

GEODINÁMICA INTERNA

Departamento de Geología

Universidad de Sonora

2025_1

Prof. Responsable: Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado

Prof. Corresponsable: Verónica Moreno Rodríguez

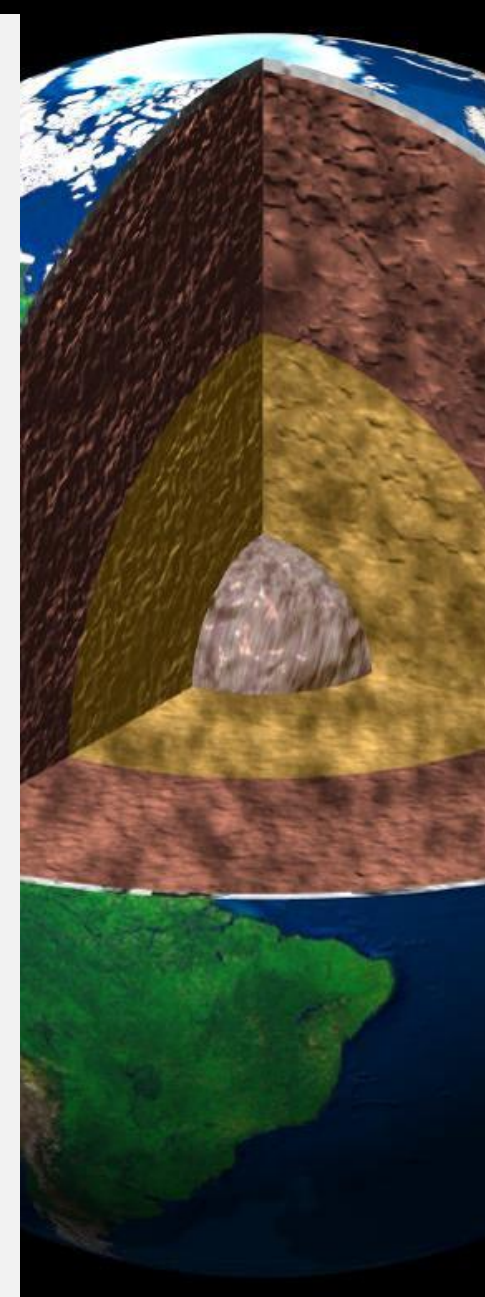




BLOQUE 02: ENTENDIENDO LA TIERRA A TRAVÉS DE LA SISMOLOGÍA

CONTENIDO

- Velocidades y propagación de ondas P y S.
- Distribución de velocidades en el interior de la Tierra.
- Ondas superficiales.
- Aplicación de las ondas superficiales en el estudio de la Tierra.
- Sismos: parámetros fundamentales, localización. Sismógrafo



