

CAPITULO 9

ONDAS Y MAREAS

Dante Figueroa

1. Propiedades generales de las ondas	163
1.1. ¿Qué son las ondas?	163
1.2. ¿Cómo se describen las ondas?	164
1.3. Interacción entre ondas	166
2. Generación y refracción de las olas	167
3. Mareas	168
4. Tsunamis	170
5. Lecturas recomendadas	171
5.1. Referencias	171
5.2. Páginas en Internet	171

CAPITULO 9

ONDAS Y MAREAS

Dante Figueroa

1. Propiedades generales de las ondas

1.1. ¿Qué son las ondas?

Si se altera o modifica alguna propiedad física de la materia, en ciertas circunstancias ese cambio se transmite a las zonas vecinas de la originalmente alterada y luego a otras adyacentes. Es decir, la modificación de la materia se propaga. Hay muchas propiedades físicas que sufren este proceso. Algunas de las más conocidas son: la velocidad de un fluido, su temperatura, su presión, su densidad, y - si se trata de un líquido - el nivel de su superficie.

En el caso de sólidos también puede propagarse una compresión (que es una forma de presión), como ocurre, por ejemplo, en el caso de terremotos. Se ha observado que para que una compresión pueda difundirse en un sólido éste no tiene ser "totalmente" sólido, sino que debe ser en alguna medida modificable (un material elástico, como se dice en física). En el otro extremo de los materiales, la propagación de la modificación de una propiedad física puede suceder incluso en el vacío. En esa categoría se encuentran las propiedades eléctricas y magnéticas del espacio, que no requieren la existencia de materia.

Si se medita un poco más en lo anterior, se llega a la conclusión que en todos los casos anteriores lo que se propaga es alguna forma de energía. Por ejemplo, cuando avanza una ola en el océano, hay agua que se está moviendo a un nivel más alto que el promedio de la superficie del mar. Para "levantar" esa agua se requiere energía. Ésta, llamada energía potencial gravitatoria, es la que se mueve junto con la onda. De modo parecido, se puede identificar otros modos de propagación de energía en los demás acontecimientos recién mencionados.

Cuando hay transmisión de una perturbación de un punto a otro del espacio, se habla en general de la propagación de una onda siempre que se cumplan las siguientes condiciones:

- Que lo propagado sea sólo energía, no materia¹.
- Que exista una fuerza que “saque” al material de su posición “normal” y otra fuerza que trate de hacer volver al material a su situación original. A la primera se denomina “fuerza perturbadora” y la segunda “fuerza restauradora” (en el glosario se mencionan algunos ejemplos).

Las olas del mar es uno de los modelos más familiares de ondas. En esta ocasión se trata de ondas que ocurren en la frontera entre dos medios, que son el aire y el agua. Por eso, se clasifican como ondas superficiales, para diferenciarlas de las ondas que se propagan en el interior de un cuerpo, como acontece con las ondas de sonido que se propagan “en” el aire, no en algún borde del aire. Hay eventos en los cuales una perturbación puede producir tanto ondas superficiales como ondas en el interior de un cuerpo, tal como ocurre durante los terremotos, en que se advierte la aparición de ambos tipos de ondas (llamadas ondas sísmicas), unas que se propagan por el interior de la Tierra, y otras en su superficie.

En la situación particular de las olas imperan al menos cuatro tipos de fuerzas perturbadoras, que son: (a) la atracción gravitacional de la Luna, el Sol, y los planetas; (b) los terremotos submarinos; (c) las tormentas; y (d) los vientos². También se reconocen otras posibles fuerzas perturbadoras, pero son menos frecuentes.

Por otra parte, siguiendo en el caso de las olas, existen al menos tres tipos de fuerzas restauradoras a saber: (a) La llamada fuerza de Coriolis, asociada a la rotación de la Tierra; (b) la fuerza de gravedad producida por la Tierra; y (c) la tensión superficial, que es un efecto de la atracción que sienten las moléculas de un líquido hacia el interior de éste. A diferencia de las dos primeras la tensión superficial opera sólo en la superficie del océano (por lo menos en cuanto a su efecto sobre las olas). Cada una de estas fuerzas perturbadoras y restauradoras resulta significativa para algún tipo de olas en el océano, como se verá más adelante.

1.2. ¿Cómo se describen las ondas?

A fin de comprender bajo qué situaciones son importantes las fuerzas perturbadoras y restauradoras recién mencionadas, es conveniente utilizar algunos conceptos y expresiones que permitan describir las ondas, los que se exponen en la figura 9.1. En ella se supone que la línea curva gruesa del gráfico representa la forma de la superficie del mar en algún instante determinado, vista desde la altura del nivel medio del mar (o sea el nivel del océano si estuviera inmóvil). Esa línea es la forma de la onda, la que será representada en este capítulo por la letra griega η (se pronuncia “eta”). La región más alta del nivel del mar se denomina “cresta” y la más baja “valle”. En el cuadro 9.1. se entregan algunos detalles matemáticos acerca de la forma de la onda³.

Se aprecia, en la figura 9.1., que en algunos lugares la altura momentánea del mar está sobre la línea de nivel medio de éste (o de un océano inmóvil), en cuyo caso se consideraría a η como positivo, mientras que en otras regiones la altura momentánea del mar está por debajo del nivel promedio, por lo que η es negativo. Para cualquier punto determinado de la superficie oceánica η es variable en el tiempo, pasando de valores positivos a cero, en seguida a negativos, de vuelta a cero, luego a positivos, etc. El valor máximo positivo de η es una propiedad relevante para la descripción de las ondas y se le conoce como amplitud de la onda. Aquí se la denomina con la letra A . En la onda idealizada que se muestra en la figura 9.1., la amplitud A corresponde a la máxima separación de la posición instantánea de la altura del mar, ya sea hacia arriba o hacia abajo.

En las olas marinas, la amplitud A evidentemente corresponde a la distancia que existe entre el máximo nivel del mar cuando pasa la onda y el nivel de un mar inmóvil (Fig. 9.1.). Se mide por lo tanto en

¹ Hay algunos casos, poco frecuentes, en que se sigue hablando de “ondas” aunque en la realidad hay un pequeño desplazamiento neto de la materia cuando pasa la perturbación.

² Generalmente se separan las tormentas de los vientos porque la duración y la intensidad de su efecto es distinto.

