

## 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 los efectos de este riesgo natural, tales como la determinación de los niveles máximos de inundación esperados para eventos extremos de campo cercano. Esta 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.

La historia sísmica del norte chico de Chile, escasamente documentada, registra la ocurrencia de tres fuertes sismos tsunamigénicos, el primero de ellos acontecido el año 1796, el segundo data del año 1849 y el más reciente, de magnitud  $M_s = 8,3$  (Richter), registrado el 11 de noviembre de 1922. Los dos últimos eventos tuvieron considerables efectos en el puerto de Coquimbo.

El análisis de los parámetros sismológicos asociados al terremoto de 1922, se efectuó en base a la información contenida en el Informe del Trabajo de Campo del Proyecto FONDECYT N° 1981145 “Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sismológicas Terrestres y Submarinas”, realizado por la Universidad de Chile, el Institut du Physique du Globe de Strasbourg, Francia y el Institut du Recherche pour le Developpement (IRD - Francia), con el apoyo del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y la Armada de Chile.

De acuerdo a los antecedentes históricos disponibles, el *tsunami* de 1922 provocó grandes destrozos en los puertos de Chañaral, Caldera, Huasco y Coquimbo.

Antecedentes sobre lo ocurrido en Coquimbo, indican que aproximadamente 2 horas después del terremoto se presentó un tsunami; se registraron tres trenes de onda, de los cuales el tercero fue el más destructivo, mientras que las alturas máximas registradas fueron de alrededor de 6 metros. En algunas partes el mar salió hasta cuatro cuadras inundando la población obrera “Victoria”, barrio compuesto de unas 200 casas de material ligero, que fueron arrastradas por las aguas. El maremoto destruyó las bodegas y oficinas del ferrocarril, parte del malecón y muelle de pasajeros. A causa de la inundación y destrucción de la población “Victoria”, hubo 24 muertos y algunos heridos.

Por su parte el diario El Mercurio de la época informó: “A las 23.30 horas del día 10 de noviembre, sintióse un fuerte ruido subterráneo acompañado de un recio sacudón; después otro fortísimo remesón causó gran pánico en la población y grietas y desprendimientos de cornizas en muchos edificios. Al rato el mar llegaba hasta la calle Aldunate, arrollándolo todo y las poblaciones de la playa eran arrastradas” (Foto N°1). “Todo fue desolación y ruina. En el grabado, el vapor “Potrerillos” quedó varado en Playa Changa a corta distancia de la laguna de Puente Negro. Varios lanchones fueron conducidos por las aguas hasta el estero “El Culebrón”, donde enterraron sus proas. La población “Victoria” y la Avenida General Baquedano fueron devastadas en toda su extensión por la brabeza del mar” (Foto N°2).

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. El objetivo del presente estudio, es utilizando la metodología antes mencionada, simular el evento tsunamigénico de 1922 en las ciudades de Coquimbo y La Serena y con los resultados elaborar una cartografía con las áreas inundables. Cartografía de aplicación tanto para la Planificación Urbana como para la elaboración de los planes locales de Protección Civil.

**FOTO N°1**



**FOTO N°2**

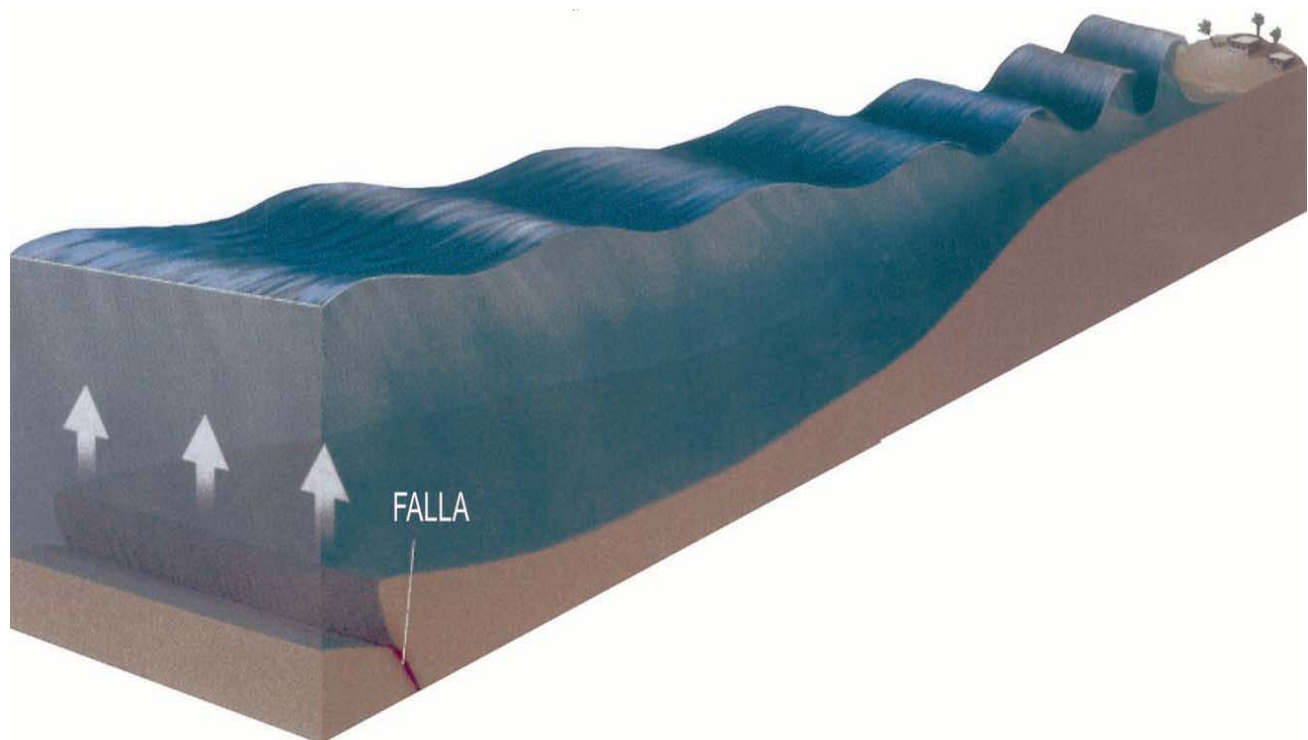


## 2.- MARCO TEORICO CONCEPTUAL

"*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).

