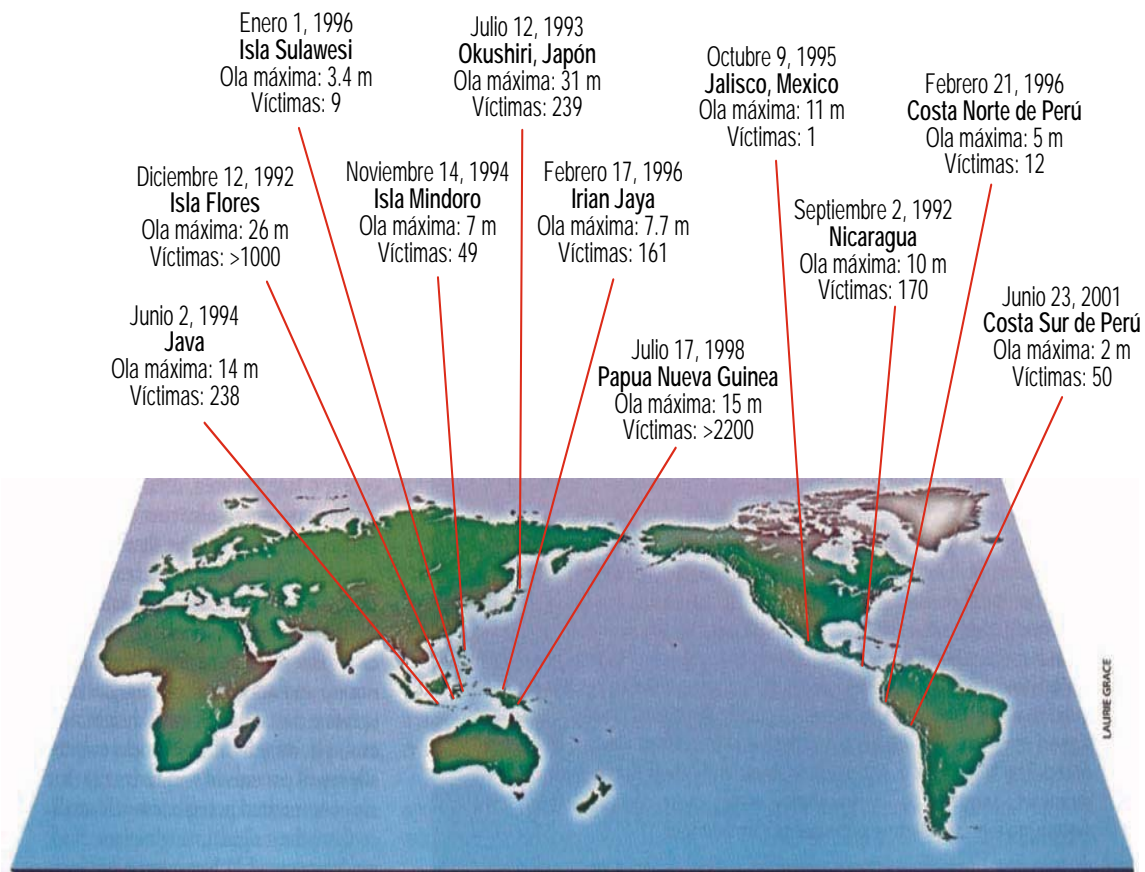
Esquema general del proceso de subducción interplacas tectónicas frente a la costa de Chile entre 19° S y 51° S de latitud.



Una forma de clasificar los *tsunamis* es según si afectan sólo la región donde se generaron o si lo hacen también más allá de su fuente. Al respecto, un 90% de los *tsunamis* destructores poseen efectos sólo a escala regional y un 99% de las muertes debidas a *tsunamis* son locales respecto de las fuentes de los *tsunamis*. En la figura 5, se muestra un esquema gráfico en el que se indican la ubicación y efectos locales de los eventos registrados en la cuenca del océano Pacífico, durante la última década del siglo XX; se incluye, además, el último evento registrado el 23 de junio de 2001 en el sur de Perú.

**FIGURA 5**

*Tsunamis* registrados durante el período 1992 – 2001 en el océano Pacífico.



Modificado de “*Tsunami Risk Assessment Beyond 2000: Theory, Practice and Plans*”. *Tsunami Risk Workshop*. Moscow, Russia, June 2000. In memory of Professor Sergey L. Soloviev.

Por otra parte, en la costa oeste de Sudamérica en el siglo pasado, de 17 *tsunamis* destructores, 15 fueron de origen local y el total de muertes registradas, 2.621 personas.

### 3.- GENERACION, PROPAGACION E IMPACTO COSTERO DE UN TSUNAMI

Las características de un *tsunami* al llegar a la costa dependen de tres factores principales; ellos son: la condición inicial; la propagación y la morfología costera:

#### 3.1. Condición Inicial

Las dimensiones de la zona origen de un *tsunami* definen su potencial destructivo al arribar las ondas a la costa. El potencial depende de la magnitud del *tsunami*; de la distancia de la zona de origen a la costa; de la batimetría y de la configuración de la línea de costa. Por lo general, solo la componente vertical del desplazamiento superficial de un área fracturada es eficaz en la generación de un *tsunami*.

Se reconocen tres condiciones básicas y simultáneas que deben verificarse para la generación de un *tsunami* de origen tectónico:

- a) el hipocentro del sismo o al menos una fracción mayoritaria del área de ruptura, debe estar bajo el lecho marino y a una profundidad menor de 60 Km. (sismo somero).
- b) que la frontera de placas o falla tectónica sea de subducción, con componente vertical de movimiento, y no de desgarre con desplazamiento únicamente lateral.
- c) que en un cierto lapso el sismo libere suficiente energía, y que ésta sea eficientemente transmitida.