³ En este capítulo, los cuadros separados del texto principal entregaran información adicional de tipo matemático o de tipo físico. No obstante, dicha reseña no es imprescindible para la comprensión del texto principal.

metros. En el océano existen desde olas muy pequeñas, en que A es sólo de algunos milímetros, hasta otras ¡De algunas decenas de metros!⁴

En ondas que no son olas, la amplitud A puede tener otro significado, muy distinto al de una distancia a un nivel medio, pero siempre se trata de la diferencia entre el valor máximo de una variable cuando pasa la onda y el valor promedio de dicha variable. Cuando se propaga una onda sonora (en aire, por ejemplo), también puede representarse con un esquema semejante al la figura 9.1., pero para el caso del sonido la amplitud A sería la diferencia entre la presión máxima del fluido en cierto lugar y el valor promedio de la presión en ese punto, por lo que en ese caso la amplitud A se mediría en alguna unidad de presión (ej. en milibares o en pascales).

Una propiedad notable de la amplitud de la onda es que la energía que posee es proporcional al cuadrado de la amplitud. Otra cualidad importante de una onda es la distancia que hay entre las posiciones de dos crestas vecinas o de dos valles vecinos. Si se trata de las olas del mar, es la distancia que uno observa entre dos crestas de olas consecutivas. Este parámetro es llamado longitud de onda, y en la figura 9.1. está representado por el símbolo λ ("lambda"). La longitud de onda tiene dimensiones de distancia. A diferencia de la amplitud, la longitud de onda siempre se mide en unidades de distancia (metros, milímetros, etc.), para todo tipo de ondas. En el caso de las olas del océano hay desde olas con λ muy pequeños (centímetros) hasta olas con λ de kilómetros.

La velocidad es otra característica primordial de las ondas. Sin embargo, debe prestarse especial cuidado en especificar de qué tipo es la velocidad a que se hace referencia, puesto que hay varias velocidades involucradas. Esto se aprecia en la figura 9.2., donde se visualiza una onda marina superficial (una ola) propagándose hacia la derecha en un océano de poca profundidad. Lo que se representa es la forma del nivel del mar en cierto instante y en cada uno de los siguientes cinco segundos (las curvas representan la forma de la superficie del océano en segundos sucesivos).

En la figura aludida, los asteriscos señalan la posición de la tercera cresta de la onda en los 6 segundos mencionados. Se aprecia que la posición de esa cresta va avanzando hacia la derecha: en el instante inicial está a 450 m del punto cero del eje horizontal, y en los siguientes instantes se encuentra a 470, 490, 510, 530 y 550 m a la derecha del punto cero del eje. Si se divide la distancia recorrida por la

cresta de la onda (100 m) por el tiempo que la cresta demora en recorrer esa distancia (5 s) se obtiene una velocidad de 20 m/s hacia la derecha. Pero, ¿Velocidad de qué tipo? En realidad se trata de la velocidad con que se desplaza la forma de la superficie del agua, que se denomina velocidad de fase y es una de las propiedades más relevantes de una onda. En este capítulo se usará la letra C para identificar esa velocidad de fase. Por lo cual en el diagrama de la figura 9.2. se considera que C es igual a 20 m/s, hacia la derecha.

Conviene especificar que la velocidad de fase no es la velocidad con que se mueven las partículas del fluido. Ni siquiera es la velocidad con que lo hace la superficie del agua. Esto se ilustra en la figura 9.2, donde los triángulos señalan la posición de cierto punto en la superficie del agua (siempre el mismo punto) en cada uno de los 6 segundos referidos. Aproximadamente sería lo que una persona pudiese observar si enterrara un alambre largo, por ejemplo y a través del alambre pasara un corcho con un agujero. El corcho subiría y bajaría a través del alambre en las posiciones indicadas por los triángulos. Ese movimiento vertical, aparentemente

Cuadro 9. 1. La forma de las ondas mostradas en la Figura 9. 2 se expresa matemáticamente con cualquiera de las siguientes ecuaciones:

$$\eta = A \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}x - \frac{2\pi}{T}t\right) = A \cos(\kappa x - \omega t)$$

$$= A \cos \kappa(x - Ct)$$

En particular la Figura 2 se obtuvo con los valores $T = 10$ s, $A = 0,5$ m, y $l = 200$ m, por lo que $C = 200$ m/s. x se hizo variar entre 0 y 1000 m, para los tiempos t iguales a 0, 1, 2, 3, 4, y 5 s.

⁴ La amplitud más grande que ha sido medida en una ola es tal que la distancia desde un valle a una cresta de la ola alcanzó los ¡34 metros!, o sea más o menos la altura de un edificio de 10 pisos. La amplitud A de la ola fue de 17 metros.

tan "real" en el caso del corcho, no corresponde en realidad a ningún desplazamiento físico del fluido. Ni las partículas del fluido, ni la onda, ni la energía se mueven de esa forma, como se demostrara en los párrafos siguientes. De ahí que se requiera de un trabajo cuidadoso al analizar el movimiento de las ondas.

Un último concepto que es necesario destacar en relación a las ondas, tiene que ver con la variable "tiempo". En la figura 9. 2., se trazó con una línea vertical la posición ubicada 200 m a la derecha del punto cero del eje horizontal. Si se observa lo que sucede a través de esa línea en los 5 segundos graficados, se tiene que en ese tiempo por ese punto pasa "la mitad" de una oscilación completa. Esto implica que para que ocurra una oscilación completa (una cresta y un valle), deben transcurrir 10 segundos. El lapso necesario para que por cierto punto transcurra una oscilación completa se llama período de la onda, y se denominará en este capítulo con la letra T . En la figura 9. 2, se tiene que T es 10 s. También se dice que si por el punto mencionado atraviesa una oscilación cada 10 s significa que la frecuencia de la onda (denominada ν , "nu") es $1/(10 \text{ s})$ o $0,1 \text{ (1/s)}$. El período y la frecuencia son inversos uno del otro, es decir, están relacionados en la forma $\nu = 1/ T$.

Hay dos variables adicionales, derivadas de las anteriores, y que frecuentemente son aludidas en el estudio de las ondas. Se trata del número de onda k , igual a $2\pi/\lambda$, y de la frecuencia angular ω , igual a $2\pi\nu$.

Otro supuesto es el siguiente: Cuando se calculó la velocidad de propagación de la onda en la figura 9. 2, se dividió la distancia recorrida por una cresta (100 m) por el tiempo necesario para ese desplazamiento (5 s). Desde un punto de vista algebraico sería lo mismo dividir 200 m por 10 s. Por lo señalado en el cuadro 9.1, eso equivale a dividir λ por T . En otras palabras, se tiene que $C = \lambda/T$, o lo que es lo mismo, $C = \omega/k$. En el cuadro 9.2 se indica cómo calcular C para olas marinas.

