

Guía de Geofísica n° 4

Profesor Jorge Reyes / Escrito por Christian Castro

Campo Magnético Terrestre / Momento Dipolar Magnético Terrestre / Modelo IGRF /
Armónicos Esféricos / Tsunamis

Campo Magnético Terrestre

El campo magnético de la Tierra, que es donde la fuerza magnética actúa, está relacionado con fenómenos naturales como la Aurora Boreal y la sorprendente capacidad de orientación de aves y mamíferos marinos durante sus largas migraciones. También es la causa de que una pequeña aguja imantada, suspendida en un hilo o flotando en agua, se oriente espontáneamente en dirección N-S (aproximadamente). Esta aguja, ubicada sobre una rosa de los vientos, se convierte en una brújula, un sencillo pero valioso instrumento que desde hace más de mil años sirve de guía a viajeros y navegantes.

Hubo que esperar hasta el año 1600 cuando el médico inglés William Gilbert explicó el origen de la extraña dirección de la brújula. Gilbert, en su trabajo dedicado al magnetismo (De Magnete), considerado por algunos como el primer tratado científico de la historia, demostró que el origen del fenómeno se encuentra en la propia esfera terrestre y que ésta se comporta como si de un imán se tratara. Ahora, 400 años después, sabemos mucho más.

Los científicos nos cuentan que el 90% del campo magnético que se registra en la superficie del planeta tiene su origen en el propio globo terrestre, tal y como afirmó Gilbert. El 10% restante procede de influencias externas, como el Sol y las capas altas de la atmósfera.

El campo magnético que observamos no es exactamente como el generado por un sencillo imán, con dos polos. En realidad, es más algo complicado. Es como si hubiera más imanes orientados en otras direcciones; pero éstos se debilitan rápidamente con la distancia al centro de la Tierra, de tal modo que en la superficie son ya bastante débiles. La parte dipolar que, aparte de ser la más grande en magnitud, un 80%, se atenúa menos, y es la que principalmente registramos aquí arriba, en la superficie terrestre. Cuanto más alejados del centro de la Tierra nos encontremos, más parecido será el campo a un dipolo.

¿Cómo genera la Tierra su propio campo magnético?

Antes de responder, veamos cómo es el interior de la Tierra...

El interior de la Tierra es inaccesible, pero gracias al estudio de la propagación de las ondas sísmicas por el interior, los científicos saben que está dividida en capas. La capa más externa, la corteza terrestre, tiene entre 5 y 50 kms de espesor, localizándose sus puntos menos

gruesos debajo de las grandes cuencas oceánicas. Debajo de la corteza comienza el llamado manto terrestre que es otra capa que penetra casi 3000 km hacia el interior. Y allí nos encontramos con el núcleo de la Tierra. El núcleo terrestre es una enorme esfera metálica de un tamaño similar al del Marte, con un radio de unos 3400 km. Está compuesto mayoritariamente por hierro y níquel, que son metales y, esto es importante, buenos conductores de la electricidad. Se piensa que la parte interior, que incluye el centro de la Tierra, es sólida. En cambio, en la capa exterior, en el denominado núcleo externo, estos metales se encuentran en estado líquido y en continuo movimiento.

El movimiento se produce a causa de la rotación terrestre, pero no es menos importante el movimiento de convección del metal fundido. Éste se produce por la diferencia de temperaturas entre la parte alta (en contacto con el manto y a 3500°C) y baja (en contacto con el núcleo interno y a más de 6000°C) del núcleo externo. Por medio de corrientes ascendentes y descendentes el metal líquido transporta calor desde el núcleo interno hasta el manto. Para que se hagan una idea, el movimiento es similar al que puede producirse en el agua hirviendo en una olla: al calentarse los metales fundidos en contacto con el núcleo interno, aumentan de volumen y su densidad disminuye. Entonces ascienden desplazando al fluido que se encuentra en la parte superior, más frío y más denso, que desciende hacia el núcleo interno.