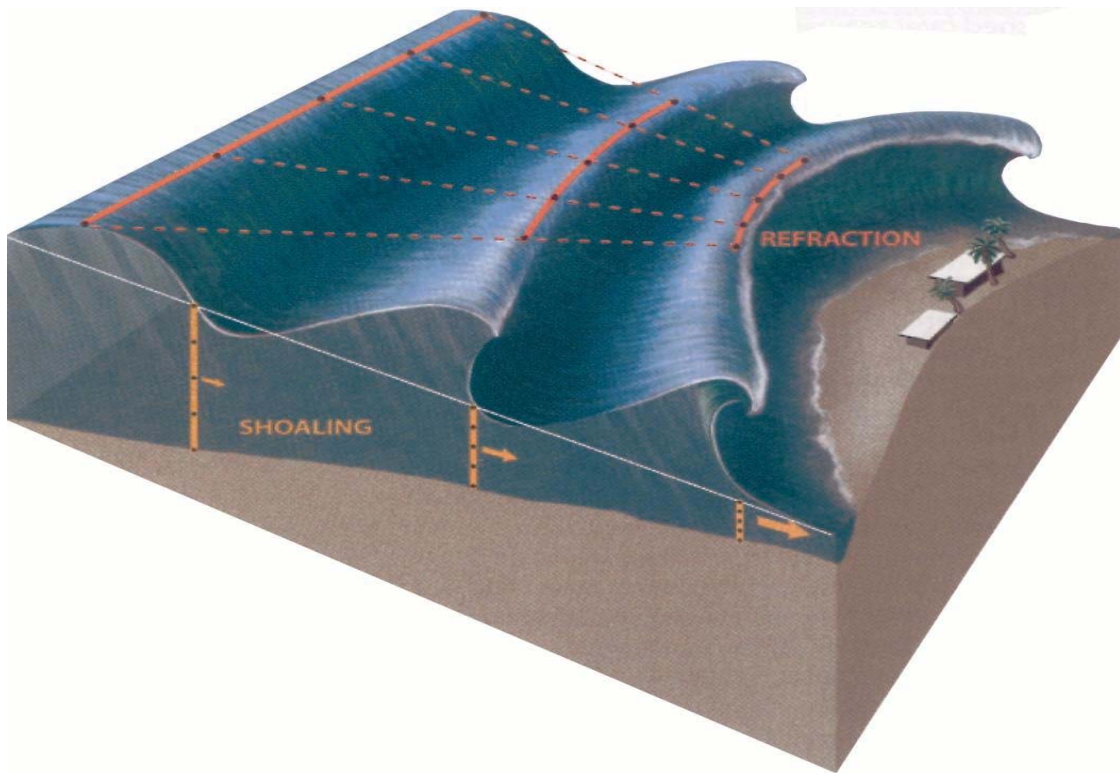
**FIGURA 1**

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



**FIGURA 2**

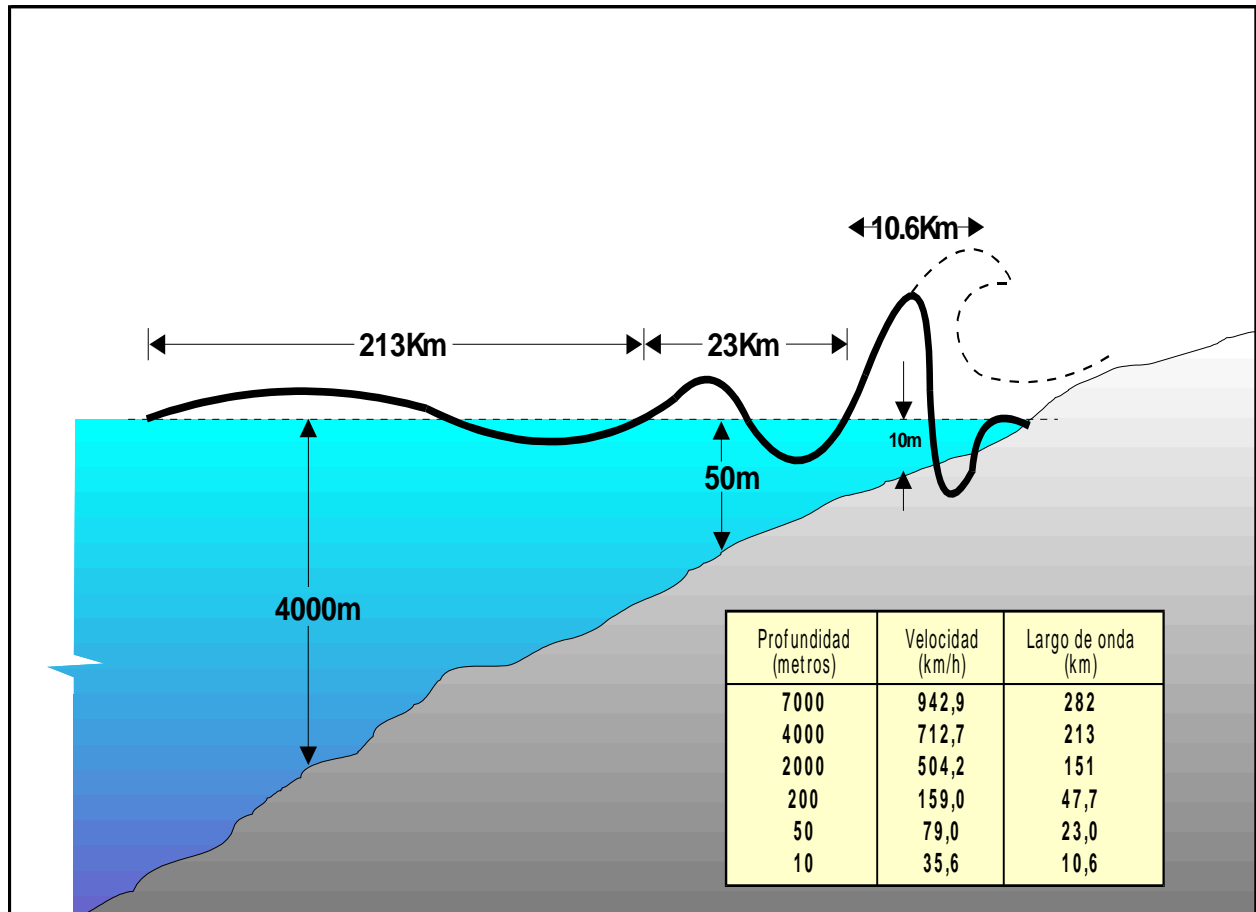
Características físicas de las ondas de *Tsunami*.



Los *tsunamis*, aunque no son demasiado frecuentes, cuando impactan zonas pobladas y/o industrializadas, pueden causar numerosas víctimas, daños físicos y desmedro de la economía de los países ribereños. 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 Hawaii 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*.