1.3. Interacción entre ondas

Las ondas interactúan entre sí, lo que puede producir interesantes efectos, como indica la figura 9.3. En ella se presenta la interacción dos ondas de igual amplitud, pero de periodos ligeramente distintos. Se observa que cuando las dos ondas interactúan hay zonas en las cuales ellas se refuerzan y otras en que se debilitan mutuamente, produciendo una especie de "pulsos". Éstos se propagan en la misma dirección de las ondas que lo forman, pero con una velocidad distinta de la velocidad de fase. En realidad, si varias ondas están involucradas en el proceso, la velocidad con que se propaga la energía de las ondas es la velocidad con que se desplazan esos pulsos, no las ondas individuales. Esta rapidez de propagación de la energía es un concepto muy importante, que se conoce como velocidad de grupo y que en el capítulo se denotará con el símbolo C_g . En el cuadro 9.3. se indica cómo calcular C_g para ondas marinas superficiales.

Cuadro 9.2. La velocidad de fase de una onda se puede calcular usando la ecuación:

$$C = \sqrt{\frac{g}{\kappa} \tanh(\kappa h)}$$

en que "tanh" es la función matemática "tangente hiperbólica", equivalente a:

$$\tanh(\kappa h) = \frac{e^{\kappa h} - e^{-\kappa h}}{e^{\kappa h} + e^{-\kappa h}}$$

Por las propiedades de la función tanh se tiene que la velocidad de fase es:

si $l \gg h$ (océano somero)

$$C_s = \sqrt{gh}$$

si $h \gg l$ (océano profundo)

$$C_p = \sqrt{g/\kappa}$$

Cuadro 9.3. La velocidad de grupo de las ondas puede calcularse mediante:

$$C_g = \frac{C}{2} \left(1 + \frac{2\kappa h}{\sinh(2\kappa h)} \right)$$

en que $\sinh(2\kappa h) = (e^{2\kappa h} - e^{-2\kappa h})/2$.

En el caso somero se llega a que $C_g = C$, en tanto que en aguas profundas se tiene $C_g = C/2$.

2. Generación y refracción de las olas

Las olas son principalmente originadas por el viento. Los principales factores que inciden en el fenómeno y que facilitan su producción son: la velocidad del viento, la duración y el tramo que ha recorrido mientras ha estado soplando sobre el mar⁵. Así, un viento determinado es más efectivo en producir olas en tanto sea más intenso, dure más tiempo, y esté en contacto con la superficie del océano durante una mayor distancia.

Normalmente en una región del océano coexisten olas de distintas amplitudes (alturas) y periodos. Ello ocurre debido a que existen varios mecanismos generadores de olas y además porque ellas no sólo son producidas localmente, sino que muchas arriban de otros lugares.

A fin de caracterizar las olas de cierta región, se usa el concepto de "altura de ola significativa". Ella se define como la amplitud promedio del tercio más alto de las olas en cierta área. La ola individual más grande tiene aproximadamente el doble de altura que la "ola significativa". Ésta corresponde más o menos a la estimación que haría de la altura de las olas una persona a simple vista (sin instrumentos).

En la Figura 9. 4., se destaca el efecto sobre la altura de las olas que tienen velocidad del viento y la distancia de contacto entre el viento y océano. En este modelo se señala la altura de la "máxima ola significativa", en metros, para vientos de hasta 12,5 m/s (equivalentes a 45 km/h), y con distancias de contacto de 15, 30, 45, 60 y 75 km. En el diagrama mencionado se supuso que el viento ha soplado un tiempo suficientemente largo como para que las olas hayan llegado a una condición "estable". Dicha situación, en que las olas han alcanzado la altura máxima para las condiciones de viento imperantes, se denomina océano completamente desarrollado.

En el momento en que las olas se acercan a las zonas costeras, la poca profundidad del mar les afecta, tanto en su dirección, como en su estabilidad. De acuerdo al Cuadro 9. 2., la velocidad de fase de las olas, cuando el océano es poco profundo, es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad. Es decir, la ola avanza más rápido en la zona más profunda. En la representación gráfica de la figura 9.5. la línea recta más gruesa simboliza una ola que incide "oblicuamente" sobre el litoral. Las líneas entrecortadas verticales representan la profundidad del océano en la zona costera. Normalmente se tiene que $h_4 > h_3 > h_2 > h_1$. De acuerdo a lo expresado sobre la velocidad de propagación de las ondas, la parte de la onda que está entre h_2 y h_1 se desplaza más lentamente que aquella que está entre h_3 y h_2 , debido a la diferencia de profundidades. Por lo tanto la onda tiende a girar y a moverse más perpendicularmente a la costa. Este es el proceso conocido como refracción de las olas.

La trayectoria de las ondas se curvan si éstas no inciden perpendicularmente sobre las líneas de igual profundidad ("isóbatas"). La Figura 9. 6. indica las trayectorias de varias ondas hipotéticas que inciden sobre una costa no recta. En esa figura las isóbatas están referidas en metros, mientras que los ejes x e y representan 20 y 40 kilómetros, respectivamente⁶. En general se considera que las ondas tienden a "agruparse" (converger) en las zonas en las cuales la tierra firme entra en el océano (penínsulas, por ejemplo) y a separarse (divergir) en las regiones en las cuales el océano penetra en tierra firme (como ocurre en las bahías). Esta situación de convergencia y divergencia de las olas al llegar a la costa modifica a su vez la forma del litoral en escalas de años.

Este proceso de refracción, que induce a que las ondas tiendan a converger sobre ciertos sectores costeros, y a divergir de otros, corresponde a una condición de enfoque y desenfoque de las ondas similar al que ocurre con rayos de luz en la óptica⁷. Por lo tanto, incluso un grupo de olas que inciden sobre cierta costa paralelamente entre sí sufren enfoques y desenfoques producidos por la forma de la costa, como muestra la figura 9.6.

⁵ Es frecuente usar la palabra inglesa "fetch" para denotar la longitud (largo) de la superficie de mar barrida por un viento que sople con dirección y velocidad constantes.

⁶ Por lo tanto en la Figura 6 los ángulos están ligeramente deformados, porque los ejes x e y representan distancias distintas (20 y 40 km, respectivamente).

⁷ De hecho, como se comenta en el cuadro 9.4, la refracción de las olas obedece a la misma ecuación que rige la refracción de la luz.

3. Mareas

Las mareas están relacionadas con la atracción gravitacional ejercida sobre la Tierra principalmente por el Sol y la Luna. De ellos, ésta última es quien más influencia tiene sobre tales flujos. Por lo mismo, en la primera parte de esta sección sólo se considerará el efecto producido por la Luna, a fin de simplificar el modelo y mostrar diagramas con sólo dos cuerpos.