INTRODUCCIÓN

Conceptos básicos

Ondas S y P

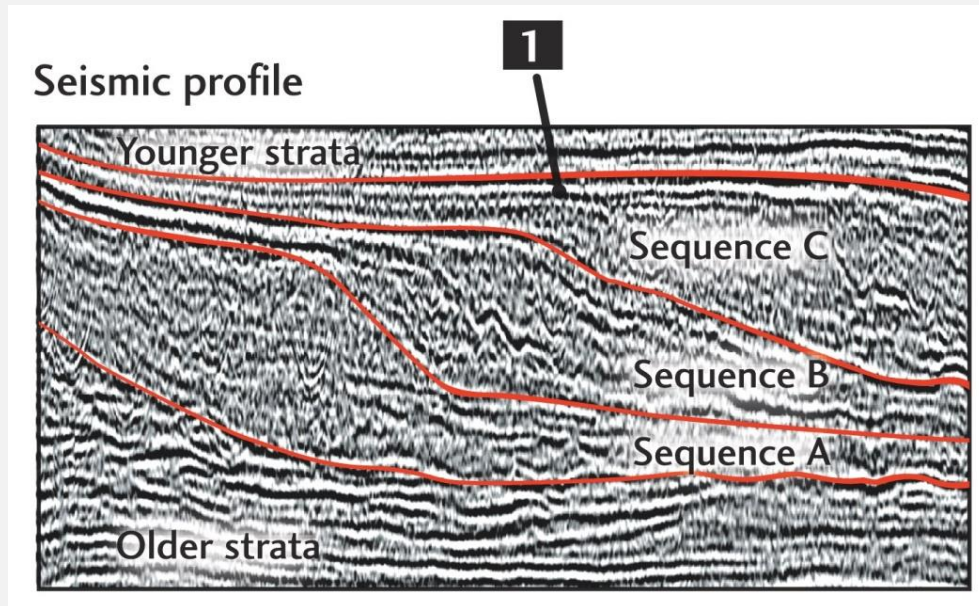
CONCEPTOS BÁSICOS

Geofísica

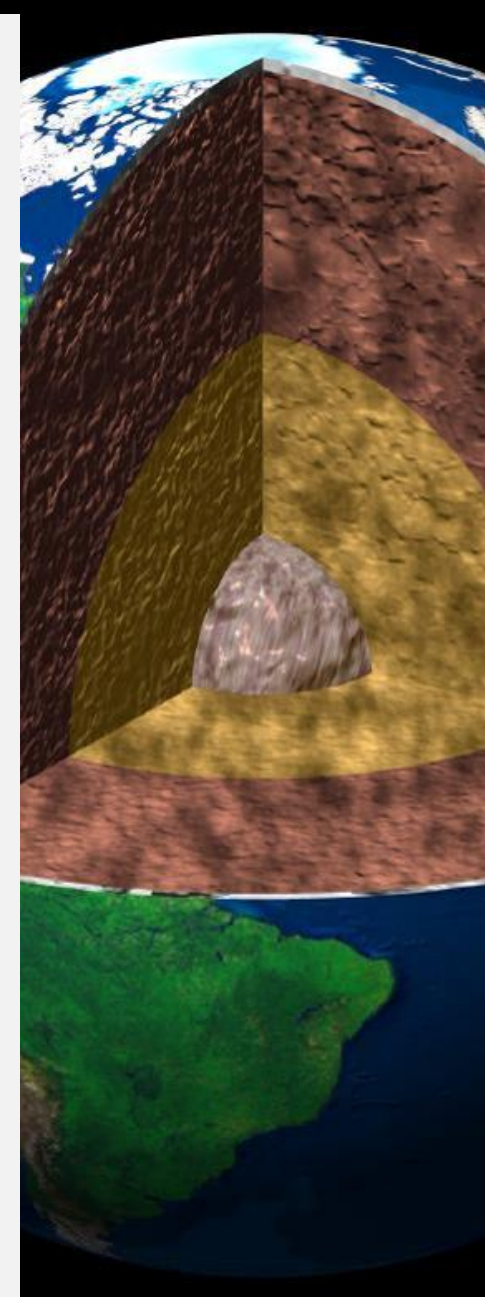
Aplicación de leyes y principios de la Física al estudio del planeta Tierra

La Sismología

Es el estudio de los terremotos y las ondas sísmicas que se mueven a través y alrededor de la Tierra



Es una herramienta
para estudiar el
interior de la Tierra

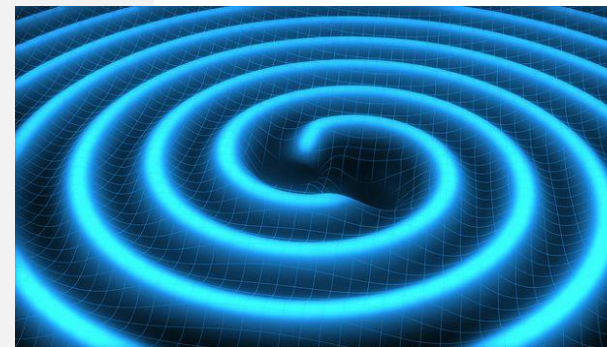
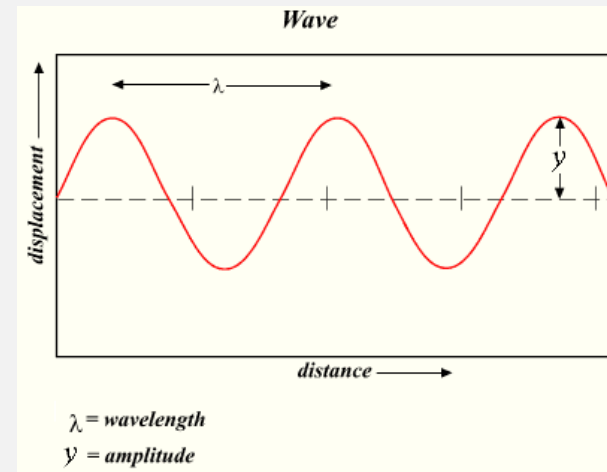
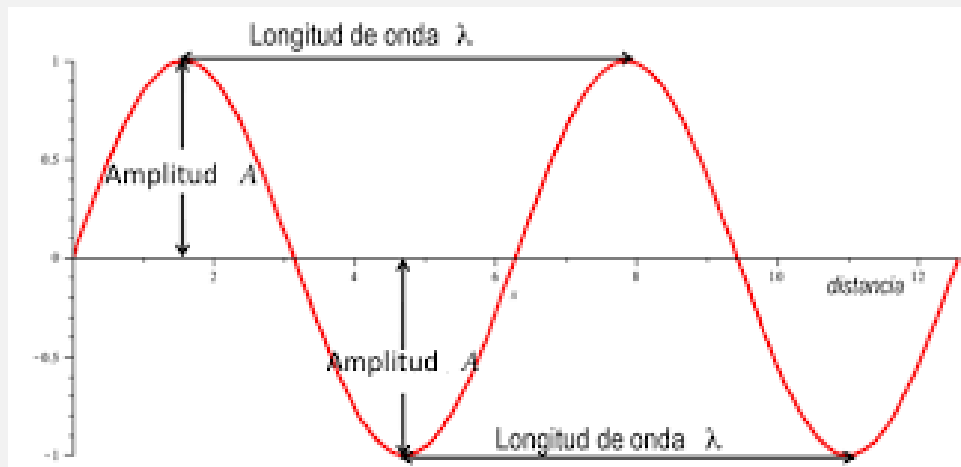


CONCEPTOS BÁSICOS

¿Qué es una onda?

En física, una onda **consiste en la propagación de una perturbación** de alguna propiedad del espacio, por ejemplo, densidad, presión, campo eléctrico o campo magnético, implicando un transporte de energía sin transporte de materia. El espacio perturbado puede contener materia (aire, agua, etc) o no (vacío).

transporte de energía elástica sin transporte de materia que produce una perturbación mecánica en las rocas terrestres.