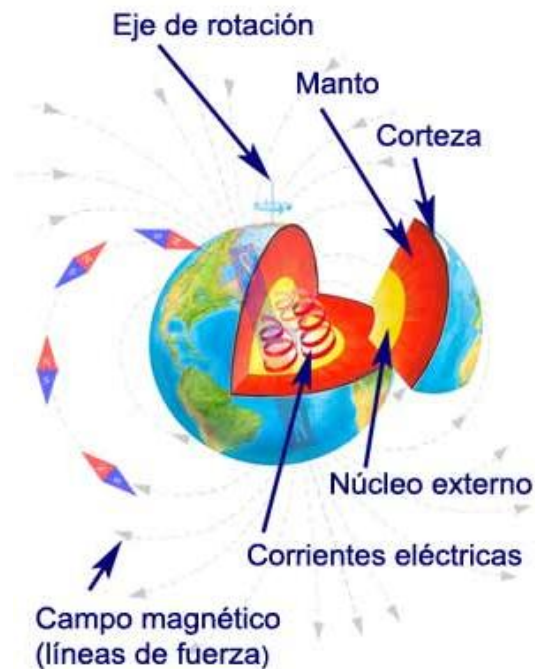
Ya estamos en condiciones de responder la pregunta de cómo la Tierra genera su propio campo magnético. El origen del campo se encuentra justamente en el núcleo externo y está causado por corrientes eléctricas. Esto merece una explicación...

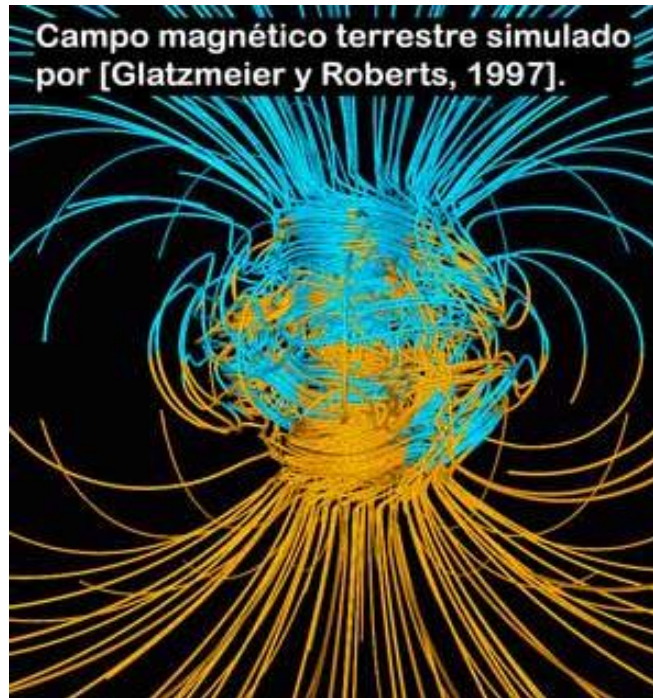
Magnetismo y electricidad están relacionados íntimamente y la existencia del campo magnético es una buena muestra de ello. Un dispositivo que ilustra el origen del campo es un electroimán, usado comúnmente en electrodomésticos, en separadores de chatarra, etc. Un electroimán se fabrica enrollando un hilo conductor a modo de roscas de un tornillo alrededor de una barra metálica. Al hacer circular una corriente eléctrica por el hilo, éste genera un campo magnético a través de la barra, convirtiéndola en un imán.

En el núcleo externo de nuestro planeta, las corrientes eléctricas describen trayectorias helicoidales similares a las bobinas de los electroimanes (véase Figura adjunta), de tal forma que el campo magnético que inducen está orientado preferentemente según el eje de rotación N-S. Es la rotación terrestre la que fuerza esa orientación y es por ello por lo que los polos magnéticos prácticamente coinciden con los geográficos. De hecho, la posición de los polos magnéticos ha ido fluctuando alrededor de los geográficos a lo largo de los tiempos. Actualmente, la diferencia entre ellos es de tan solo unos 11°, encontrándose el polo magnético boreal en el ártico canadiense.

Si las corrientes son el origen del campo... ¿Cuál es el origen de las corrientes? Los geofísicos responden a esta pregunta recurriendo al llamado efecto dínamo. Las dínamos son generadores eléctricos: transforman movimiento en electricidad, como en las dinamos de las bicicletas. Cuando un material conductor de la electricidad se desplaza en el seno de un campo magnético, se inducen en él corrientes eléctricas. En el caso de la Tierra, el conductor en movimiento serían los metales líquidos del núcleo externo y el campo magnético sería el propio campo magnético de la Tierra.