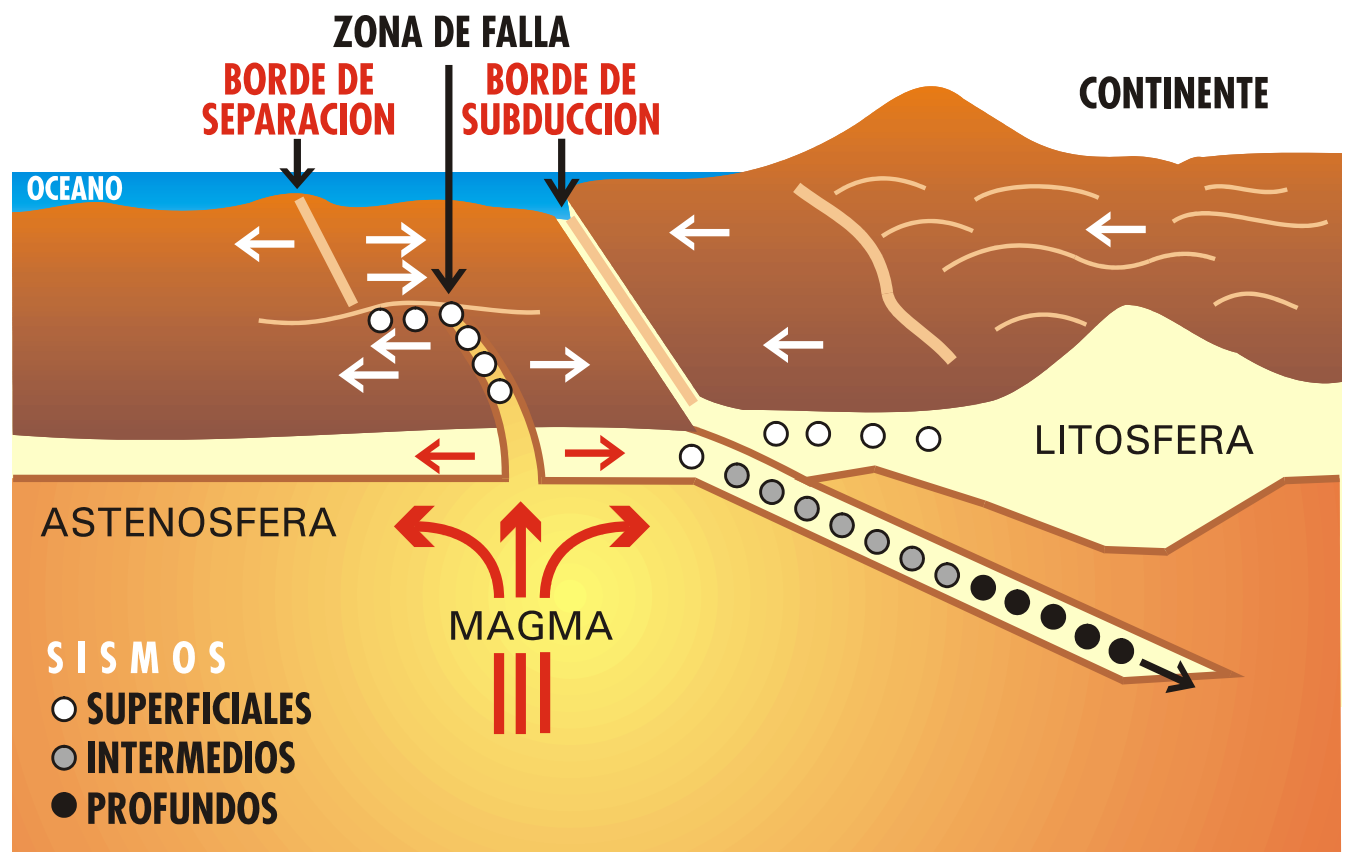


Dado que la mayor parte de la actividad tectónica se sitúa a lo largo de márgenes continentales activos que rodean al océano Pacífico, la gran mayoría de los *tsunamis* han ocurrido en este océano. En la costa oeste de Sudamérica se localiza el sitio de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la 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 deslizando 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.

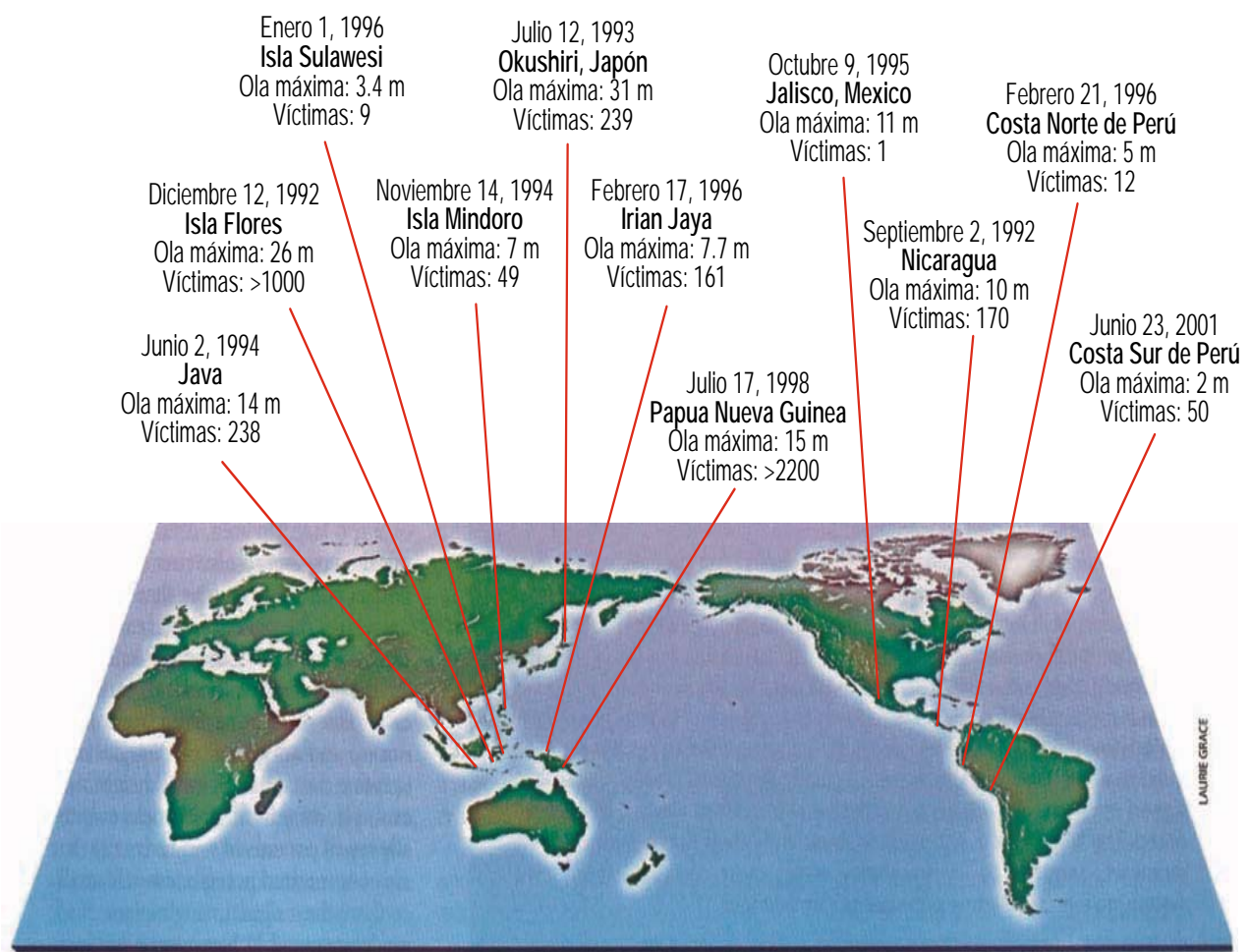




Una manera de clasificar los *tsunamis* es según si afectan sólo la región donde se generaron o si lo hacen también más allá de su fuente. Al respecto, un 90% de los *tsunamis* destructores poseen efectos sólo a escala regional y un 99% de las muertes debidas a *tsunamis* son locales respecto de las 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 fue de 2621.