En un sistema de dos cuerpos que rotan, unidos por una fuerza gravitatoria la forma en que se trasladan depende de la cantidad de masa que los constituyen. Si un cuerpo tiene una enorme masa y el otro una muy pequeña, el cuerpo menor rotará en torno al grande, sin que este último se vea muy influenciado por la rotación del aquél de tamaño inferior. Es similar a lo que ocurre cuando un niño ata una piedra pequeña a un hilo y la hace girar en torno a su cuerpo. En esta maniobra acontece que el movimiento del niño no se ve muy alterado por el movimiento de la piedra. Si la masa de la piedra fuera grande, entonces sí afectaría al cuerpo del niño a medida que éste la hiciera rotar y le induciría a que se balanceara.

Si dos cuerpos que giran unidos gravitatoriamente se mueven circularmente tienen masas iguales, ambos rotarán en torno a un eje común, el cual estará fuera de esos dos cuerpos. Es lo que sucede, por ejemplo, si dos personas de masas parecidas se ponen de frente, se toman de ambas manos y giran juntas. El eje de rotación estará entre ellas, y ambas personas circularán en torno a ese eje común.

El movimiento conjunto de la Luna y la Tierra corresponde a un caso intermedio entre los dos recién descritos. Muchas veces se dice que "la Luna rota en torno a la Tierra". La verdad es que, si bien la Luna tiene una masa pequeña comparada con la Tierra (es un factor 1/81), no es tan pequeña como para que no afecte al movimiento terrestre, y en realidad ambos cuerpos se desplazan en torno a un centro común, con un periodo cercano a los 28 días. El mencionado centro se encuentra dentro de la Tierra, en un punto en la línea que une los centros de ambos cuerpos celestes. Sin embargo, dado que la Tierra - además - rota en torno a su eje una vez al día, el punto en torno al cual la Tierra y la Luna "co-rotan", cambia continuamente de posición bajo la superficie de la Tierra. Es un eje instantáneo.

Para describir el problema de manera simple en relación a la primera parte de la discusión de las mareas, supondremos que la Tierra no rota en torno a su eje, o sea, consideraremos el centro común Tierra-Luna como fijo en un punto bajo la Tierra.

De acuerdo a la segunda ley de Newton, si un cuerpo tiene una trayectoria circunferencial debe existir algún agente que provea la fuerza centrípeta que mantenga a ese cuerpo girando en torno al eje de rotación. En el sistema Tierra-Luna ese agente es la atracción gravitatoria entre ambos cuerpos que proporciona la fuerza centrípeta para que "los centros" de ambos cuerpos celestes co-roten en torno al eje instantáneo⁸. Por lo tanto, las zonas de la Tierra que están más cerca de la Luna (más cercanas de lo que se ubica el centro de la Tierra), sienten una atracción gravitacional mayor que la necesaria para mantener su órbita en torno al centro común. En esas zonas, por lo tanto, la fuerza gravitacional de la Luna (en exceso), produce una aceleración centrípeta demasiado grande, por lo que ellas tienen un radio de giro menor, acercándose a la Luna. En otras palabras, la fuerza gravitacional ejercida por la Luna es demasiado grande en esas zonas. La materia que conforma la Tierra, que incluye aire, agua, tierra sólida, siente ese desbalance de fuerzas. De aquella, la que es fluida -el agua-, tiende a acumularse hacia el lado de la Luna, formándose una protuberancia en esa dirección.

Por otra parte, en las zonas de la Tierra que están en el lado opuesto, a más distancia de la Luna (más de lo que está el centro de la Tierra), ocurre justamente el efecto contrario. Al ubicarse más lejos de la Luna la atracción gravitatoria de ésta no alcanza a producir una fuerza centrípeta que mantenga a esas partes en la misma órbita que el centro de la Tierra, por tanto ellas tienden a seguir en línea recta,

Cuadro 9.4. Dirección de las ondas. Por ciertas propiedades que debe cumplir el vector de onda (k), el avance de una onda marina debe hacerse de modo que a lo largo del recorrido de la onda, la razón $\sin(\theta)/C$ se mantenga constante. En esta ecuación, θ es el ángulo de incidencia de la onda (0° , si la onda es perpendicular a la costa). Esta es la famosa ley de Snell de la óptica.

⁸ En el caso de cuerpos esféricos puede suponerse que las fuerzas gravitacionales actúan sobre los centros de los cuerpos.

por inercia, formándose también una protuberancia a ese lado de la Tierra. Se trata de algo similar a lo que acontece cuando se conduce un auto y se pasa por una curva a cierta rapidez. Hay que calcular el efecto centrípeto del roce del suelo para estimar la velocidad que conviene tener en la curva. Si el suelo está resbaloso (con hielo, por ejemplo), la fuerza de roce es menor que la que el conductor esperaba, y el auto "se sale del camino" en forma parecida a como reacciona esa parte de la Tierra que está en el lado opuesto a la Luna. Simplemente no siente tanta fuerza centrípeta como la que necesita para una trayectoria igual a la del centro de la Tierra.

En resumen: en la superficie de la Tierra aparecen dos protuberancias, una en la cara de la Tierra que mira hacia la Luna, causada por la atracción gravitacional en exceso de la Luna, y la otra en la cara opuesta, provocada por inercia, debida al déficit de atracción gravitacional por parte de la Luna.

Según un modelo muy sencillo, la figura 9.7 muestra las "protuberancias" de marea, en que sólo la Luna las produce y la Tierra está toda cubierta de agua (sin continentes). En este diagrama los tamaños de la Tierra y la Luna están a escala entre sí, pero no ocurre lo mismo con la distancia entre ambos cuerpos (si se deseara que también estuviera a escala, entonces la Luna debería dibujarse unos 45 cm del centro de la Tierra).

La parte superior del diagrama exhibe la situación en que la Luna está en el plano ecuatorial de la Tierra y el inferior, un caso en que la Luna esté por sobre el plano ecuatorial.

Ahora el asunto puede complicarse un poco: la Tierra rota diariamente en torno a su propio eje, así que la zona que "pasa" frente a la Luna va cambiando durante el día. Un punto cualquiera de la Tierra desfila frente a la Luna una vez al día y por el lado opuesto a ella, también diariamente (más bien "casi", dado que hay una pequeña diferencia por el movimiento de la Luna en torno al centro común). Por lo tanto, cada punto de la Tierra tiene "protuberancias" dos veces cada día, y también dos "hundimientos" diarios. Estos últimos ocurren cuando el punto está en las dos posiciones que forman un ángulo de 90° con la dirección a la Luna.