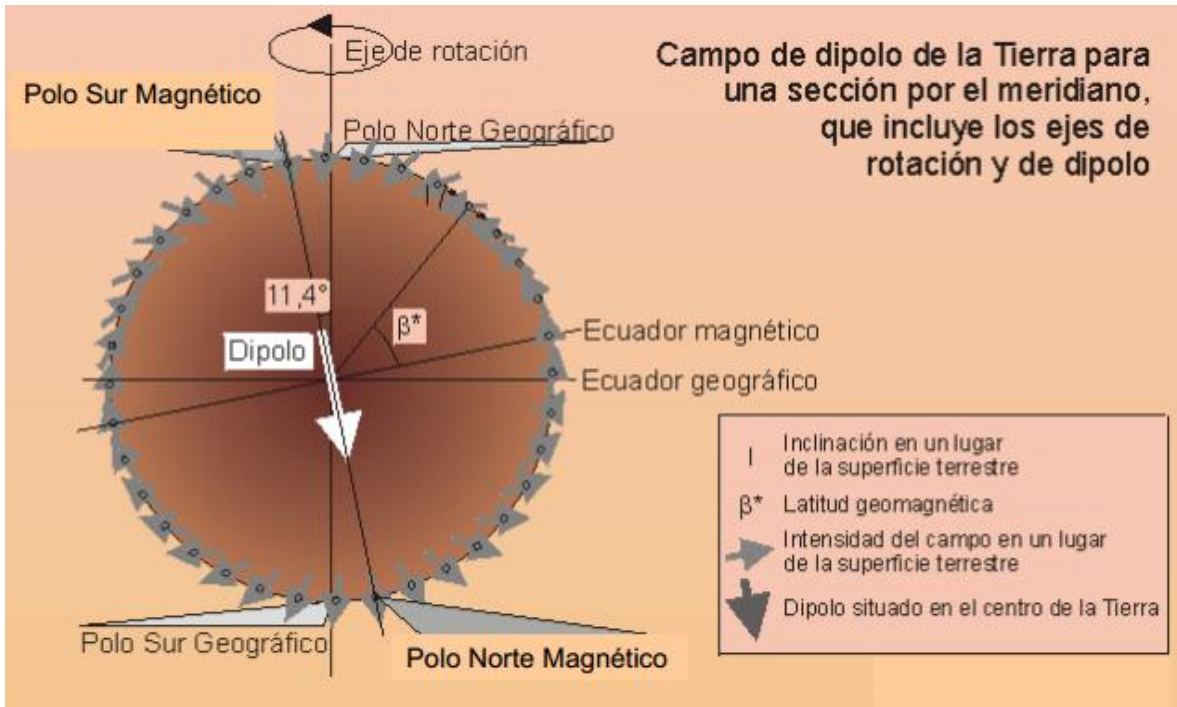
Observemos que es como la pescadilla que se muerde la cola: un campo magnético (por el efecto dínamo) genera unas corrientes eléctricas y éstas a su vez (como un electroimán) generan el campo magnético, el mismo que de nuevo vuelve a generar las corrientes eléctricas. Y así, indefinidamente. Ambos mecanismos están, por tanto, acoplados o autosostenidos, estableciendo un ciclo cerrado que ha sido capaz de mantenerse por sí mismo durante millones de años.





Modelamiento Matemático del Campo Magnético Terrestre

Numerosos estudios sobre el campo magnético de la Tierra, cuyos antecedentes se remontan a más de 4 siglos, han permitido establecer que su intensidad es de carácter vectorial, en primera aproximación, se puede considerar el campo magnético terrestre “cmt” como el de una esfera magnetizada según un eje inclinado respecto al eje de rotación unos 11.5° y cuyo momento magnético es del orden de $8.3 \cdot 10^{22}$ cgs ($m=8.3 \cdot 10^{22} \text{ A m}^2$).



La ley que controla la atracción magnética (Ley de Coulomb) es la misma que gobierna la atracción gravimétrica. Luego, los problemas de interpretación magnética pueden manipularse como una simple adaptación de las relaciones que se aplican en trabajos gravimétricos (Heiland, 1946).

La magnetometría aplicada tiene como objetivo primario la identificación y descripción de cambios espaciales en el campo magnético de la tierra.