#### 3.2. Propagación

El perfil de ondas resultante de un *tsunami* generado en océano abierto depende de los parámetros de su fuente, de las características de la región de propagación y del tiempo o distancia transcurridos desde el inicio de esa propagación.

Para el caso de ondas largas como son los *tsunamis*, su velocidad de propagación depende básicamente de la profundidad del agua por la cual atraviesa (Figura 3). Esto determina que durante su trayectoria, el *tsunami* se vea sujeto a fenómenos de refracción, directividad y dispersión de energía.

Actualmente se sabe bien que la gran longitud de onda que presentan los *tsunamis* (100-300 Km), provoca que su propagación en océano abierto, donde existen grandes profundidades, se realice casi sin pérdida de energía por fricción de fondo y con una amplitud de onda de unos cuantos centímetros, por lo que resultan imperceptibles para las embarcaciones. En la costa, en cambio, la disminución de la profundidad y su configuración, genera la concentración de la energía cinética de las ondas; disminuye su longitud y crece su altura, alcanzando un gran poder destructivo con alturas que pueden llegar hasta los 20 o 30 metros.



Las mayores alturas han sido observadas en bahías angostas o semicerradas (por amplificación resonante), en desembocaduras de ríos y en bahías con presencia de islas.

### 3.3. Impacto Costero

La altura alcanzada por un *tsunami* al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos; éstos son: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión (scattering), atrapamiento de las ondas en las distintas formaciones costeras, etc. (Farreras, S., 1995). Estos factores determinan que el arribo del *tsunami* a la línea costera sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura máxima (run-up), aún a cortas distancias a lo largo de ella.

Las causas directas del gran impacto de las ondas en la costa son atribuibles a la presión hidráulica generada por las fuerzas hidrodinámicas sobre las estructuras, causadas por la velocidad de las corrientes y contracorrientes inducidas por el arribo de las olas. La altura y período de éstas, determinan la cantidad de inundación en términos de altura máxima (run-up), fuerzas de elevación y de flotabilidad.

Esencialmente hay dos tipos de fuerzas hidrodinámicas que afectan a las estructuras: una proviene del impacto directo de las olas al inundar el borde costero y la otra es debido a las fuerzas erosivas producidas durante el proceso de elevación y descenso del nivel del agua, originado por el flujo alrededor de las estructuras.

Los efectos secundarios sobre las estructuras son causados principalmente por las fuerzas erosivas del agua al interactuar ésta con el medio ambiente. Un ejemplo de esto, es la pérdida de soporte del suelo producto de la erosión del terreno. Otro ejemplo es cuando las fuerzas de elevación crean momentos de giro; en tal caso una estructura puede ser levantada de sus cimientos o una embarcación soltada de sus amarras. En esta situación, las estructuras son transportadas en la dirección de las corrientes y el daño es causado por los objetos o despojos flotantes de embarcaciones, autos, construcciones, etc., al impactar éstos sobre otras estructuras. El impacto de los despojos flotantes contra tanques de combustible y terminales o redes eléctricas suelen dar inicio a incendios.

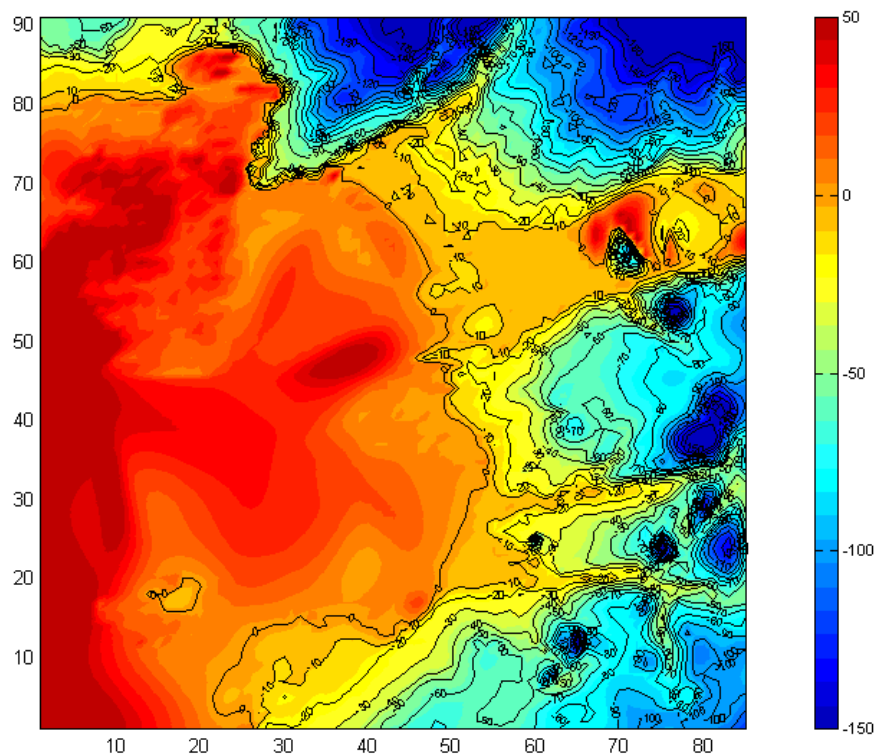
## 4.- DESARROLLO

### 4.1.- AREA DE ESTUDIO

Para elaborar la cartografía de inundación por *tsunami* se definió un área de interés que comprende toda la zona urbana costera del puerto Los Vilos (Figura 6). Además, se utilizó una malla de menor resolución espacial (de 81'') en la que se generó la condición inicial para la simulación de los *tsunamis* del 8 de julio de 1730 y 16 de agosto de 1906. La figura 7 muestra la batimetría de la región en que se simularon estos *tsunamis*; ésta fue elaborada con datos topográficos y batimétricos digitalizados de las cartas SHOA N° 4000 y 5000. La escala de alturas topobatimétricas correspondientes a la grilla de 3'' mostrada en la figura 6, está definida en metros, con valores de z positivos para las sondas y valores de z negativos para la topografía.