Esa es la razón por la cual es posible determinar dos mareas altas y dos mareas bajas por día. En realidad en un poco más de 24 horas: el intervalo promedio entre dos mareas altas o entre dos mareas bajas es 12 horas y 25 minutos. Por lo mismo, una marea alta de un día está "atrasada" en 50 minutos con respecto a "la misma" alta del día anterior. Ello se debe a que, al rotar la Luna en torno al eje común con la Tierra, pasa en cada lugar 50 minutos más tarde que el día previo.

La situación se torna aún más compleja porque no sólo la Luna produce mareas. El Sol también influye, aunque en menor grado (ver Cuadro 9.5.), y también produce dos protuberancias. Vistas desde la Tierra, las posiciones aparentes del Sol y de la Luna varían continuamente. En ocasiones de luna nueva y luna llena los efectos de ambos cuerpos celestes se suman, fenómeno llamado sicigia⁹, dado que la Tierra, el Sol y la Luna se encuentran sobre una misma recta. En ese caso las mareas son particularmente intensas, o sea las mareas altas son particularmente altas y las mareas bajas son particularmente profundas. En tal situación el rango mareal (diferencia de altura del nivel del mar entre marea alta y marea baja) es máximo. Cuando las posiciones de la Tierra, el Sol y la Luna forman un ángulo recto entre sí los efectos de la Luna y del Sol se contrarrestan, lo que se denomina cuadratura¹⁰. Ante este evento, las mareas son particularmente débiles (rango mareal muy pequeño). Entre dos sicigias hay 14,77 días, aproximadamente, lo mismo que entre dos cuadraturas. El diagrama 9.8 muestra la geometría de ambas situaciones. En el primer caso los 3 cuerpos forman una línea recta, mientras que en el segundo caso forman un ángulo recto.

Es necesario esclarecer que el "levantamiento" del agua producido por las mareas no se debe a que ésta "suba" en dirección hacia la Luna (o hacia el Sol). Las mareas son producidas por fuerzas pequeñas, menores que la fuerza de gravedad, por lo que no pueden levantar el agua. Lo que ocurre es que el agua fluye sobre la Tierra y tiende a concentrarse "bajo" la Luna (o el Sol), subiendo el mar de nivel¹¹. Si el fluido que "sigue" a la Luna fuera teóricamente ideal, la protuberancia estaría siempre

⁹ Término correspondiente a "spring tide", en inglés.

¹⁰ Término correspondiente a "neap tide", en inglés.

¹¹ Algo semejante se da con la atmósfera, sin embargo en este caso gran parte de las mareas que la afectan son producidas por el calentamiento del Sol.

“debajo” de ella. Dado que el agua tiene viscosidad interna y roce tanto con el fondo como con los bordes del océano, la protuberancia se “retrasa” un poco. Entonces, la posición que ella adquiere está determinada por el equilibrio entre la atracción gravitatoria de la Luna y la fuerza de fricción de una Tierra en rotación. Además, la tierra no está completamente cubierta de agua. Los continentes actúan como barreras para el desplazamiento de las deformaciones de marea, modificando tanto la altura de éstas como su tiempo de arribo a distintas regiones del planeta. El resultado de las mareas es, por supuesto, un continuo levantamiento y hundimiento del nivel del mar con respecto a su nivel promedio y la formación de intensas corrientes (“corrientes de marea”), sobre todo en forma paralela al litoral, en zonas costeras. El efecto que produzcan puede ser muy distinto, según el lugar del planeta que se trate, esto debido a que la topografía local juega un papel importante al hacer que las cuencas se llenen y vacíen de agua durante las mareas. Hay regiones en que predominan las mareas llamadas “diurnas”, las que tienen diariamente sólo una marea alta y una marea baja. Hay otras en que predominan las mareas llamadas “semidiurnas”, las que tienen dos mareas altas y dos mareas bajas por día, que son aproximadamente iguales entre sí (las altas entre sí y las bajas entre sí). Existen también llamadas “mixtas”, que son una mezcla de los casos diurnos y semidiurnos, es decir tienen más de una marea alta y de una marea baja al día, pero con muy distintas alturas.

Como ya se mencionara, las mareas generan flujos intensos denominados corrientes de marea. En mar abierto, ellas van cambiando su dirección durante un ciclo de marea. En la zona costera, en cambio, las corrientes de marea tienden a ser más acentuadas a lo largo del litoral que perpendicularmente a éste. En lugares semicerrados, como bahías y ríos, las corrientes de marea presentan un movimiento tan sólo “hacia adentro” o “hacia fuera”.

4. Tsunamis

Al comienzo de este capítulo se indicó que hay cuatro agentes generadores de olas, de las cuales se han analizado tres hasta ahora. A diferencia de esos tres, el cuarto agente, los terremotos submarinos, tienen la particularidad ser capaces de entregar al océano una gran cantidad de energía en tiempo considerablemente breve y en zonas geográficas muy localizadas. Este fenómeno de origen sísmico puede derivar en oscilaciones muy intensas de la superficie del mar, particularmente en las zonas costeras, que son los llamados tsunamis, palabra japonesa que significa “onda de puerto”¹².

No todos los terremotos submarinos producen tsunamis. Ello depende del tipo de movimiento que se produzca en la superficie del fondo marino. Cuando se dan las condiciones apropiadas – habitualmente un movimiento vertical del fondo marino – y ocurre un tsunami, el océano propaga ondas desde el foco del terremoto hacia fuera. A partir de cierta distancia del centro de origen (decenas o centenares de kilómetros) las ondas que se propagan pueden considerarse como ondas de océano somero, por lo que su velocidad puede calcularse usando la ecuación para ondas someras mencionada en el Cuadro 9.2. Por ejemplo, en zonas del océano donde la profundidad sea 5000 m, la ecuación de ondas someras da una velocidad de las ondas de unos 225 m/s, o sea, unos 805 km/h. Por otra parte, según se ha observado a la llegada de tsunamis a las costas, éstos exhiben periodos que son típicamente de varias decenas de minutos (desde unos 15 minutos, en el caso de tsunamis que se originan cerca de la zona de

Cuadro 9. 5: Fuerza generadora de las mareas. Según el modelo de Newton de la gravitación, la fuerza gravitatoria “pura” F_g y la fuerza mareal F_m con que un cuerpo de masa M atrae a otro de masa m que está a una distancia d son:

$$F_g = \frac{GMm}{d^2} \quad \text{y} \quad F_m = \frac{2GMmR}{d^3}$$

siendo G es la constante de Cavendish, que vale $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. En la fuerza mareal R es el radio de quien siente la fuerza. Por lo tanto, la fuerza mareal disminuye más rápido con la distancia que la fuerza gravitatoria. Además, la fuerza mareal depende del tamaño de quien siente la fuerza, lo que no ocurre en el caso gravitacional puro.