En el estudio del cmt se considera la intensidad del campo “T=F” referida a un sistema de ejes coordenados rectangulares (Figura 1) en el que el eje x es horizontal y dirigido al Norte geográfico, y es también horizontal y dirigido hacia el Este y el z es vertical y dirigido hacia abajo. Los vectores correspondientes en cada dirección se denominan: norte X, este Y, vertical Z. La proyección de T sobre el plano horizontal se denomina componente horizontal H. El ángulo que forma H con x se denomina declinación “D”, siendo positiva hacia el este; el ángulo entre el plano horizontal y T es la inclinación “I”.

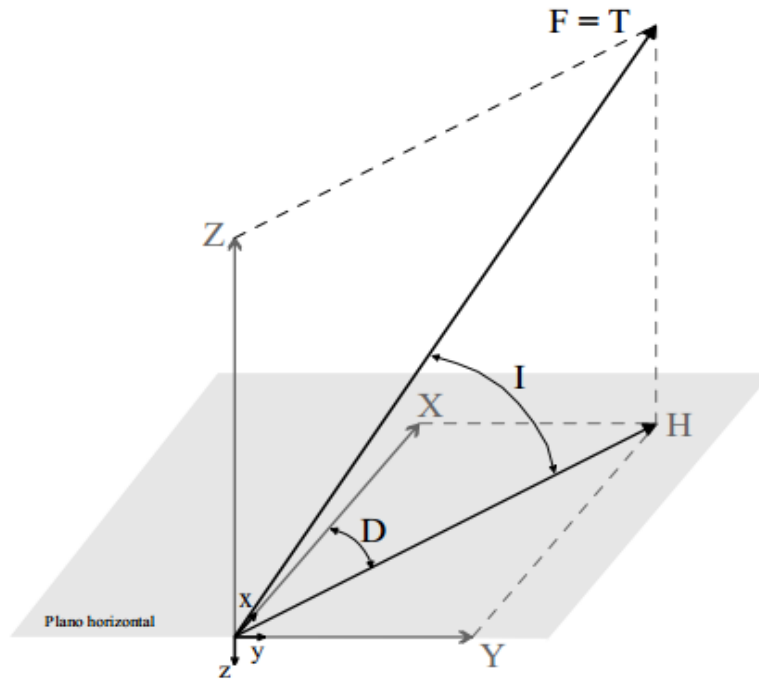


Diagrama Vectorial del campo Magnético terrestre para el hemisferio Sur.

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$$

$$D = Tg^{-1} \frac{Y}{X}$$

$$I = Tg^{-1} \frac{Z}{H}$$

Nota: En general los físicos designan con H (=T=F) al vector de intensidad de campo magnético, nosotros designamos (como se acostumbra en geofísica) con H a la componente horizontal del cmt. Tampoco se debe confundir D, declinación magnética, con D, desplazamiento eléctrico o J, densidad de corriente con J, magnetización remanente.

IGRF(The International Geomagnetic Reference Field)

El IGRF (campo de referencia internacional geomagnético) es un modelo global del campo geomagnético. Permite a los valores actuales del vector del campo geomagnético que se calculen en cualquier parte del núcleo de la Tierra hacia el espacio. El IGRF generalmente se revisa cada cinco años un grupo de creadores de modelos asociados a la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA).

El programa IGRF solicita un número de parámetros de entrada . Requiere la latitud y longitud de la posición en la que desea los valores del campo geomagnético. Estos deben ser suministrados en grados y minutos (dos enteros) o grados decimales . Para latitudes y longitudes negativos es necesario sólo el suministro de la figura para grados como negativo, (a excepción de cero grados). La fecha también se debe dar en años decimales. El IGRF 11 Generación aceptará fechas del rango 1900-2020 .

El programa le pregunta si usted le está proporcionando la latitud y la longitud geodésica o geocéntrica. Los valores NORMALES que definen posiciones en la superficie de la Tierra son las coordenadas geodésicas. Si especifica las coordenadas geodésicas entonces también se requiere la altura en kilómetros sobre el esferoide WGS84. Si sólo conoce la altura sobre el nivel del mar que se debe utilizar como la diferencia en la intensidad total es muy pequeña (en su mayoría de menos de 1 nT con máximos de menos de 3 nT). Si especifica las coordenadas geocéntricas entonces se requiere la distancia geocéntrica en kilómetros.