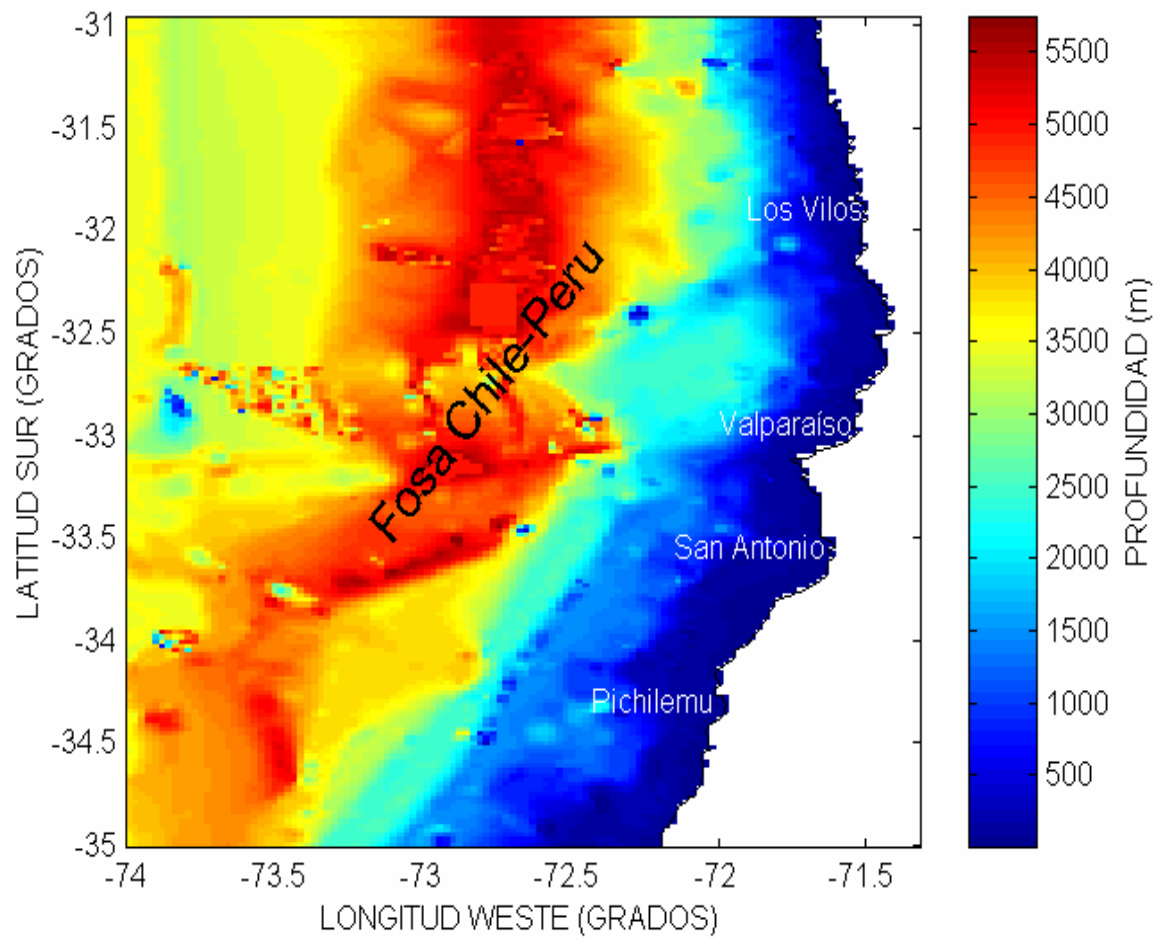
**FIGURA 6**

Puerto Los Vilos – Grilla de 3''



**FIGURA 7**

**Batimetría de la Región de Estudio - Tsunamis de 1730 y 1906.**



#### **4.2. Fuente de los datos**

La simulación numérica de los eventos de 1730 y 1906 requirió el empleo de los siguientes datos:

##### **Topográficos y Urbanos:**

Formato digital. Extraídos de una Restitución Aerofogramétrica SHOA del área de Los Vilos, escala 1:5.000, con apoyo terrestre SHOA, proyección UTM, datum geodésico WGS-84 y meridiano central 75, con curvas de nivel cada 5 metros, desde el nivel medio del mar hasta la cota de los 100 metros. Fotografía SAF escala 1:20.000, del año 1997.

##### **Batimétricos:**

Formato digital. Para las regiones costera y oceánica se utilizó una base de datos batimétricos obtenidos de las cartas SHOA N° 4311, 4000 y 5000, respectivamente.

##### **Antecedentes Sísmicos e Históricos:**

Se consideraron las siguientes investigaciones sismológicas realizadas a la fecha y los antecedentes históricos disponibles, para extraer los parámetros de falla de los eventos simulados y generar la deformación del terreno para cada uno de ellos: Barrientos, S. (1988); Choy, G. y J. W. Dewey (1988); Bart, W. T. y L. Ruff (1991); Kausel, E. y D. Ramírez (1992); Barrientos, S. (1993); Araneda, M., M. S. Avendaño y E. Kausel, (199?); Mendoza, C., S. Hartzel y T. Monfret (1993); Pardo, Comte y Eisemberg, (1989); Comte et al, (1986).