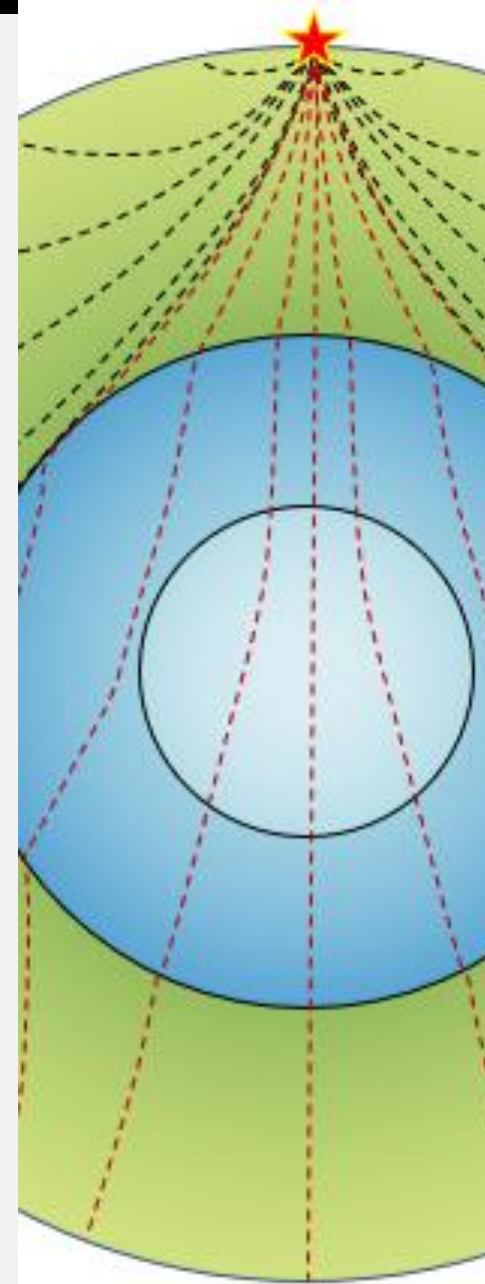
CONCEPTOS BÁSICOS

Sísmica

Dado que la Tierra o cualquier otro cuerpo planetario pueden ser considerados como un objeto elástico, puede albergar propagación de las ondas en su interior.

Una perturbación como un terremoto en cualquier punto de la Tierra producirá ondas energéticas llamadas ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas de energía que viajan a través de las capas de la Tierra



Ondas Primarias

Ondas P

Ondas Secundarias

Ondas S



Ondas de cuerpo

Viajan a través
del interior de la tierra

Ondas Rayleigh

Ondas Love



Ondas superficiales

- Viajan sólo a través de la corteza, las ondas de superficie son de una frecuencia más baja que las ondas de cuerpo.
- A pesar de que llegan después de las ondas S y P, las ondas superficiales son casi enteramente responsable de los daños y la destrucción asociada a los terremotos. Este daño y la fuerza de las ondas de superficie se reducen en los terremotos más profundos.

CONCEPTOS BÁSICOS

Imagínese golpear un gran bloque de roca fuerte (por ejemplo, granito) con un martillo pesado.

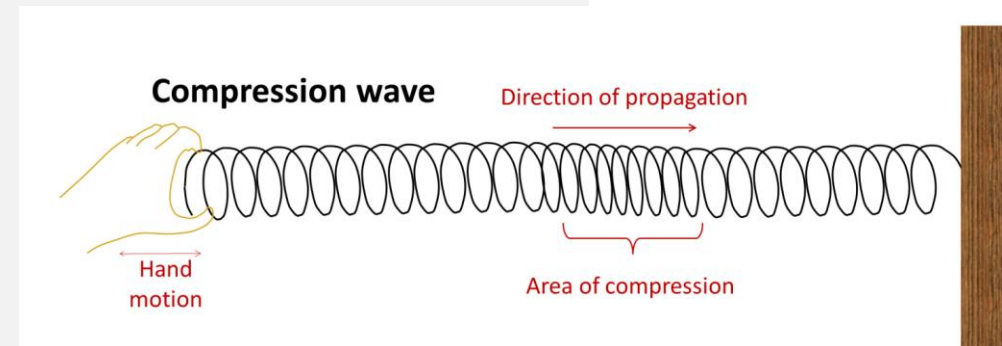
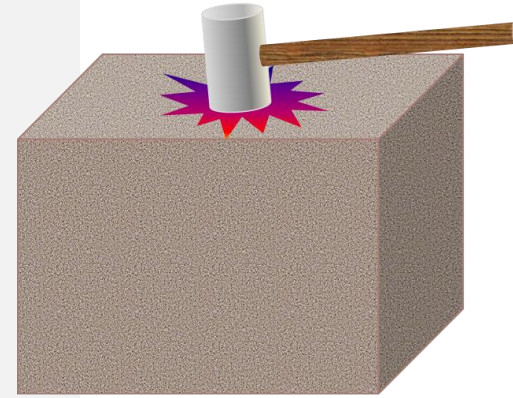
En el punto donde el martillo lo golpea, una pequeña parte de la roca se comprimirá en una fracción de milímetro.

Esa compresión se transferirá a la parte vecina de la roca y así sucesivamente hasta el lado más alejado de la roca, todo en una fracción de segundo.

Esto se conoce como onda de compresión y se puede ilustrar sosteniendo un resorte suelto que está unido a algo en el otro extremo.