Entonces, el programa calcula los valores del campo geomagnético , y sus tasas de cambio (variación secular) de acuerdo con las opciones marcada, en la posición y la hora especificada y los muestra en la pantalla. Los parámetros de entrada se enumeran para que pueda comprobar que se han escrito correctamente. Los elementos de campo, que se pueden visualizar son :

-Declinación (la diferencia entre el norte verdadero y el norte magnético) (D). D es positivo si el Norte magnético está al este del norte verdadero.

-La intensidad horizontal del campo (H).

-Inclinación o inmersión, el ángulo del vector de campo con la horizontal , positivo debajo de la horizontal (I) .

-El componente norte del campo (X) .

-El componente de este del campo (Y) .

-El componente vertical del campo (hacia abajo) positivos (Z) .

-La intensidad total del campo (F) .

Armónicos Esféricos

Los armónicos esféricos usuales, los cuales aparecen al resolver por el método de separación de variables varias de las ecuaciones diferenciales parciales de la física matemática, son un caso especial de una familia de funciones definidas sobre la esfera, llamadas armónicos esféricos con peso de espín. Estas funciones aparecen en la solución de ecuaciones diferenciales para campos que pueden no ser escalares; es decir, campos que pueden tener espín distinto de cero (o, más precisamente, campos cuyo peso de espín puede ser distinto de cero). El primer tratamiento sistemático de los armónicos esféricos espinoriales fue dado por Newman y Penrose, aunque algunas funciones esencialmente

equivalentes a éstas fueron introducidas anteriormente en diversos problemas de la mecánica cuántica, tales como el de un trompo simétrico y el de un electrón en el campo de un monopolio magnético, así como en la relatividad general.

Los armónicos esféricos usuales están relacionados, además, con el grupo de rotaciones. De hecho, como se muestra en los textos de mecánica cuántica, los armónicos esféricos resultan al buscar las eigenfunciones comunes de los operadores L^2 y L^3 , lo cual equivale a construir representaciones irreducibles del algebra de lie del grupo de rotaciones.

$$\Psi(r,\theta,\varphi) = R(r)\Theta(\theta)\Phi(\varphi)$$

$R(r)$: Parte Radial

$\Theta(\theta)\Phi(\varphi)$: Parte Angular

De este modo, la técnica de separación de variables nos da la siguiente separación:

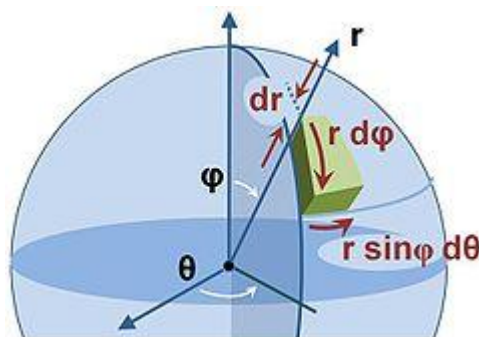
$$\Psi(r,\theta,\varphi) = R(r)Y(\theta,\varphi)$$

La condición de normalización de esta función de onda requiere que la probabilidad de encontrar a la partícula en todo el espacio sea igual a la unidad de acuerdo con la relación:

$$\iiint \Psi^*(r,\theta,\varphi) \Psi(r,\theta,\varphi) dv = 1$$

Siendo $\Psi^*(r,\theta,\varphi)$ el conjugado complejo de la función de onda Ψ y dv el elemento diferencial de volumen que en coordenadas esféricas está dado por:

$$dv = r^2 \sin(\theta) dr d\theta d\varphi$$



Siendo las coordenadas independientes, para que esta relación sea válida es necesario que tanto la integral radial como la integral angular sean cada una de ellas igual a la unidad, lo cual nos produce entonces dos condiciones:

$$\int |R(r)|^2 r^2 dr = 1$$

$$\iint |Y(\theta,\varphi)|^2 \sin(\theta) d\theta d\varphi = 1$$

El potencial V (gravitatorio, magnético, etc.) está especificado en tres dimensiones, mientras que el operador Laplaciano especificado en coordenadas rectangulares Cartesianas es:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Luego de una sucesión de reemplazos y despejes se logra llegar a la siguiente expresión en coordenadas esféricas:

$$Y_\ell^m(\theta, \varphi) = N e^{im\varphi} P_\ell^m(\cos\theta).$$

Y_ℓ^m : Armónica esférico de grado l y orden m.