Existen algunos antecedentes históricos confiables e informes recientes, que permiten conocer los efectos de los terremotos y tsunamis de 1906 y 1985 en el litoral central de Chile: Mostessus de Ballore (1912), recopilaciones modernas como las de Silgado (1974 y 1985), Soloviev y Go (1975), Urrutia y Lanza (1993) y el Informe SHOA sobre el Terremoto del 3 de Marzo de 1985.

La simulación numérica de ambos eventos fue realizada a partir de los parámetros de falla indicados en las Tablas 1 y 2:

**TABLA 1**

Parámetros de falla para simular el Tsunami de 1730

PARAMETROS	TSUNAMI 1730
Extremo Sur	34° Lat. S – 73 Lon. W
Dislocación	8 m.
Largo	550 Km.
Ancho	150 Km.
Rumbo	N10°E
Buzamiento	18°
Profundidad	15 Km.
Angulo Desplazamiento	90°

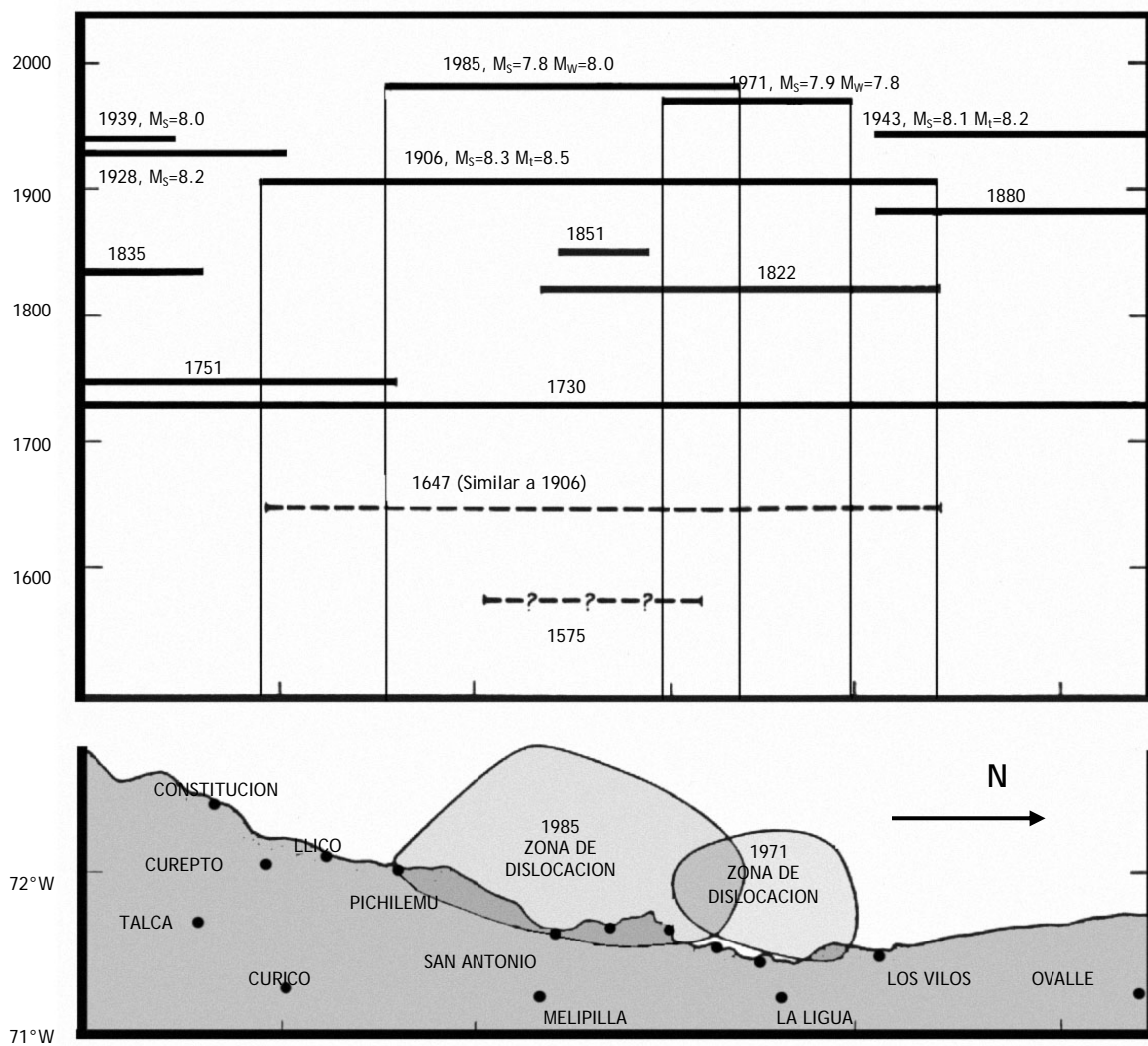
**TABLA 2**

Parámetros de falla para simular el Tsunami de 1906.

PARAMETROS	TSUNAMI 1906
Extremo Sur	35,1° Lat. S – 72° Lon. W
Dislocación	4,6 m.
Largo	330 Km.
Ancho	130 Km.
Rumbo	N10°E
Buzamiento	18°
Profundidad	15 Km.
Angulo Desplazamiento	90°

Las zonas de dislocación para estos terremotos pueden observarse en la Figura 8:

**FIGURA 8**



## 5.- RESULTADOS

### 5.1. Simulación Numérica Tsunami de 1906 – Puerto Los Vilos

En el Anexo “A” se observa la secuencia de propagación del *tsunami* cada 5 minutos durante una hora de simulación, en la malla de resolución espacial de 3” correspondiente al puerto Los Vilos.