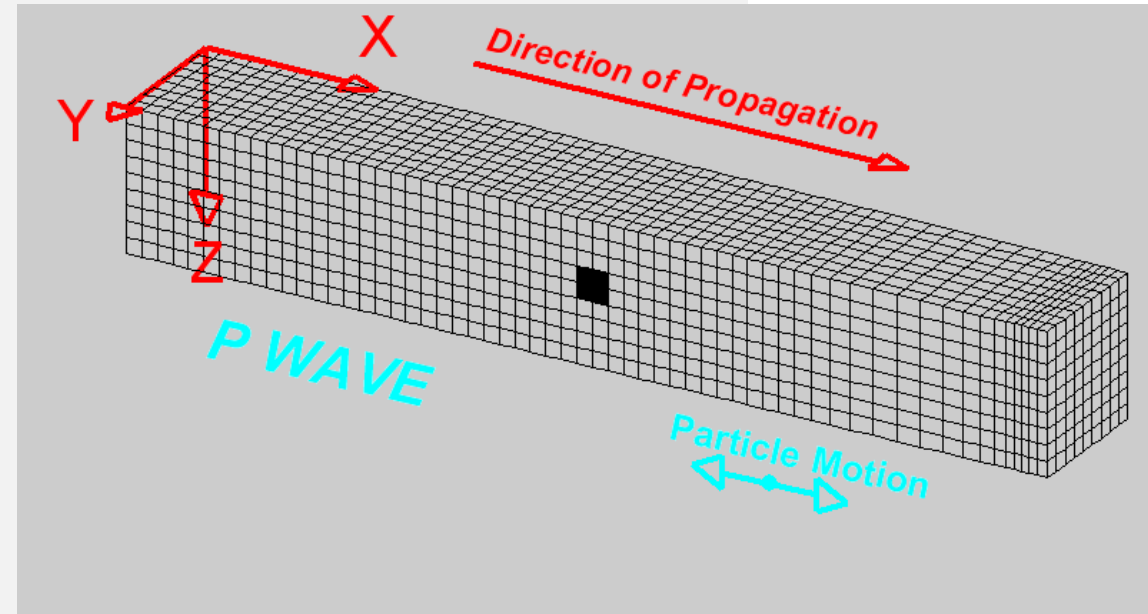
Si le da un fuerte empujón para que las bobinas se comprimen, la compresión se propaga (viaja) a lo largo del resorte y hacia atrás.

Puede pensar en una onda de compresión como una onda de "empuje", se llama onda P (aunque la "P" significa "primaria" porque las ondas P llegan primero a las estaciones sísmicas)...

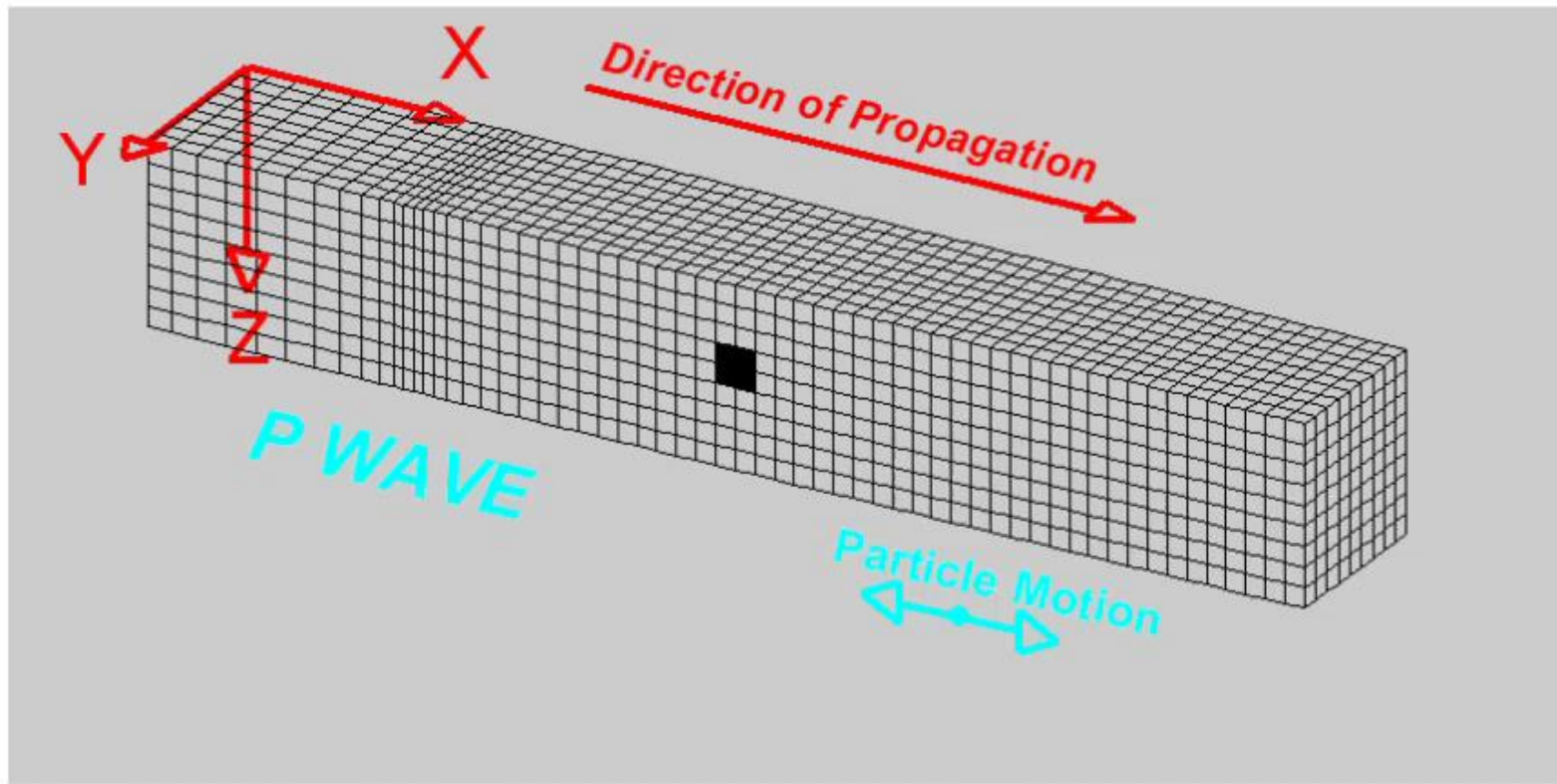


ONDAS PRIMARIAS P

Las ondas P (**PRIMARIAS**) son ondas longitudinales o de compresión, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1.73 veces de las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Velocidades típicas son 330m/s en el aire, 1450m/s en el agua y cerca de 5000m/s en el granito.