P_ℓ^m : Polinomio asociado a Legendre .

N: constante de Normalización.

θ : Colatitud , φ Longitud

Tsunamis

"Tsunami" es el nombre japonés para el sistema de ondas de gravedad del océano, que siguen a cualquier disturbio de la superficie libre, de escala grande y de corta duración" (Van Dorm, 1965)

"Tsunami son las ondas de agua de gran longitud (con períodos en el rango de 5 a 60 minutos, o más largos), generadas, impulsivamente, por mecanismos tales como explosiones volcánicas en islas (ej.: Krakatoa, 1883); deslizamientos de tierra submarinos (ej.: Bahía de Sagame, Japón, 1933); caída de rocas a bahías o al océano (ej.: Bahía de Lituya, Alaska, 1958); desplazamientos tectónicos asociados con terremotos (ej.: tsunami de Alaska, 1964) y explosiones submarinas de dispositivos nucleares," (Wiegel, 1970)

"Un tsunami es una serie de ondas oceánicas generadas por un disturbio impulsivo en el océano, o en un pequeño y conectado cuerpo de agua. Definido de este modo, el término incluye ondas generadas por desplazamientos abruptos del fondo oceánico, causados por terremotos, deslizamientos de tierra submarinos o de la línea de la costa, erupciones volcánicas y explosiones" (Lockridge, 1985).

Los terremotos "tsunamigénicos" usualmente están asociados a zonas de subducción. Dado que muchas zonas de subducción se encuentran bordeando la cuenca del Pacífico, la gran mayoría de los tsunamis ha ocurrido en el Océano Pacífico. Las mayores concentraciones están bien definidas: América del Sur y Central, Alaska, Islas Aleutianas, Península de Kamchatka, Islas Kuriles, Japón y el Pacífico Suroeste.

Origen de un tsunami:

En su zona de generación, y mientras viajan por aguas profundas mar afuera, las olas de los tsunamis son de gran longitud (cientos de kilómetros) y poca altura (centímetros), los que los hace inobservables visualmente desde embarcaciones o aviones; y se propagan a gran velocidad (cientos de kilómetros/hora). Sus períodos (lapso de tiempo entre el paso de dos

olas sucesivas) son de 15 a 60 minutos. Los tsunamis no deben ser confundidos con las olas cortas de tormentas producidas por el viento, que llegan usualmente a las costas, ni con las ondas mucho más extensas de las mareas que arriban una a dos veces todos los días.

Para que un sismo genere un tsunami, es necesario:

a) que el epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial).

b) que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, es decir que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral y

c) que el sismo libere suficiente energía en un cierto lapso de tiempo, y que ésta sea eficientemente transmitida.

El estado actual del conocimiento científico sobre la condición (c) es insuficiente, no habiendo aún ningún modelo teórico ni método operacional totalmente satisfactorio que permita determinar si un sismo es tsunamigénico (produce tsunami) o no, ni de que "tamaño" (magnitud, intensidad, o altura de olas) será ese tsunami generado. Tradicionalmente se usó como indicador de certeza de generación de tsunami, que la Magnitud del sismo (M_s) fuera mayor que 7.5, sin embargo este no es un indicador confiable para sismos muy grandes o de duración larga (mayor que 20 segundos).

Por otra parte, han ocurrido sismos de Magnitud M_s menor que 7.0, pero de larga duración, que han producido tsunamis desusadamente grandes respecto de lo esperable (se denominan Sismo-Tsunamis y un ejemplo es el tsunami destructivo ocurrido en la Fosa Mesoamericana frente a Nicaragua en Septiembre de 1992). Hay consenso actualmente en que el Momento Sísmico (M_o), que es proporcional al área de ruptura y a la dislocación vertical de la falla, y que se determina de los registros de sismógrafos de banda ancha, es el parámetro que mejor estima la certeza de generación de tsunamis para M_o mayor que 10²² Newton-metros.

Los tsunamis se clasifican, en el lugar de arribo a la costa, según la distancia (o el tiempo de viaje) desde su lugar de origen, en:

Tsunamis Locales, si el lugar de arribo en la costa está muy cercano o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del tsunami, o a menos de una hora de tiempo de viaje desde su origen.