¹² Se sabe que también existen tsunamis producidos por avalanchas, ya sea submarinas (de lodo o sedimentos, las cuales a su vez también podrían estar asociadas a terremotos submarinos) o desde el borde costero hacia la superficie del mar (caída de hielo o nieve desde glaciares). Otras fuentes podrían ser erupciones volcánicas submarinas y caída de meteoritos. Sin embargo, estos acontecimientos son mucho menos frecuentes que tsunamis producidos por terremotos, al menos con respecto a los tsunamis grandes.

arribo, hasta una hora, aproximadamente). Tal como se ha comentado más arriba, la velocidad de las ondas está relacionada a la longitud de onda y a los períodos de acuerdo a $C = \lambda/T$, por lo que la longitud de onda de los tsunamis se puede calcular como $\lambda = CT$. La longitud de onda más pequeña sería entonces de orden de unos $225\text{m/s} \times 900\text{s}$, o sea unos 200 kilómetros. Tsunamis con un mayor período tendrían longitudes de onda aun más largas. Dado que éstas son mucho mayores que la profundidad de los océanos, es dable considerar a los tsunamis como ondas de océano somero.

Si bien en mar abierto la onda de un tsunami es inofensiva – incluso su paso no es detectado por los buques navegando – las consecuencias a nivel de las zonas costeras pueden ser dramáticas. Ello ocurre por la siguiente razón: tal como ya se ha mencionado, las ondas de un tsunami corresponden a las conocidas ondas someras. Según se indica en el Cuadro 9.2., la velocidad de fase de esas ondas depende de la profundidad (de la raíz cuadrada de ésta, en realidad). Cuando la onda se aproxima a la costa, la profundidad del océano disminuye, por lo que la onda se hace más lenta en su avance. Sin embargo, el flujo de energía que es la onda en sí, debiera mantenerse relativamente constante¹³. Si la velocidad de la onda es menor, esto significa que de alguna forma la energía de la onda debe “concentrarse”, lo que la onda hace aumentando su amplitud (de acuerdo a lo expresado en líneas anteriores, la energía de una onda es proporcional al cuadrado de su amplitud). En consecuencia, la amplitud de la onda crece mucho en la zona costera, de modo que cuando el tsunami alcanza el litoral puede expresarse como una ola muy alta (si la cresta llega primero) o como una retirada muy pronunciada de las aguas en la costa (si lo que llega primero es un valle). Debido a que el fondo marino es irregular, un tsunami puede ser reforzado en su avance hacia ciertas zonas costeras y debilitado hacia otras.

Uno de los tsunamis más intensos registrados mundo en el fue el ocurrido en Chile el 22 de mayo de 1960, ocasionado por uno de los más grandes terremotos conocidos (magnitud 9,5), con epicentro en la provincia de Llanquihue. En algunas regiones de Chile la ola producida por este fenómeno alcanzó 15 a 20 metros de altura¹⁴, lo que equivale a la altura de un edificio de 5 a 7 pisos. En Chile murieron por esta causa unas dos mil personas. Las ondas de ese tsunami alcanzaron la altura de 10,7 metros en Hilo, Hawaii, a donde llegaron 14,8 horas después del terremoto, quitando la vida a 61 personas, y 1,7 metros en Crescent City, California, Estados Unidos, adonde llegaron 15,5 horas después de su inicio. A Japón, donde produjo el deceso de 122 personas, arribó 22 horas después de su inicio. Este tsunami ha sido probablemente el más estudiado¹⁵ hasta la fecha.

5. Lecturas recomendadas

5.1. Referencias

Sievers, H. A. & Villegas, G. 1961. El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, Valparaíso. pag. 129.

5.2. Páginas en Internet

CICESE. Departamento de Oceanografía Física. «Glosario de términos oceanográficos». <http://oceanografia.cicese.mx/betadof/index.html>

¹³ Las pérdidas de energía por roce con el fondo, si bien existen, no son determinantes para el balance energético del tsunami.

¹⁴ 15 metros de altura en Isla Mocha, Ancud, Punta Corona, y Maullín, entre otros lugares; 10 metros de altura en Isla Guafo y Corral; 8,5 metros en Mehuín, 7 a 8 metros en Puerto Saavedra.

¹⁵ Al respecto, es muy impactante leer el documento “El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile”, de H. A. Sievers y G. Villegas C., publicado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, Valparaíso, 1961.

Tomczak, M. Capítulos 9, 10 y 11 del curso «Una Introducción a la Oceanografía Física».
http://sst.oceanografia.udec.cl/curso_fisica/introoc/indespanol.html

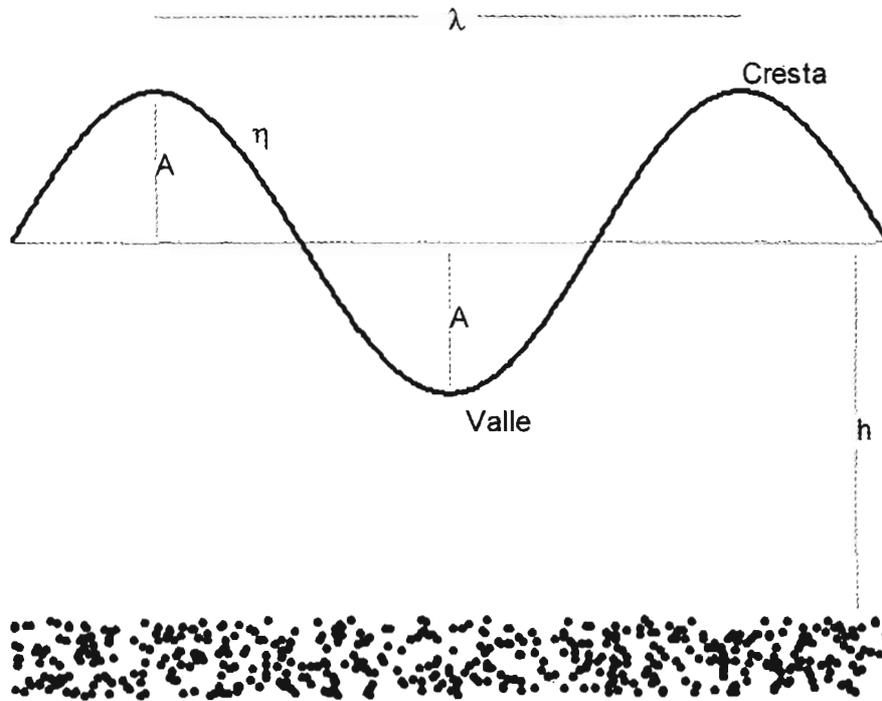


Figura 9.1. Representación de la forma de una onda en la superficie del mar, observada desde la altura del nivel medio del mar, perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda

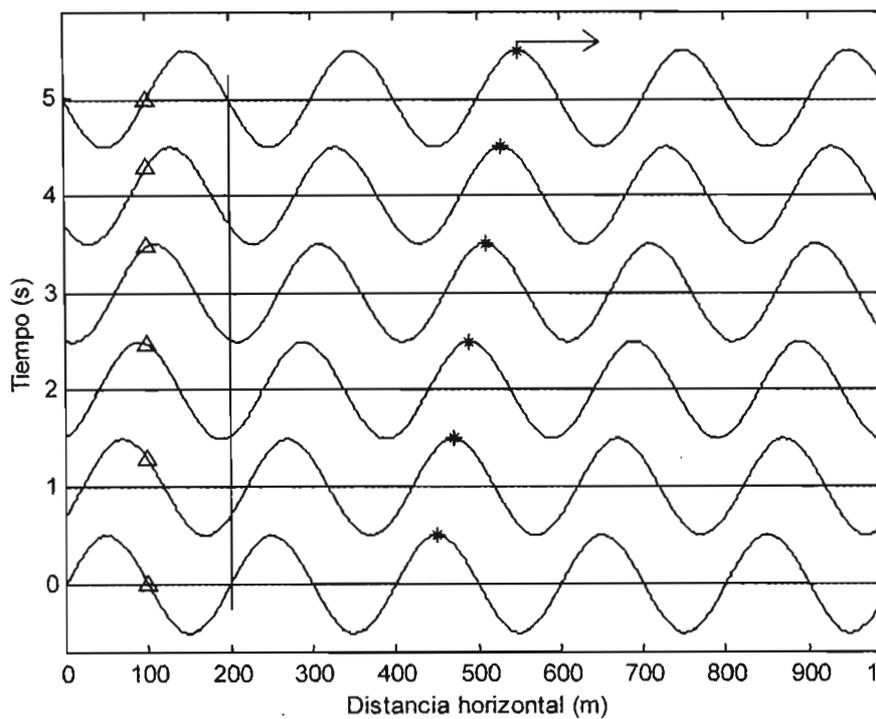


Figura 9.2. Onda superficial (ola) propagándose hacia la derecha en un océano de poca profundidad. Se representa la forma del nivel del mar en distintos instantes de tiempo.

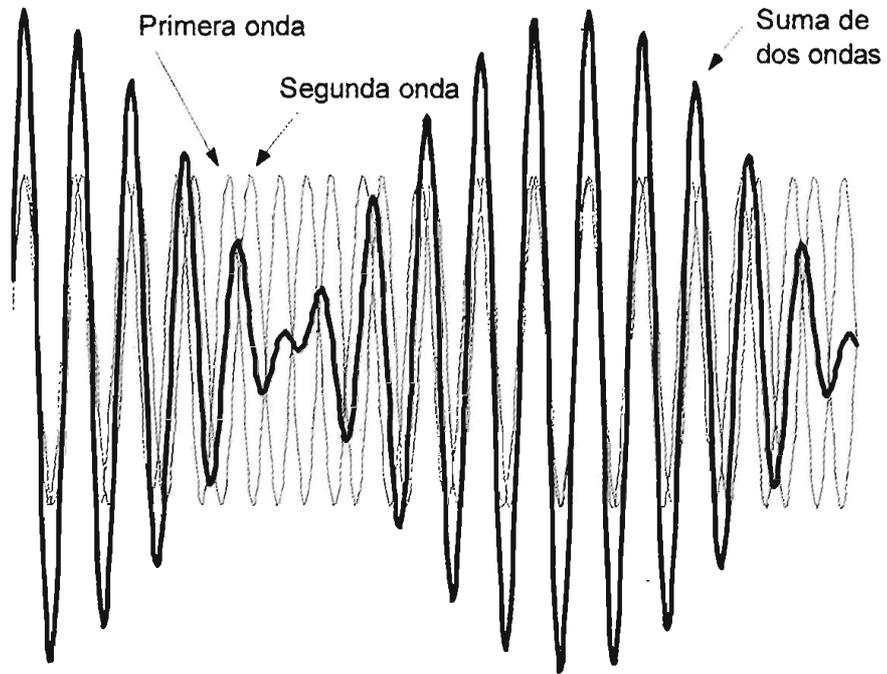


Figura 9.3. Interacción de dos ondas de igual amplitud, pero de periodos ligeramente distinto

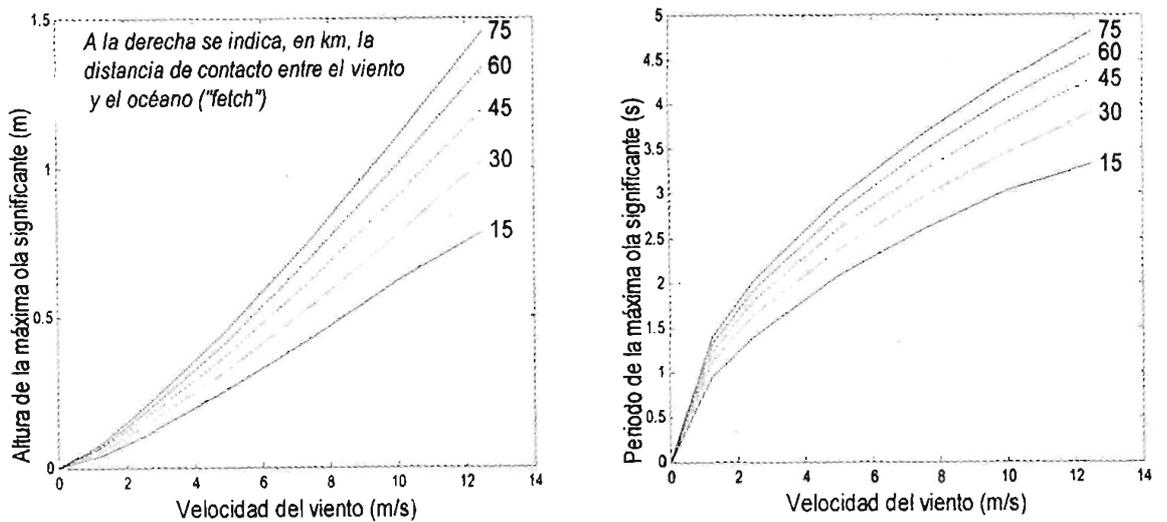


Figura 9.4. Efecto de la intensidad y del "fetch" del viento sobre la altura y el periodo de la máxima ola significativa, para un viento que ha soplado durante un tiempo largo