http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/images/P-wave_animation.gif

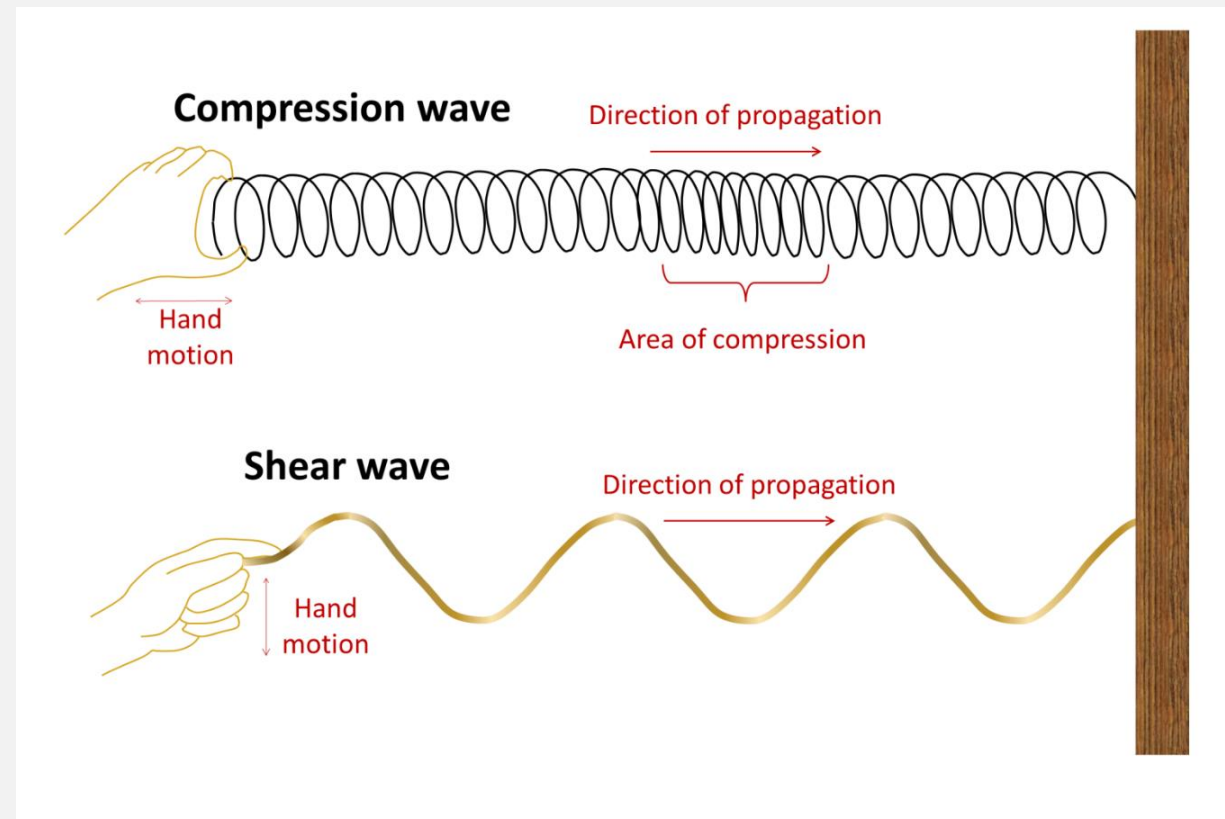


ONDA P (Figura A) Image ©2000-2006 Lawrence Braile, used with permission.

CONCEPTOS BÁSICOS

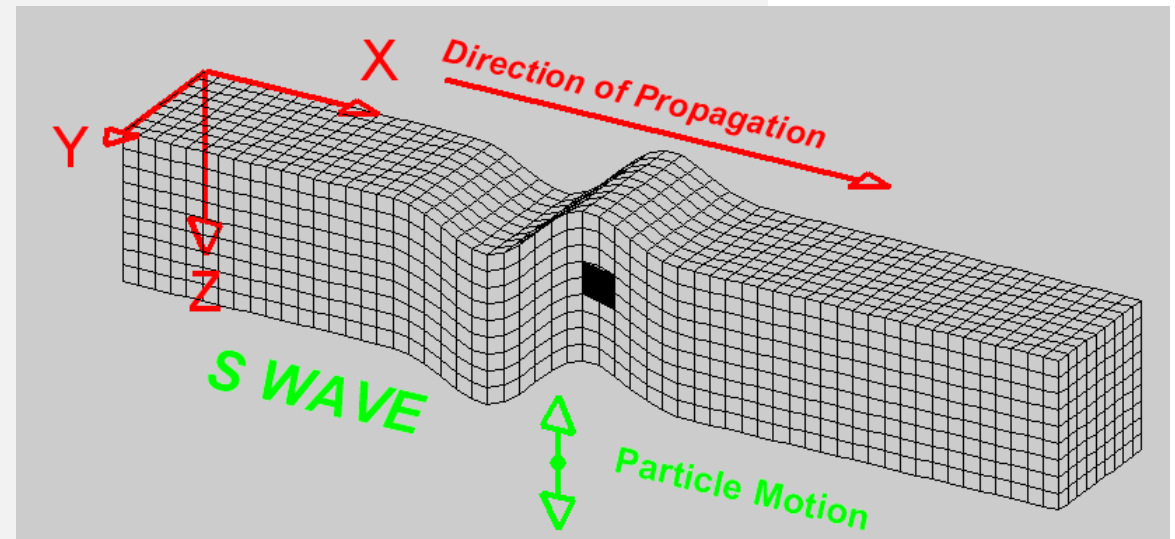
Cuando golpeamos una roca con un martillo, también creamos un tipo diferente de onda corporal, una que se caracteriza por vibraciones de ida y vuelta (a diferencia de las compresiones).