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

Las características de un *tsunami* al llegar a la costa dependen de tres factores principales; estos 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 conoce con fundamentos bien documentados 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 m. 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: características de las ondas en mar abierto, profundidad, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión y atrapamiento de las ondas en las distintas formaciones costeras, entre otros. (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.

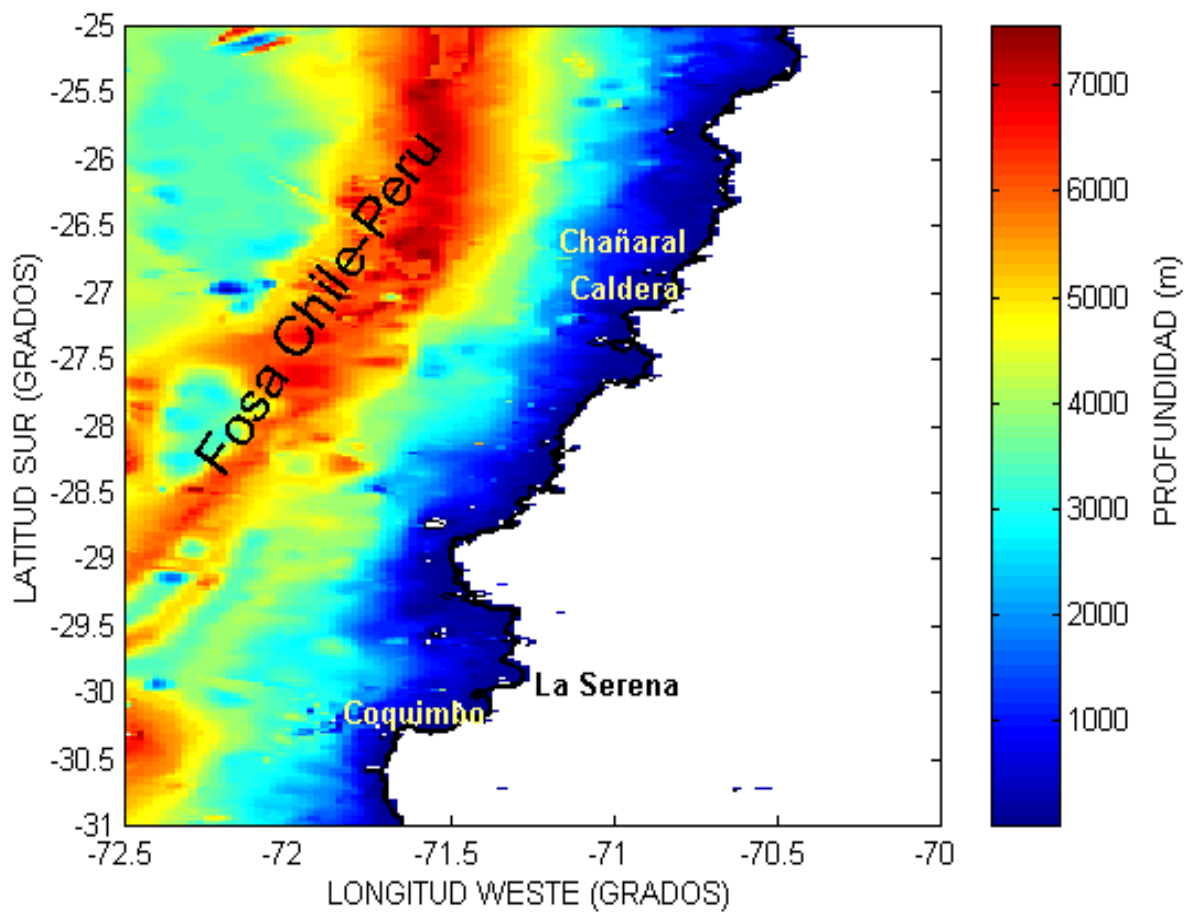
## 4.- DESARROLLO

### 4.1. Area de estudio

Para la elaboración de la carta de inundación del borde costero de las bahías Coquimbo y Herradura de Guayacán, se definió un área de interés que, para efectos prácticos, se dividió en dos cartas: coordenadas geográficas:  $29^{\circ}48'52''$  –  $29^{\circ}55'30''$  de latitud sur y  $71^{\circ}13'57''$  –  $71^{\circ}19'00''$  de longitud weste y  $29^{\circ}55'30''$  –  $30^{\circ}00'00''$  de latitud sur y  $71^{\circ}15'00''$  –  $71^{\circ}22'30''$  de longitud weste. La figura 6 muestra la batimetría de la región de estudio y la figura 7 muestra la zona de dislocación asociada al terremoto de Atacama del 11 de noviembre de 1922.