Al momento de generarse el sismo (T=0 minutos), con los parámetros de falla indicados en la Tabla 2, se registra una elevación instantánea del nivel del mar de 0,5 metros en toda el área de interés (Fig. 1a). La Figura 1b muestra un flujo muy lento (0,2 m/s) en dirección norte que tiende a ingresar a la bahía.

Entre los 5 y 20 minutos de ocurrido el sismo (Fig. 2a - 5a), no se registra variaciones significativas del nivel del mar respecto a T=0 minutos. Las figuras 2b, 3b y 4b muestran la manifestación del flujo inicial ingresando a la bahía, afectando más intensamente la zona sur del área de interés con corrientes máximas de 5 m/s. La figura 5b, correspondiente a los 20 minutos, muestra una condición de reflujo predominante (Fotografías 1 y 2).

A los 25 minutos, se observa un descenso de entre 1,5 y 2,0 metros bajo el nivel medio del mar (Fig. 6a), el que afecta a toda la bahía. Asociado a este descenso, en la figura 6b se registra la intensificación de la corriente de reflujo observada a los 2 minutos, con vectores de corriente que salen desde todo el borde costero de la bahía en dirección W y SW, y que registran una magnitud máxima de 4,5 m/s en el sector de punta Los Vilos (Fotografías 1 – 5).

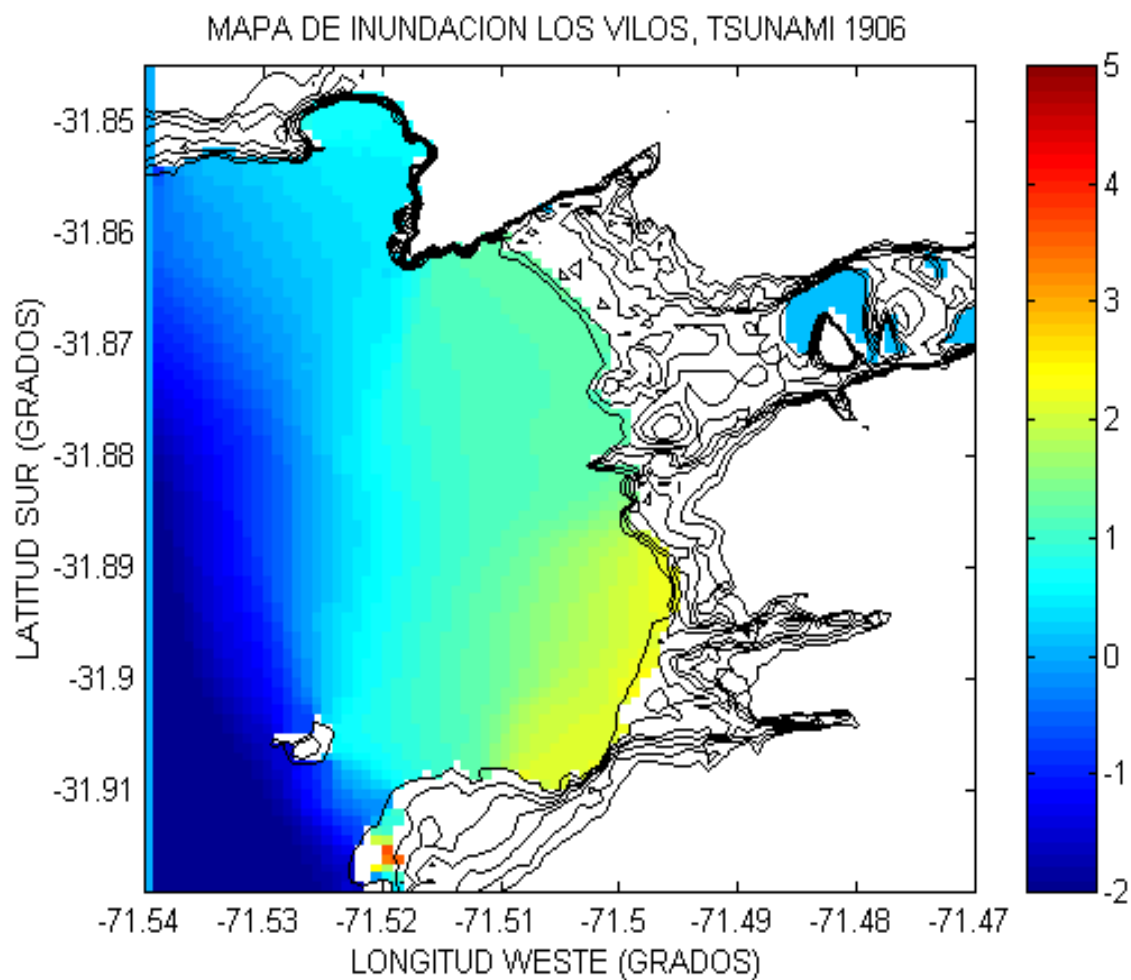
Entre 30 y 40 minutos (Figuras 7a, 8a y 9a), se observa el arribo del primer tren de ondas del *tsunami*, el que impacta el borde costero del sector urbano de la ciudad a los 40 minutos y alcanza alturas máximas de 2,5 metros (Fig. 9a) (Fotografías 4 – 10). La figura 8b muestra los vectores de corriente que ingresan a la bahía con intensidades máximas de 3 m/s frente al sector urbano.