Esto se conoce como onda de corte (onda S, donde la "S" significa "secundaria"), y una analogía sería lo que sucede cuando golpea un trozo de cuerda con un movimiento hacia arriba y hacia abajo. Como se muestra en la figura, se formará una ola en la cuerda, que viajará hasta el final de la cuerda y volverá.

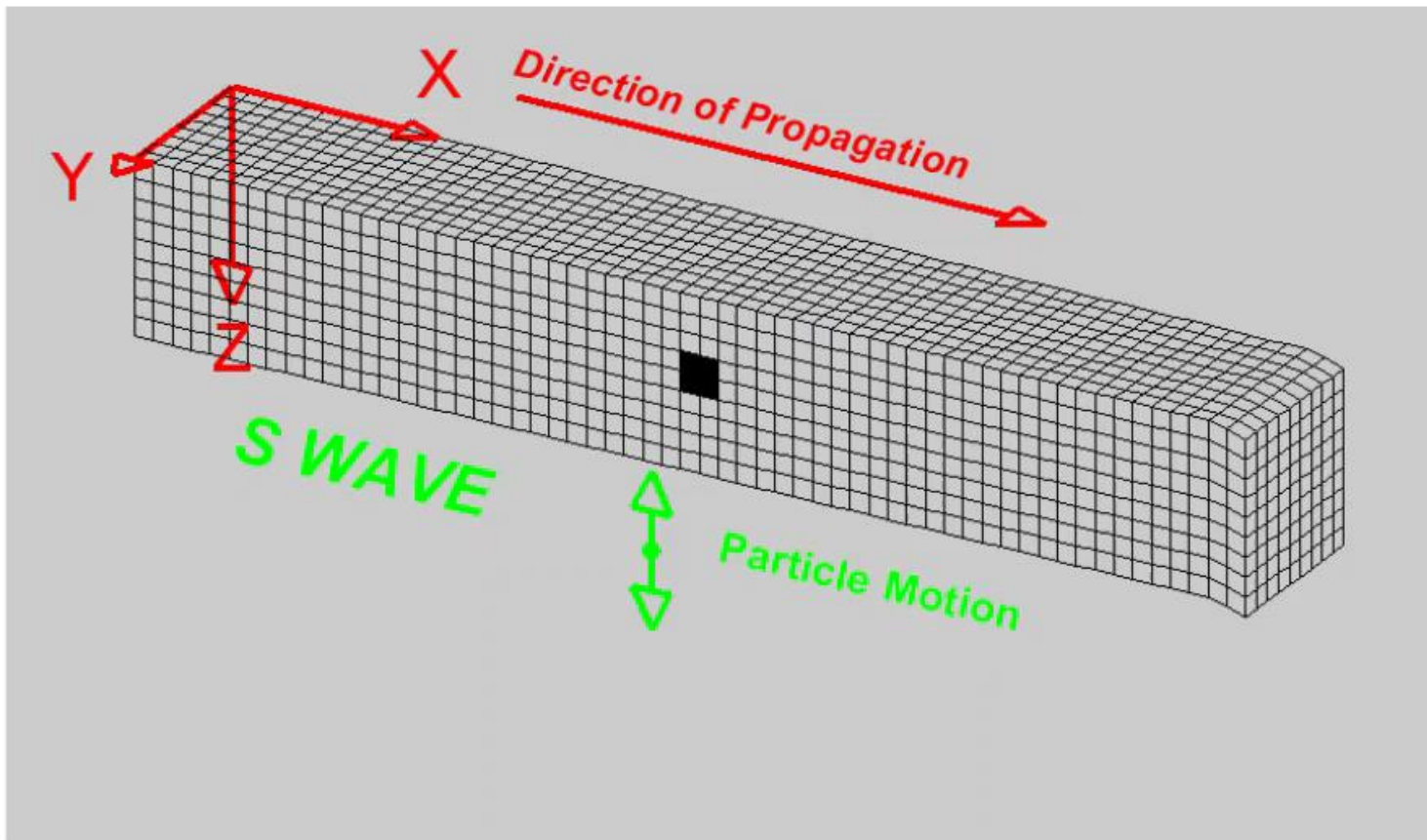


ONDAS SECUNDARIAS S

Las ondas S (**SECUNDARIAS**) son ondas transversales o de corte, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad es alrededor de 58% la de una onda P para cualquier material sólido. Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la P y se siente más fuerte que ésta



http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/images/S-wave_animation.gif

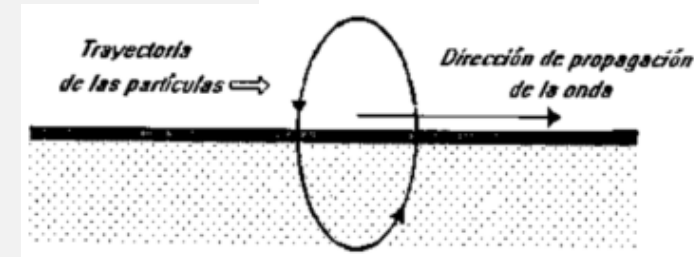
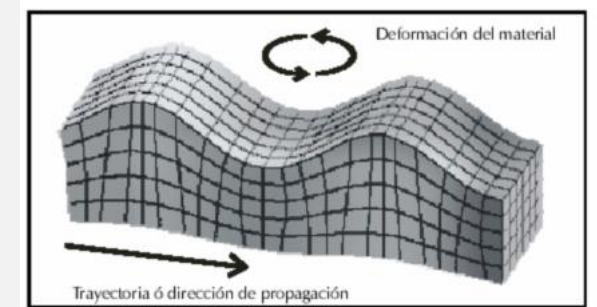


ONDA S (Figura B) Image ©2000-2006 Lawrence Braile.