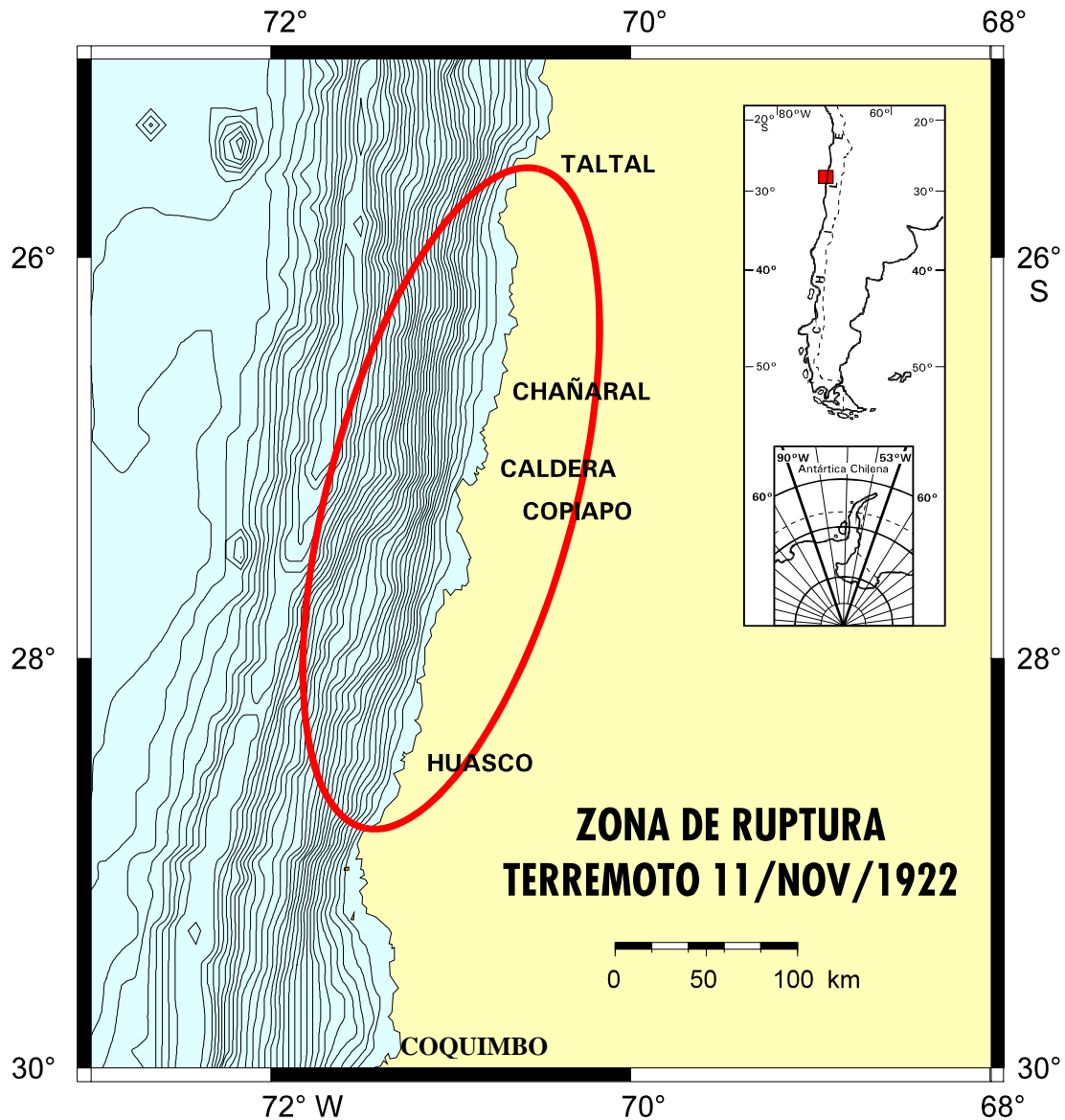
**FIGURA 6**

Batimetría de la Región de Estudio - Tsunami de 1922.



**FIGURA 7**

Zona de Ruptura – Terremoto de Atacama, Noviembre 1922.



Fuente: Comte, D. y T. Monfret. “Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sismológicas Terrestres y Submarinas”. Informe No Publicado (1999).

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

La simulación numérica del evento de 1922 requirió el empleo de los siguientes datos:

### **Topográficos y Urbanos:**

Formato digital. Extraídos de una Restitución Aerofotogramétrica SHOA, proyección UTM, escala 1 : 25.000 del área de interés – Vuelo SAF – 77, escala 1 : 60.000. La cartografía tiene información con curvas de nivel cada 5 metros, desde el nivel medio del mar hasta la cota de los 100 metros sobre el nivel medio del mar.

Formato digital. Extraídos de una Restitución Aerofotogramétrica del Instituto Geográfico Militar, año 1995, proyección UTM, del área de interés. Actualizada por MIDEPLAN – SECTRA, año 1999 y proporcionado por la Secretaría Regional de Planificación y Coordinación, como administrador del Sistema de Información Territorial de la Región de Coquimbo. La cartografía tiene información de la conurbación La Serena – Coquimbo escala 1:2.000.

### **Batimétricos:**

Formato digital. Para la generación de la grilla de la región costera (Bahías Coquimbo y Herradura de Guayacán) se utilizaron las cartas SHOA N° 4100 y N° 4111. Para la región oceánica se utilizó una grilla de datos batimétricos elaborada con información digitalizada a partir de las cartas SHOA N° 3000 y N° 4000.

### **Antecedentes Sísmicos:**

Para extraer los parámetros de falla asociados al evento de 1922 se consideraron los siguientes estudios sísmológicos realizados a la fecha: Comte, D. y T. Monfret, 1999, “Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sísmológicas Terrestres y Submarinas”. Beck et al., 1998, “Source Characteristics of Historic Earthquakes Along the Central Chile Subduction Zone”.

### **Antecedentes Históricos:**

Bobillier, C., 1926, “Boletín del Servicio Sísmológico de Chile - XVI - Año de 1922, Terremoto de Atacama”. Soloviev S. and Ch. Go, 1975, Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean. Lomnitz C., 1970, Major earthquake and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955.

La simulación numérica del tsunami fue realizada a partir de los siguientes parámetros de falla indicados en la Tabla 1:

**TABLA 1**

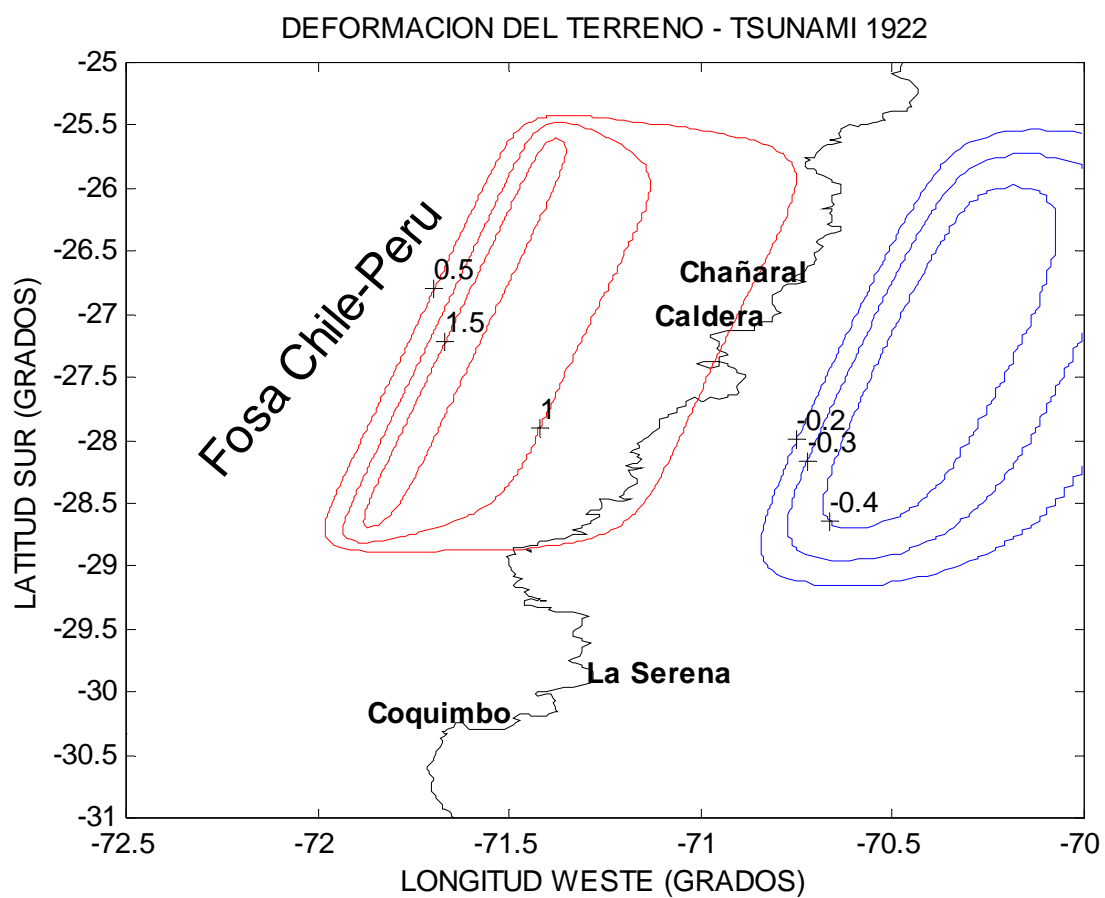
**Parámetros de falla para simular el Tsunami de 1922 en las bahías de Coquimbo y Herradura de Guayacán.**