A partir de los 45 minutos y hasta los 55 minutos, se registran descensos de 2 metros bajo el nivel medio del mar (Figuras 11a y 12a), con ausencia de energía del *tsunami* que pueda generar olas en todo el borde costero. Tal situación es acompañada por un leve reflujo de dirección W que alcanza una intensidad máxima de alrededor de 1 m/s a los 50 minutos (Fig. 11b).

A partir de los 60 minutos (Fig. 13a), comienza a registrarse el arribo de un segundo tren de ondas del *tsunami*. A los 65 minutos estas ondas alcanzan alturas máximas de entre 2 y 2,5 metros frente al sector urbano (Fig. 14a) (Fotografías 4 – 7). Las figuras de vectores de corriente correspondientes muestran un patrón de circulación similar durante todo el lapso indicado, con intensidades muy bajas (Fig. 13b y 14b), lo que indica la disminución de la energía del *tsunami* en Los Vilos, lo cual fue corroborado con la simulación de una hora más, información que no es presentada en este informe.

La inundación máxima generada, durante la simulación del tsunami de 1906 en la grilla de 3" del borde costero del puerto Los Vilos, se presenta en la figura 9 (Fotografías 1 – 10).

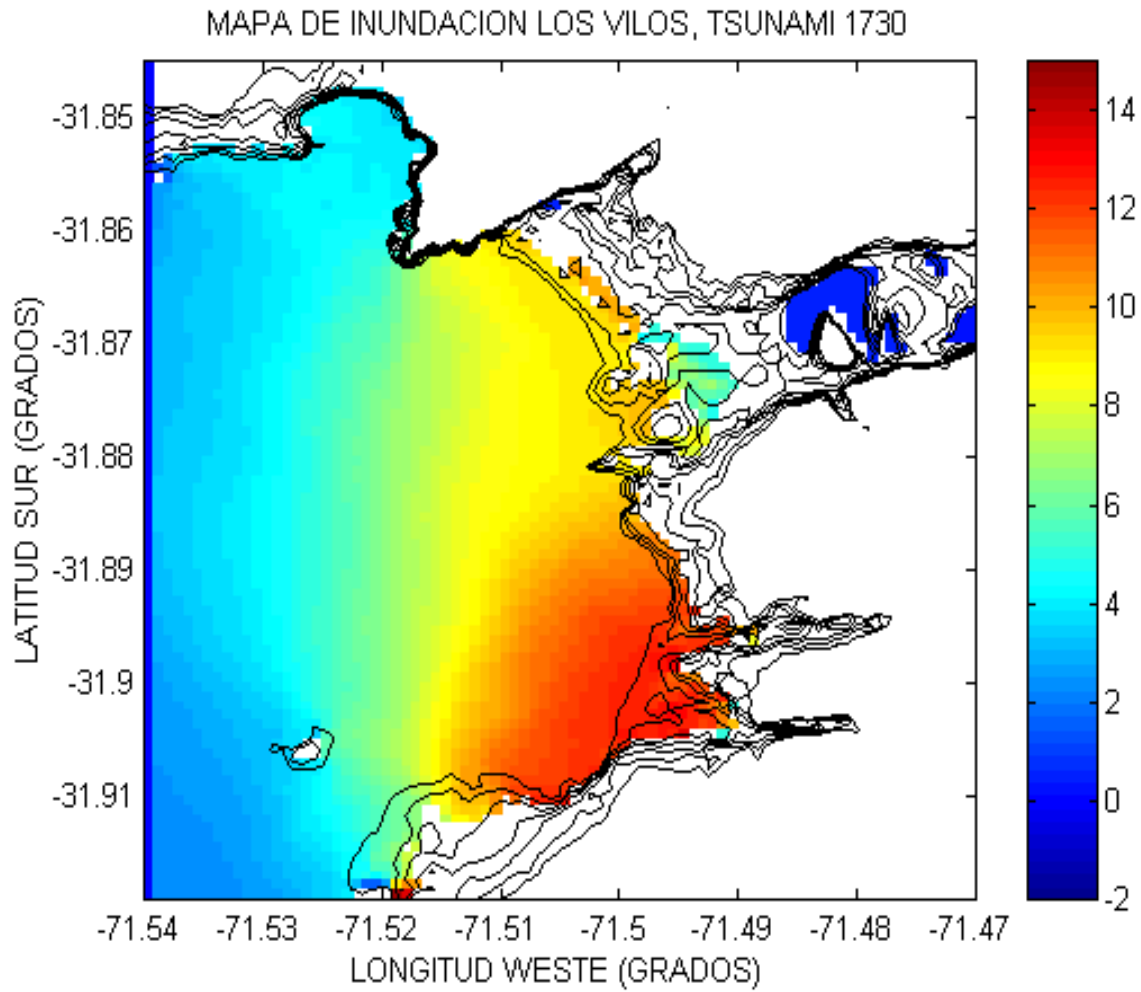
**FIGURA 9**



Como antecedente complementario para el análisis, discusión y conclusiones de este informe, se presenta además la inundación máxima alcanzada por el *tsunami* de 1730 (Figura 10). Los parámetros sísmicos utilizados en la simulación de este evento son los indicados en la Tabla 1



**FIGURA 10**



Al comparar ambos mapas, se observa que un evento del tipo 1730 afecta en forma significativa el área urbana de la ciudad, alcanzando alturas de entre 10 y 12 metros. Hacia el norte, en el sector punta Chungo y playa Amarilla las alturas máximas registran 9 metros; en caleta Nágue las alturas no sobrepasan 4 metros.