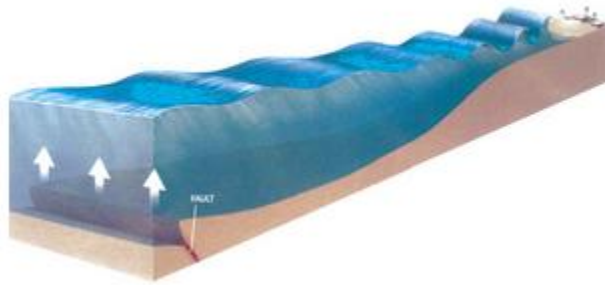
Tsunamis Regionales, si el lugar de arribo en la costa está a no más de 1000 km de distancia de la zona de generación, o a pocas horas de tiempo de viaje desde esa zona.

Tsunamis Lejanos (o Remotos, o Trans-Pacíficos o Tele-tsunamis), si el lugar de arribo está en costas extremo-opuestas a través del Océano Pacífico, a más de 1000 km de distancia de la zona de generación, y a aproximadamente medio día o más de tiempo de viaje del tsunami desde esa zona. Ejemplos: el tsunami generado por un sismo en las costas de Chile el 22 de Mayo de 1960 que tardó aproximadamente 13 horas en llegar a Ensenada (México).

Propagación y tiempo de viaje.

En el desarrollo de un tsunami, desde su aparición, se distinguen tres etapas (Voit, 1987):

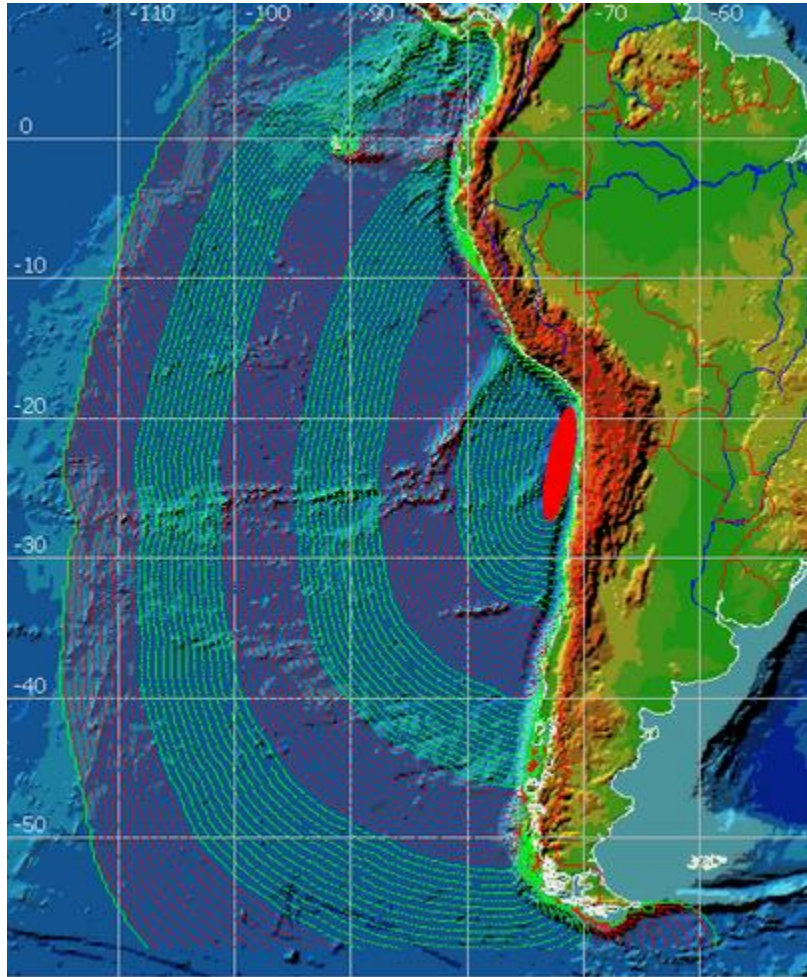
Formación de la onda debido a la causa inicial, y a su propagación cerca de la fuente; propagación libre de la onda en el océano abierto, a grandes profundidades; y propagación de la onda en la región de la plataforma continental, donde, como resultado de la menor profundidad del agua, tiene lugar una gran deformación del perfil de la onda, hasta su rompimiento e inundación sobre la playa.