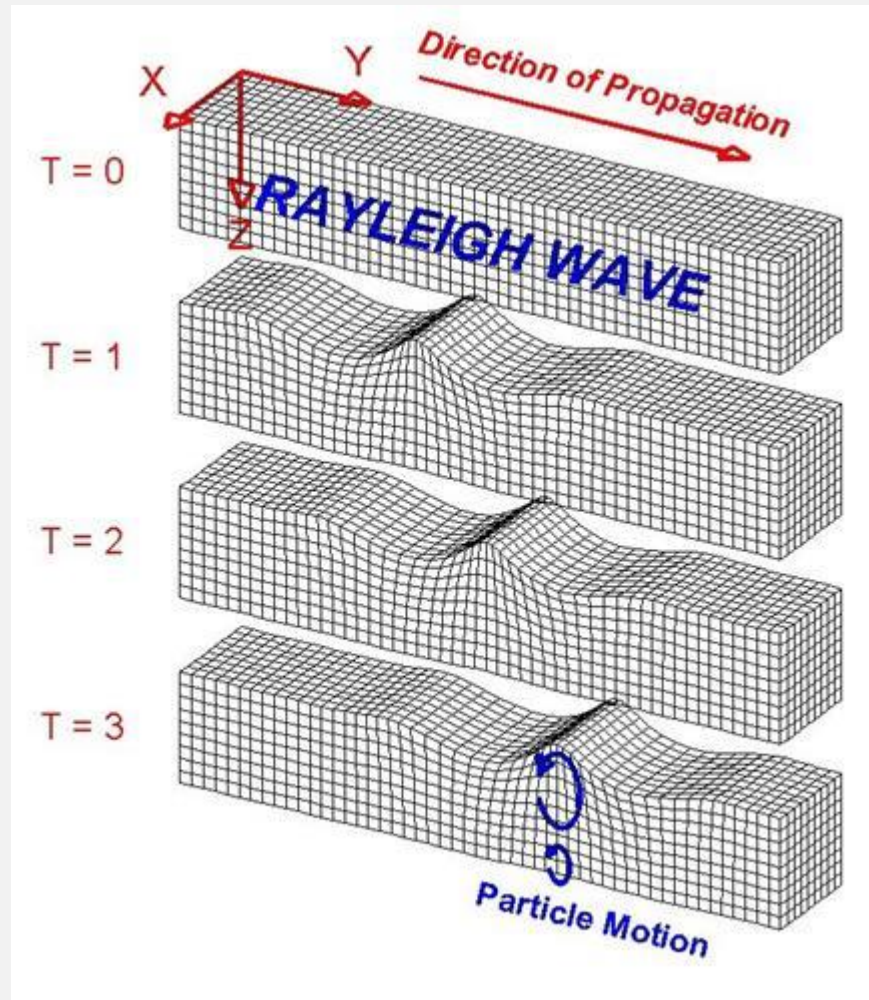
ONDAS DE RAYLEIGH

Ondas Superficiales

- Se forman cuando un sólido posee una superficie libre, como la superficie de la tierra, viajan a lo largo de la superficie. Se deben a la interacción entre las ondas P y las S (vertical).
- La trayectoria que describen las partículas del medio al propagarse la onda es elíptica retrógrada y ocurre en el plano de propagación de la onda.
- Ondas Rayleigh en honor a su descubridor Lord Rayleigh. Producen movimiento vertical similar al de las ondas marinas.
- Son las ondas más lentas, afectan a los cuerpos de agua en superficie