## **5.2. Carta de Inundación por Tsunami – puerto Los Vilos.**

Con los resultados de la simulación del tsunami de 1906 (área inundada en la grilla de 3 segundos de arco) se elaboró la Carta de Inundación para el área urbana del puerto Los Vilos (escala 1:10.000). En un plano georeferenciado con curvas de nivel y red vial principal de la ciudad, se determinó el área inundada para un evento extremo de campo cercano, superponiendo el contorno de inundación máxima provocada por el evento de 1906.

El evento de 1730 tiene un período de recurrencia mucho mayor que el de 1906, por lo cual su probabilidad de ocurrencia en los próximos 50 años es muy baja.

## 6. CONCLUSIONES

- a. Al momento de ocurrir el sismo, se observa una primera manifestación del *tsunami* caracterizada por un incremento promedio del nivel del mar de 0,5 metros sobre el nivel medio.
- b. Hay dos trenes principales de ondas que arriban a la zona costera; el primero a partir de los 40 minutos, asociado a un flujo de dirección este y el segundo a los 65 minutos.
- c. La simulación de este evento muestra alturas máximas que alcanzan 2,5 metros, frente al sector urbano del puerto Los Vilos. El flujo asociado a las ondas es lento y de baja intensidad, y comienza a manifestarse a partir de los 25 minutos de ocurrido el terremoto.
- d. Las velocidades máximas de la corriente (de 5 m/s), obtenidas durante la simulación del *tsunami* afectan principalmente al sector punta Los Vilos, extremo sur del área de interés.
- e. Al comparar los mapas de inundación para los eventos del tipo 1730 y 1906, se observa que el primer evento afecta en forma mucho más significativa el sector urbano del puerto Los Vilos, no obstante eventos del tipo 1730 tienen un tiempo de recurrencia mayor, por lo que su probabilidad de ocurrencia es menor a los del tipo 1906.
- f. La carta de inundación por tsunami para el puerto Los Vilos (TSU-4311), muestra que todo el borde costero del sector urbano de la ciudad ubicado bajo la cota topográfica de los 3 metros, es una zona de alto riesgo de inundación por tsunami.

## GLOSARIO

ANGULO. DE DESPLAZAMIENTO:	En tectónica, ángulo correspondiente a la dirección relativa de desplazamiento del bloque superior respecto del bloque inferior, medido sobre el plano de falla, a partir de la línea de rumbo, en el sentido contrario al de las manecillas del reloj.
BUZAMIENTO:	Angulo que mide la inclinación de una estructura o plano, a lo largo de la dirección de máxima pendiente, hacia abajo del plano de falla, medido entre la pendiente máxima y la horizontal; este ángulo se mide por medio de un inclinómetro.
CONVECCION:	En general, movimientos de masa dentro de un fluido que resulta en transporte y mezcla de sus propiedades. Es un medio principal de transferencia de energía. En el interior de la Tierra, en particular, movimientos ascendentes del manto producidos por el calor interno del planeta.
DIFRACCION:	Curvatura de una onda en un cuerpo de agua alrededor de un obstáculo, por ejemplo, la interrupción de un tren de ondas por un rompeolas u otra barrera.
DISLOCACION:	Desplazamiento entre bloques de una falla, a lo largo del plano de falla, medido en metros.
EPICENTRO:	Punto de la superficie de la tierra localizado directamente sobre el foco o hipocentro de un sismo.
FALLA:	Fractura en la corteza de la Tierra acompañada por un desplazamiento de un lado de la fractura respecto al otro.
FOSA TECTONICA:	Depresión del terreno hundida entre dislocaciones laterales.
HIPOCENTRO:	Localización calculada del foco de un terremoto.
INTENSIDAD:	Medida de los efectos de un terremoto sobre humanos y estructuras, en un lugar particular. La intensidad de un terremoto en un punto no depende sólo de su magnitud sino también de la distancia al epicentro del terremoto, de su profundidad y de la geología local en este punto. Las líneas que unen puntos de igual intensidad se llaman <i>isosistas</i> .

MAGNITUD:	Medida de la fuerza o energía liberada por un sismo, la que es determinada instrumentalmente por instrumentos sismográficos.
ONDAS SISMICAS:	Término general para identificar a todas las ondas elásticas producidas por terremotos o generadas artificialmente por explosiones; estas incluyen las ondas de cuerpo (P y S) y las ondas superficiales.
PLACA TECTONICA:	Uno de los grandes fragmentos de la corteza terrestre que se desplaza como una unidad rígida en relación a otras.
PROPAGACION DE ONDAS:	Transmisión de ondas a través de un cuerpo.
REFRACCION:	Deflexión de una onda de tsunami durante su propagación, debido a su paso desde una zona a otra de diferente profundidad, lo que cambia su velocidad.
SISMO TSUNAMIGENICO:	Sismo generador de tsunami.
SUBDUCCION:	Proceso de descenso de una placa tectónica bajo otra.
TSUNAMI:	Tren de ondas largas progresivas y gravitacionales con longitudes de onda del orden de centenares de km., que se forman en el océano al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración y gran extensión en su fondo o en su superficie.

## **SIGLAS UTILIZADAS**

CICESE	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México.
COI	Comisión Oceanográfica Intergubernamental.
GIC/ITSU	Grupo Internacional de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami en el Pacífico.
SHOA	Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
SNAM	Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (Chile).
TIME	Tsunami Inundation Modeling Exchange / Proyecto de Intercambio de Modelos de Inundación por Tsunamis.