<b>PARAMETROS</b>	<b>TSUNAMI 1922</b>
Extremo Sur (Origen)	28,8° Lat. S – 71,9° Long. W
Dislocación	3,5 metros
Largo	380 Kilómetros
Ancho	130 Kilómetros
Rumbo	9°
Buzamiento	20°
Profundidad	10 Kilómetros
Angulo de Desplazamiento	90°

En la Figura 8 se observa la deformación del terreno obtenida con estos parámetros de falla:



**FIGURA 8**



## 5. RESULTADOS

### 5.1. Simulación Numérica Tsunami de 1922 – Bahías Coquimbo y Herradura de Guayacán

En el Anexo “A”, se observa la secuencia de propagación del tsunami cada 5 minutos durante tres horas de simulación, en la grilla correspondiente a las bahías de Coquimbo y Herradura de Guayacán. Desde el momento que ocurre el terremoto ( $t=0$  minutos) y hasta 5 minutos después, el nivel del mar dentro de las bahías no registra alteraciones significativas (Fig. 1a). En concordancia con esto, la figura 1b muestra pequeños vectores de corriente de muy baja velocidad que ingresan a la bahía Coquimbo por el norte en dirección perpendicular a la costa y se distribuyen paralelos a ella por el sur.

Entre los 10 y 15 minutos después de ocurrido el terremoto, el nivel del mar asciende muy levemente, alcanzando una altura de alrededor de 0,5 metros sobre el nivel medio del mar (Figs. 2a y 3a). Las figuras 2b y 3b muestran que hasta ese momento existe un flujo de corrientes de baja velocidad en dirección hacia la costa, el que indica la entrada de un primer tren de ondas.

Posteriormente, entre los 20 y 25 minutos, se observa el ingreso franco del primer tren de ondas del tsunami, impactando inicialmente a los 25 minutos el borde costero de la bahía Herradura de Guayacán y el sector norte de la bahía Coquimbo (Figs. 4a y 5a); estas ondas alcanzan alturas cercanas a 1,5 metros sobre el nivel medio del mar. Asociado a este tren de ondas, a los 25 minutos, se observan significativos flujos de corrientes en dirección hacia la costa, los cuales alcanzan valores extremos de entre 12,6 y 18 km/hr, en la península Coquimbo y en la bahía Herradura de Guayacán (Figs. 4b y 5b).

Los efectos del primer tren de ondas continúan registrándose entre los 30 y 35 minutos, observándose que las zonas afectadas ahora corresponden a los sectores turísticos de playa Peñuelas y playa El Faro, con alturas de onda de 2 metros (Figs. 6a y 7a). Los flujos de corrientes asociados, a los 30 minutos muestran aún un flujo en dirección hacia la costa en bahía Coquimbo y un refluo en bahía Herradura de Guayacán; a los 35 minutos, los vectores de velocidad indican un refluo en dirección oeste, con núcleos de velocidad máxima de 18 km/hr, en ambas bahías (Figs. 6b y 7b).

Entre los 40 y 45 minutos, comienza a manifestarse un pequeño descenso del nivel del mar en el sector norte y centro de la bahía Coquimbo, sin embargo en el interior de bahía Coquimbo y en el sector correspondiente a la costanera y puerto de Coquimbo, aún se observan los efectos del primer tren de ondas del tsunami, con alturas que alcanzan entre 1,5 y 2 metros (Fig. 8a y 9a). Los vectores de corriente muestran el comienzo del retroceso de esta onda de tsunami, que sale de la costa con velocidades de alrededor de 5,4 km/hr (Figs. 8b y 9b).

El descenso del nivel del mar se mantiene entre los 50 y 60 minutos, el que alcanza valores de 3 metros bajo el nivel medio del mar, sin embargo, a los 60 minutos en la zona costera

frente a bahía Herradura de Guayacán, el nivel de las aguas aumenta alrededor de 1 metro sobre el nivel medio del mar indicando el arribo de un segundo tren de ondas (Figs. 10a, 11a y 12a). Los vectores de corrientes, entre los 50 y 55 minutos, muestran una condición de reflujo en el sector de bahía Coquimbo y una corriente paralela a la costa, la que cambia de dirección e ingresa a la bahía Herradura de Guayacán (Figs. 10b y 11b). Las velocidades promedios aquí observadas son de alrededor de 7 km/hr, mientras que los núcleos de máxima velocidad alcanzan los 18 km/hr. A los 60 minutos en cambio, los vectores de velocidad indican un flujo principal en dirección hacia la costa, anticipando la llegada de otro tren de ondas (Fig. 12b).

A los 65 minutos comienza el arribo del segundo tren de ondas del tsunami, afectando nuevamente a la zona norte de bahía Coquimbo y el borde costero de bahía Herradura de Guayacán, con alturas máximas del orden de 1 y 2 metros sobre el nivel medio del mar respectivamente (Fig. 13a). Los vectores de corriente muestran flujos predominantes en dirección hacia la costa con una velocidad promedio del orden de 10,8 km/hr en el centro de bahía Coquimbo y boca de bahía Herradura de Guayacán. Los núcleos de máxima velocidad fluctúan entre 14,4 y 18 km/hr (Fig. 13b).

Entre los 70 y 75 minutos, se registra el arribo de las ondas a la zona costera del centro y sur de bahía Coquimbo, con alturas máximas de 2,5 metros frente a playa Peñuelas, en cambio en bahía Herradura de Guayacán se observa un leve descenso del nivel del mar (Figs. 14a y 15a). Las corrientes asociadas a este segundo tren de ondas son de flujo y reflujo respectivamente, es decir, a los 70 minutos la dirección principal del flujo es hacia la costa en toda el área de bahía Coquimbo y en dirección hacia fuera de la costa en bahía Herradura de Guayacán. A los 75 minutos ocurre lo inverso, flujos hacia fuera de la costa en bahía Coquimbo y hacia la costa en bahía Herradura de Guayacán. En ambos casos se registran velocidades máximas de entre 12,6 y 16,2 km/hr (Figs. 14b y 15b).