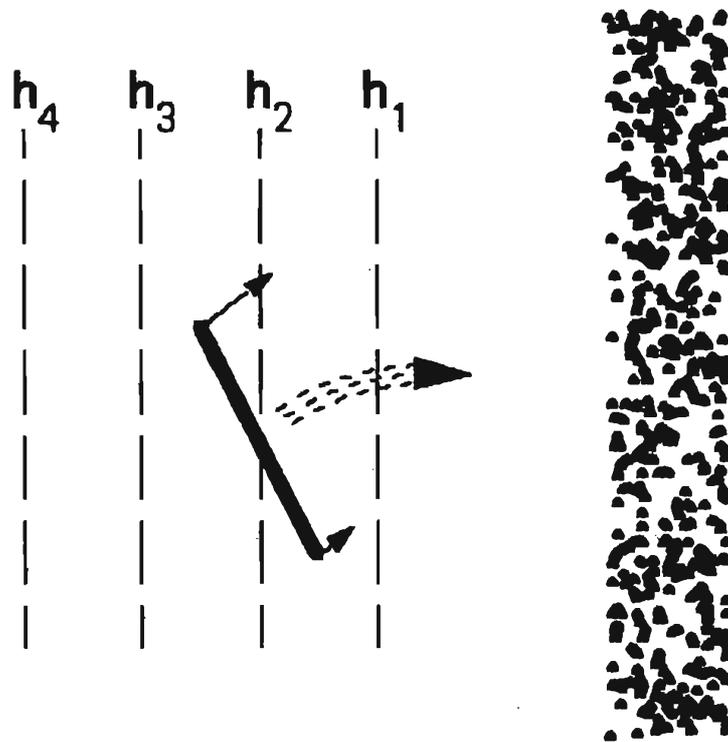


Figura 9.5. Una ola que incide oblicuamente sobre la costa tiende a rotar para propagarse de frente a ésta.

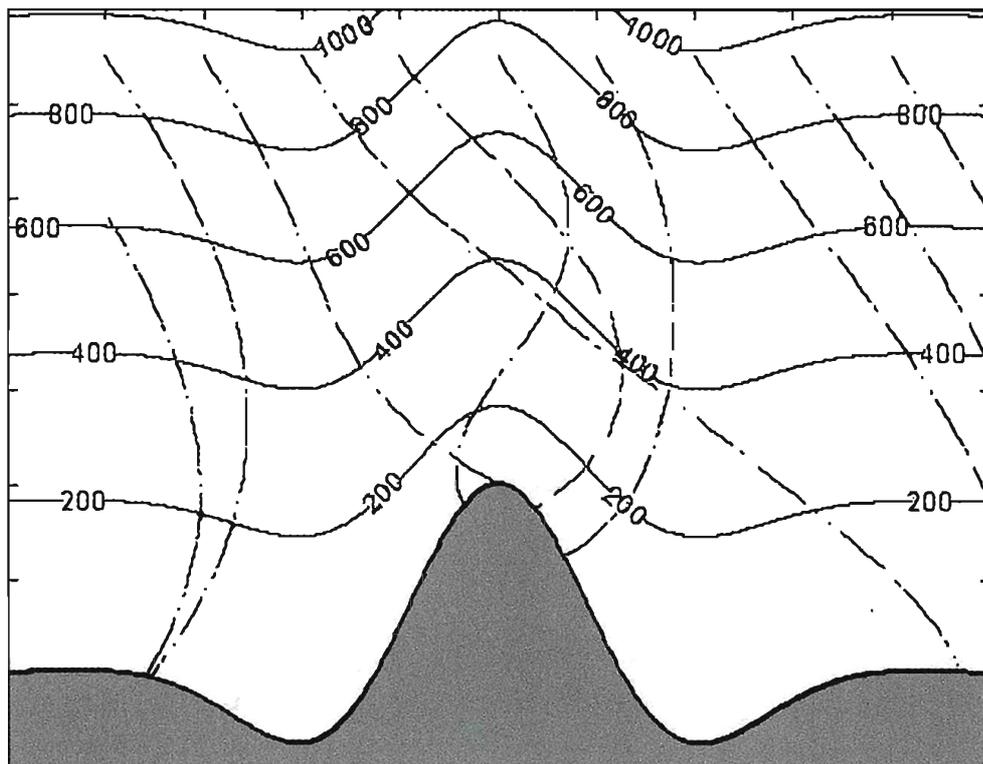


Figura 9.6. Las líneas entrecortadas indican trayectorias que tendrían ondas marinas que incidieran sobre la costa representada por la línea gruesa. Las líneas continuas representan líneas de igual profundidad, en metros. Las distancias en los ejes x e y son 20 y 40 kilómetros, respectivamente.

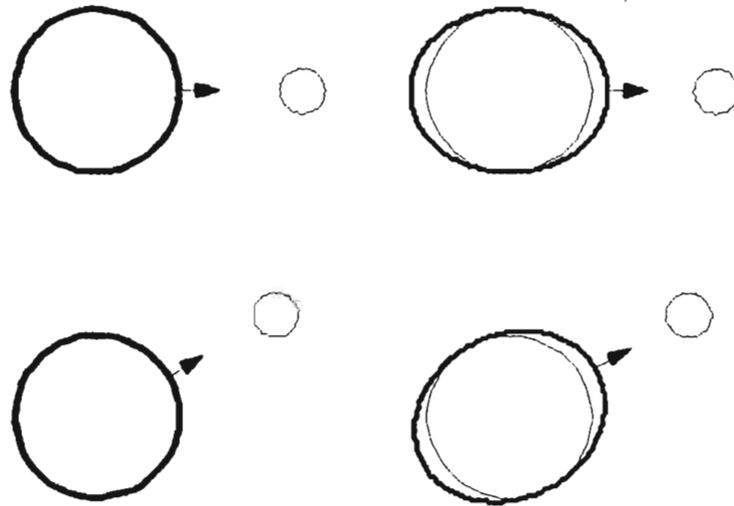


Figura 9.7. Esquema de las deformaciones mareales causadas por la Luna en el caso de una Tierra completamente cubierta de agua. Los tamaños de la Tierra y la Luna están a escala, pero no la distancia entre ambos cuerpos ni la deformación mareal.