## BIBLIOGRAFIA

- Abe, K. (1973). "Tsunami and mechanism of great earthquakes". *Phys. Earth, Planet. Inter.*
- Abe, K. (1975). "Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data". *J. Of Geophys. Res.*, 84: 1561-1568.
- Barrientos, S. E. y Ward S. (1990). "The 1960 Chile Earthquake: Inversion for Slip Distribution from Surface Deformation". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 130 (1990).
- Bart, W. T. and Ruff, L. (1991). "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone". *J. of Geophys. Res.*, 96 (B7): 11997-12022.
- Cañón, J. y Morales E., (1985). "Geografía del Mar Chileno". Tomo IV-Instituto Geográfico Militar, Chile.
- Comte, D.; Eisenberg, A. y Pardo, M. (1988). "Sismicidad y riesgo sísmico en el margen continental de Sudamérica entre los 16°- 22° Sur". En *Primeras Jornadas Chilenas de Geofísica, Actas del V Congreso Geológico Chileno*, F227-F246.
- Comte, et al. (1986). "The 1985 Central Chile Earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region". *Universidad de Chile. Santiago – Chile*.
- Díaz, J. (1992). "Estudio de fuentes de tsunamis y de terremotos: aplicación en el Norte de Chile y Sur de Perú". *Memoria de Título de Oceanógrafo, Univ. Católica de Valparaíso*.
- Farreras, S. (1995). "Tsunamis en México". *Unión Geofísica Mexicana. Monografía N°5*.
- Goto, C. and Ogawa, Y. (1982). "Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme". *Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by Shuto*.
- Iida, K., D. C. Cox and Pararas-Carayannis G. (1967). "Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean". *Univ. Hawaii, Inst. Geophys. Data Rep. 5 HIG-67-10, 274 pp*.
- Inamura, F. y Satake, K. (1995). "Tsunamis: 1992-1994, their generations, dynamics and hazard". *Birkhauser Verlag, Switzerland*.
- Iwasaki T. and A. Mano (1979). "Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description". *Proc. Of 26<sup>th</sup> Conf. On Coastal Eng. JSCE, 70 –74 (in Japanese)*.
- Kanamori, H. y Cipar J. (1974). "Focal Process of the Great Chile Earthquake May 22, 1960". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9 (1974) 128-136.

- Kausel, E. y Ramírez D. (1992). "Relaciones entre Parámetros Focales y Macrosísmicos de Grandes Terremotos Chilenos". Revista Geofísica 37: 36 – 194.
- Lockridge, P. (1985). "Tsunamis in Chile-Perú". Report SE-39 World Data Center a for solid earth and Geophysics. Boulder, Colorado.
- Lomnitz, C. (1970). "Major earthquakes and Tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955". Soderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 59.
- Liu, P.L.F., Yoon Ch. S. and Seo Y.S. (1995). "Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster prevention and Warning*, Y. Tsuchiya and N. Shuto (eds.), Kluwer Academic Publishers, 99-115.
- Mansinha, L. y Smylie, D.E. (1971). "The displacement field of inclined faults". Bulletin Seismological Society of America.
- Morales, E. (1984). "Geografía de los fondos marinos del mar de Chile". Tomo VI-Instituto Geográfico Militar (Chile).
- Mostessus de Ballore, F. (1912). "Historia sísmica de los Andes Meridionales". Edit. Cervantes, Santiago, Chile.
- Okal, E. A. (1988). "Seismic Parameters Controlling Far-field Tsunami Amplitudes: A Review", Natural Hazards 1: 67-96.
- Okal, E. A. and Talandier, J. (1989). "Mm: A Variable-period Mantle Magnitude". J. Geophys. Res. 94: 4169-4193.
- Pardo, M., Comte, D. And Eisemberg, A. (1989). "Sismicidad histórica y evaluación del peligro sísmico en la zona central de Chile". in Ministerio de Vivienda y Urbanismo (eds.). 5º Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Vol.1. Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.
- Reymond, D., Hyvernaud, O., and Talandier, J. (1993). "An Integrated System for Real-time Estimation of Seismic Source Parameters and its Application to Tsunami Warning". Tsunamis in the World, 177-196.
- Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (1995). "Maremotos en la costa de Chile". SHOA Pub. 3016, 2a. Edición.
- Shuto, N. (1995). "TIME Proyect-Manual of Numerical Simulations of Tsunamis". IOC/ITSU-XV/9, París.
- Shuto, N. y Tsuchiya, Y. (1995). "Tsunami: progress in prediction, disaster prevention and warning". Kluwer Academic Publishers-Holanda.



Silgado, E. (1985). "Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894". Proyecto SISRA, vol.10 CERESIS.

Smith, W. (1993). "On the accuracy of digital bathymetric data". Journal of Geophysical Research, 98(B6).

Soloviev, S. L. and Go, Ch. N. (1974). "A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean (173-1968), Nauka Publishing House, Moscow, U.S.S.R. Canadian translation, Fisheries and Aquatic Science 5077, Sidney, B.C., Canada. 310 pp.

Talandier, J. (1993). "French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT)". Natural Hazards 7: 237-256.

Takahashi, T.; Shuto, N.; Ortíz, M. and Imamura, F. "The 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake Tsunami ". Tsunami Workshop Proceedings 1995. 156 – 179.

Tinti, S. y Saraceno A. (1993). "Tsunami in the World-Fifteenth International Tsunami Symposium, 1991". Kluwer Academic Publishers-Holanda.

Urrutia, R. y Lanza, C. (1993). "Catástrofes en Chile 1541-1992" Edit. La Noria, Chile.