Al acercarse las ondas de los tsunamis a la costa, a medida que disminuye la profundidad del fondo marino, disminuye también su velocidad, y se acortan las longitudes de sus ondas. En consecuencia, su energía se concentra, aumentando sus alturas, y las olas así resultantes pueden llegar a tener características destructivas al arribar a la costa. La Figura 2 ilustra la generación, propagación, y arribo a las costas de un tsunami.

Determinación de tiempos de arribo

En la determinación de tiempos de arribo de las ondas de tsunami, el Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (S.N.A.M.) emplea el software llamado T.T.T. (Tsunami Travel Time Calculation for the South America Region) creado en el Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, de Rusia, encabezado por el Dr. V.K. Gusiakov en coordinación con el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Ver imagen donde se aprecian los tiempos de desplazamiento de la onda de un tsunami generado en la costa norte de Chile



Cabe destacar que en nuestras costas se han producido muchos tsunamis, algunos más destructivos que otros, encontrándonos con el del 22 de mayo de 1960, producido por el mayor terremoto registrado instrumentalmente en la historia del mundo, el cual generó cuantiosos daños en una región habitada por 2,5 millones de personas, causando más de 2 mil víctimas fatales y daños a la propiedad estimados entre 500 y 700 millones de dólares americanos. Casi todas las ciudades importantes del centro-sur de Chile, desde Concepción a Puerto Montt, sufrieron severos daños provocados por el sismo con intensidades superiores a VIII de la Escala Mercalli Modificada y una magnitud de momento $M_w=9.5$. En muchos lugares se produjo licuefacción de suelos y agrietamientos superficiales. En un lugar, un gran derrumbe bloqueó la salida natural del Lago Riñihue, elevando su nivel en 26.5 metros, poniendo en peligro a la ciudad de Valdivia, ubicada a 65 kilómetros hacia el weste. El volcán Puyehue entró en erupción dos días después del terremoto principal y fue aumentando su violencia hasta culminar una semana después.

EFFECTOS DEL TSUNAMI DE 1960

Los desastrosos efectos causados por el tsunami en Chile, se presentaron con mayor violencia desde Talcahuano por el norte hasta Puerto Aguirre (Aysén) por el sur e Isla de Pascua por el oeste. Los lugares más afectados fueron Isla Guafo, Maullín, Caleta Mansa, Corral, Mehuin, Puerto Saavedra e Isla Mocha, donde las alturas alcanzadas por las ondas

de tsunami superaron los 8 metros por sobre el nivel del mar en el momento de ocurrido el tsunami. Poblaciones que no sufrieron gran impacto por el terremoto, como es el caso de Puerto Saavedra, se vieron casi totalmente arrasadas por el tsunami posterior.

En el extranjero se observaron alturas de inundación importantes en la costa norte de Tahiti (3-4 metros); en Pago Pago, Samoa (5 metros); en las bahías de Fagaloa y Apia, Samoa (5 metros); en Hilo, Hawai (7 metros); en Tohoku y Hokkaido, Japón (9 metros); en Crescent City, California (3,5 metros) y en Nueva Zelanda (2 metros).

No se verá con detalle las ecuaciones matemáticas que determinan el comportamiento de una ola, que son de naturaleza bastante compleja. Digamos sólo que el principio que las gobierna es el de **conservación de la energía**. Una ola está formada por una serie de partículas que oscilan en movimientos vibratorios aproximadamente armónicos (sinusoidales), tanto en horizontal como en vertical. El examen matemático de este tipo de movimiento revela que el perfil ordinario de las olas se asemeja a una trocoide, es decir, una cicloide acortada invertida. **Las partículas que oscilan en vertical necesitan como mínimo de un fondo marino de un orden igual al de su propia amplitud de oscilación.**

La expresión general de la ecuación de onda es en realidad de una gran complejidad, y las ecuaciones diferenciales de su planteamiento tienen distintas soluciones, siempre aproximadas, según las magnitudes relativas del fondo (H), del período (T) y de la amplitud máxima de oscilación, o sea altura, de la ola (h).

Para el caso de una onda aislada con un gran período ($T = \infty$) se llega a la expresión que la rige. El perfil de la superficie libre es:

$$y = \frac{h}{ch^2 \left[\sqrt{\frac{3h}{4H^3}} (ct - x) \right]}$$

siendo c la celeridad o rapidez de la onda:

$$c = \sqrt{gH(1+h/H)} \approx \sqrt{gH}$$