El impacto más significativo de este segundo tren de ondas se registra a los 80 minutos en la zona del borde costero y puerto de Coquimbo, al sur de la bahía del mismo nombre; así como también en la costa de bahía Herradura de Guayacán. Las alturas alcanzadas fluctúan entre 2,5 y 3,5 metros sobre el nivel medio del mar en ambas áreas (Fig. 16a). A los 85 minutos, se mantiene el aumento del nivel del mar, alcanzando un valor cercano a 1,8 metros en el sector norte de bahía Coquimbo, sin embargo en bahía Herradura de Guayacán, borde costero y puerto de Coquimbo se inicia un descenso de las aguas (Fig. 17a). En las figuras 16b y 17b se observan vectores asociados a fuertes corrientes y contracorrientes con velocidades de alrededor de 7,2 a 16,2 km/hr. A los 85 minutos el reflujo predominante produce una corriente paralela y en dirección hacia la costa en bahía Coquimbo.

Entre los 90 y 100 minutos la situación predominante es un descenso del nivel del mar, el cual alcanza un máximo de 2,5 metros bajo el nivel medio del mar, en la zona central de bahía Coquimbo a los 100 minutos. Si bien este descenso se manifiesta en ambas bahías, a los 90 y 95 minutos se puede observar energía remanente del segundo tren de ondas de tsunami en el sector de playa El Faro y bahía Herradura de Guayacán, respectivamente (Figs. 18a, 19a y 20a). Al igual que en el caso anterior, el descenso del nivel del mar está asociado a corrientes de reflujo con dirección fuera de la costa, las cuales tienen una velocidad promedio de 7,2 km/hr y núcleos de máxima velocidad de 14,4 km/hr (Figs. 18b y 19b). A los 100 minutos, los vectores de

velocidad cambian de dirección, indicando ahora un flujo hacia la costa, el que precede a la llegada de un tercer tren de ondas de tsunami (Fig. 20b).

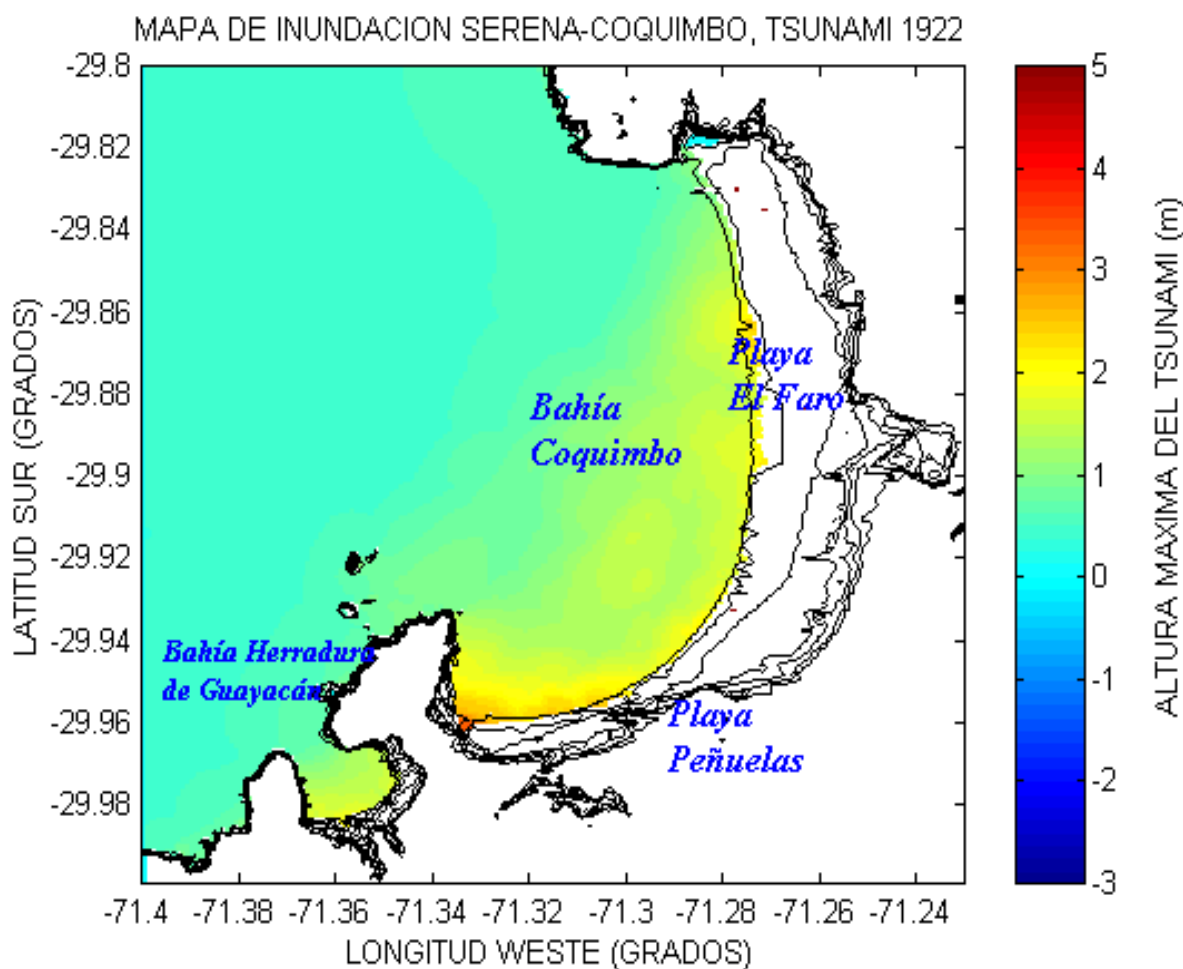
El arribo del mencionado tercer tren de ondas de tsunami, comienza a manifestarse a los 105 minutos con un nuevo ascenso del nivel del mar en bahía Coquimbo (Fig. 21a). Consecuentemente con ello, los vectores de corriente se han intensificado en dirección hacia la costa, donde se registran intensidades máximas de hasta 12,6 Km/hr (Fig. 21b). A los 110 minutos las ondas de tsunami impactan principalmente el centro de bahía Coquimbo y a los 115 minutos llegan al sector sur, con alturas máximas de 2 metros en ambos casos (Figs. 22a y 23a). Los vectores de corrientes asociados, muestran que a los 110 minutos se producen flujos y reflujos que impactan la costa en el sector norte y sur de bahía Coquimbo, en cambio a los 115 minutos se produce un reflujo principal que sale de la bahía con velocidades entre 9 y 16, 2 km/hr.

Finalmente entre los 120 y 175 minutos restantes de la simulación, la secuencia de propagación muestra que la energía remanente del tsunami genera ondas de una altura máxima no superior a los 2,5 a los 145 y 150 minutos y de 1,8 metros a los 175 minutos, frente a bahía Coquimbo (Fig. 24a – 35a). Los flujos inducidos hacia y fuera de la costa continúan siendo importantes, sin embargo no superan las intensidades máximas registradas anteriormente. Se destacan entre ellos los flujos hacia la costa que impactan directamente el sector sur de bahía Coquimbo a los 135 y 175 minutos.

## 5.2. Carta de Inundación – Bahías Coquimbo y Herradura de Guayacán

Con los resultados de la simulación numérica del *tsunami* de 1922 en las bahías de Coquimbo y Herradura de Guayacán, correspondientes al plano de inundación en una grilla de 3 segundos de resolución, mostrada en la figura 9, se elaboró la Carta de Inundación. En un plano georeferenciado del sector, que contiene curvas de nivel, la red vial y distribución de edificaciones urbanas, se superpone el contorno de inundación máxima, determinándose así el área inundada para un evento extremo de campo cercano. La inundación máxima generada es presentada en los mapas de inundación adjuntos (TSU – 4111A y TSU – 4111B).

FIGURA 9



## **6. CONCLUSIONES**

- a.** Los resultados de la simulación numérica del tsunami de 1922 en las bahías de Coquimbo y Herradura de Guayacán, coinciden con el nivel de inundación informado en el Boletín del Servicio Sismológico de Chile - XVI - Año de 1922, Terremoto de Atacama (Bobillier, C., 1926).
- b.** Al momento de ocurrir el terremoto, no se registran alteraciones del nivel del mar en las bahía de Coquimbo y Herradura de Guayacán.
- c.** Durante la simulación del tsunami de 1922 se presentan cuatro trenes de onda; el primero impacta el borde costero al interior de la bahía Herradura de Guayacán y el sector norte de la bahía Coquimbo, alrededor de 25 minutos después de ocurrido el sismo tsunamigénico, registrándose alturas máximas que alcanzan 2 metros en los sectores de playa Peñuelas y playa El Faro. Un segundo tren, y principal del tsunami, con ondas de una altura promedio de 3,5 m., se presenta a los 80 minutos; éste afecta con mayor intensidad el sector sur de la bahía Coquimbo. Finalmente, a los 105 y 145 minutos se registran el tercer y cuarto tren de ondas; las alturas máximas alcanzan 2 metros sobre el nivel medio del mar.
- d.** La dirección de incidencia de los vectores de corrientes asociados al arribo del tren de ondas principal, muestra una concentración de energía de las ondas en el sector central de bahía Coquimbo, principalmente frente a playa El Faro, con velocidades máximas de 14,4 a 18 km/hr. Frente al área urbana de Coquimbo, al sur de la bahía los vectores se orientan ortogonales a la línea de costa.
- e.** Durante las tres horas de simulación, se presentan cuatro valles de onda dentro de las bahías de Coquimbo y Herradura de Guayacán, a los 50, 90, 120 y 160 minutos, respectivamente. A los 50 y 90 minutos se inducen las más intensas contracorrientes (18 km/hr) y se presentan descensos máximos del nivel del mar de 3 metros bajo el nivel medio.
- f.** La inundación máxima generada por la simulación del tsunami de 1922, muestra que la zona urbana más afectada es la de Coquimbo, con una inundación que supera levemente la curva de nivel de los 5 metros en el sector del borde costero y puerto de Coquimbo.

## **GLOSARIO DE TERMINOS**

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.
Convección :	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.
Difracción :	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.
Dislocación :	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 Marina :	Area bien definida de gran profundidad (más de 5500 metros) que suele encontrarse cercana a la costa.
Fosa Tectónica :	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 sismográficos.
Ondas Sísmicas :	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 Tectónica :	Uno de los grandes fragmentos de la corteza terrestre que se desplaza como una unidad rígida en relación a otras.
Propagación de Ondas :	Transmisión de ondas a través de un cuerpo.
Refracción :	Deflección 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 Tsunamigénico :	Sismo generador de <i>tsunami</i> .
Subducción :	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**

<b>CICESE</b>	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México.
<b>COI</b>	Comisión Oceanográfica Intergubernamental.
<b>GIC/TSU</b>	Grupo Internacional de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami del Pacífico.
<b>SHOA</b>	Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
<b>S.N.A.M.</b>	Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (Chile).
<b>TIME</b>	Tsunami Inundation Modeling Exchange / Proyecto de Intercambio de Modelos de Inundación por Tsunami.

## BIBLIOGRAFIA

- Abe, K. 1973. "Tsunami and mechanism of great earthquakes". Phys. Earth, Planet. Inter.
- Beck *et al.* 1998. "Source Characteristics of Historic Earthquakes Along the Central Chile Subduction Zone".
- Bernard, E. 1991. "Tsunami Hazard, a practical guide for Tsunami hazard reduction". Kluwer Academic Publishers-Holanda.
- Bobillier, C. 1926. "Boletín del Servicio Sismológico de Chile - XVI - Año de 1922, Terremoto de Atacama"
- Cañón, J. y Morales, E. 1985. "Geografía del Mar Chileno". Tomo IV-Instituto Geográfico Militar, Chile.
- Comte, D., A. Eisenberg, y M. Pardo. 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, D., A. Eisenberg y M. Pardo. 1989. "Análisis cuantitativo de los grandes terremotos del Norte de Chile y Sur del Perú: estimación del peligro sísmico". En Actas de las 5as. Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago 279-289.
- Comte, D. y T. Monfret. 1999. "Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sismológicas Terrestres y Submarinas". Informe no publicado del trabajo de campo del Proyecto FONDECYT N° 1981145.
- 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". Monografía N°5 Unión Geofísica Mexicana.
- Guibourg, S., P. Heinrich and R. Roche. 1997. "Numerical modeling of the 1995 chilean Tsunami. Impact on French Polynesia". Geophysical Research Letters, vol. 24, N° 7.
- Hebenstreit, G. 1981. "Assessment of Tsunami hazard presented by possible seismic events: far field effects". Agency for International Development U.S. Department of State.
- 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.
- Lorca, E. y H. Gorziglia. 1992. "Terremotos y tsunamis, formas de reducir el riesgo".

Mansinha, L. and D. Smylie. 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.

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 Project-Manual of Numerical Simulations of Tsunamis". IOC/ITSU-XV/9, París.

Shuto, N. and Y. Tsuchiya. 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.

Soloviev S. and Ch. Go. 1975. Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean (1513-1968). Nauka publishing House, Moscow, USSR, 204 pp. Can. Transl. Fish. Aquat. Sci. 5078, 1984.

Tinti, S. 1993. "Tsunami in the World-Fifteenth International Tsunami Symposium, 1991". Kluwer Academic Publishers-Holanda.