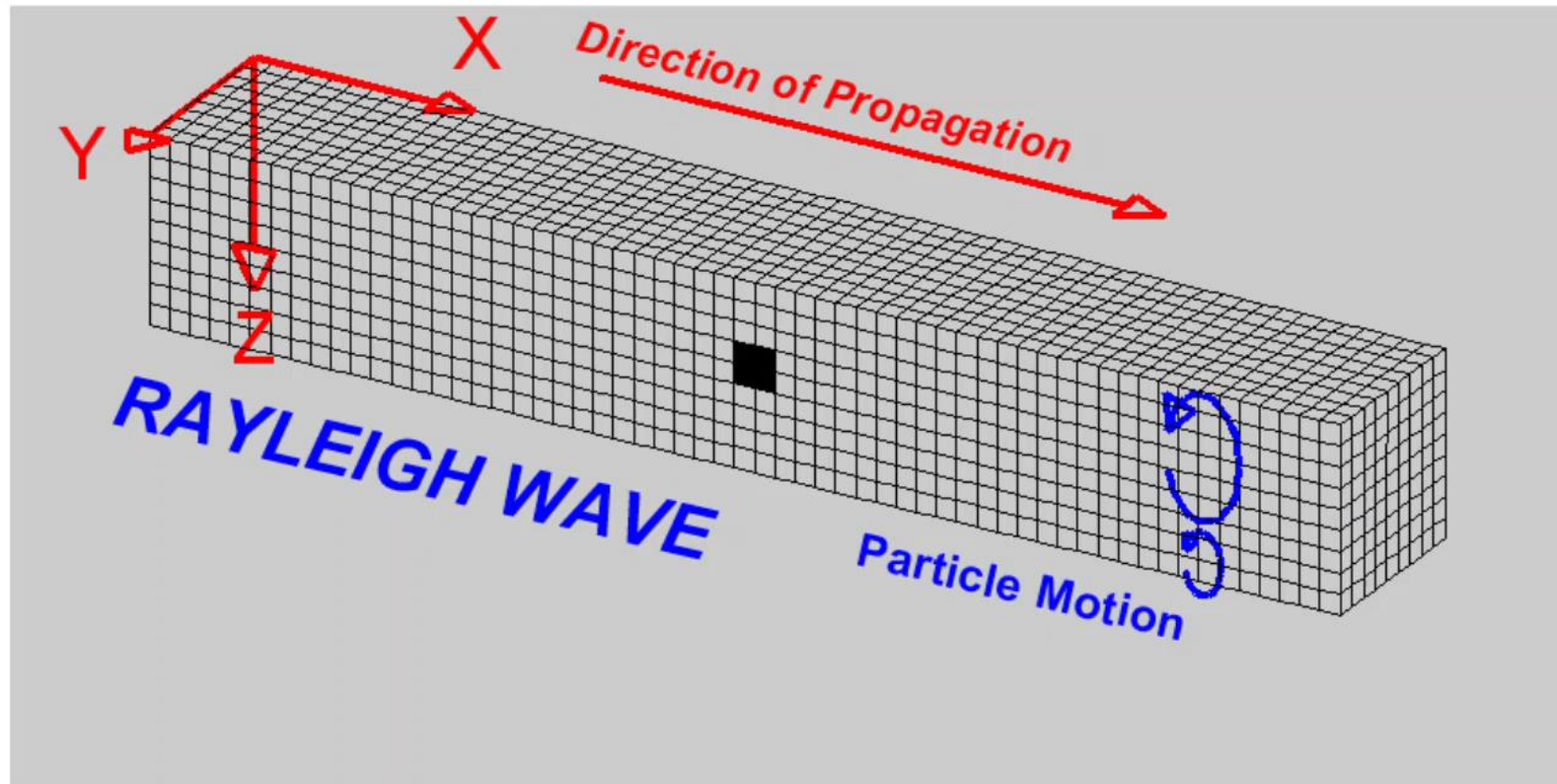


Ondas Rayleigh



http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/images/Rayleigh_animation.gif

- Nombradas por John Strutt, Lord Rayleigh, que predijo matemáticamente la existencia de este tipo de ola en ola rollos 1885.
- Las ondas Rayleigh genera rollos en el suelo al igual que una ola los genera través de un lago o un océano
- Se mueve el suelo de arriba abajo, y de lado a lado en la misma dirección que la onda está en movimiento.
- La mayoría de los temblores sentido de un terremoto es debido a la onda de Rayleigh, que puede ser mucho más grande que la otra onda

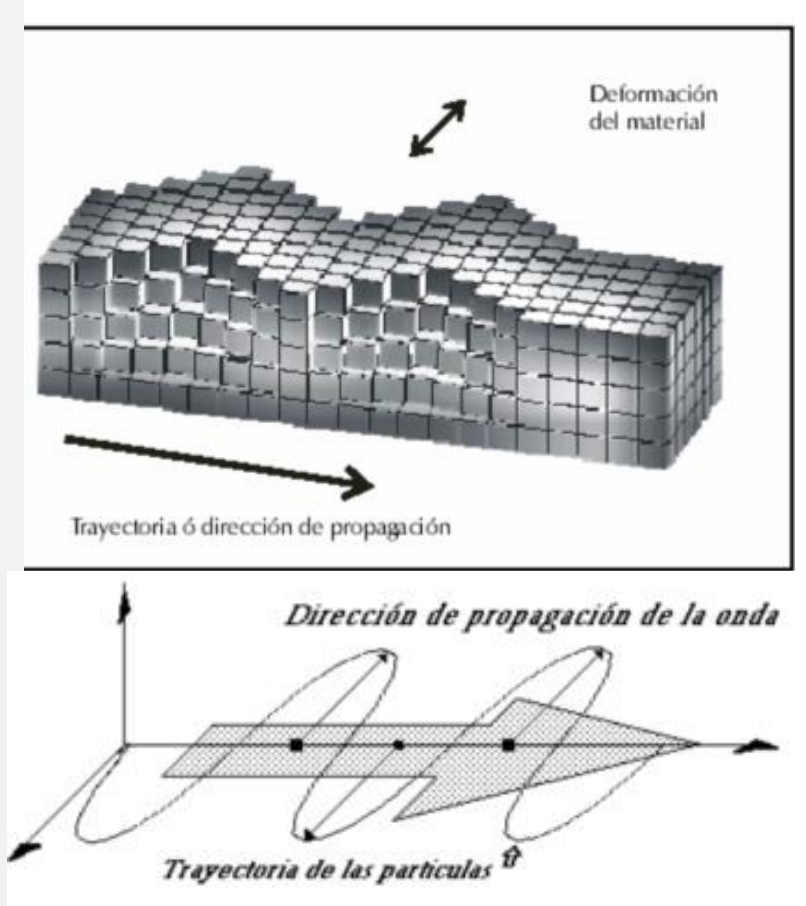


ONDA RAYLEIGH (Figura D) Image ©2000-2006 Lawrence Braile, used with permission.

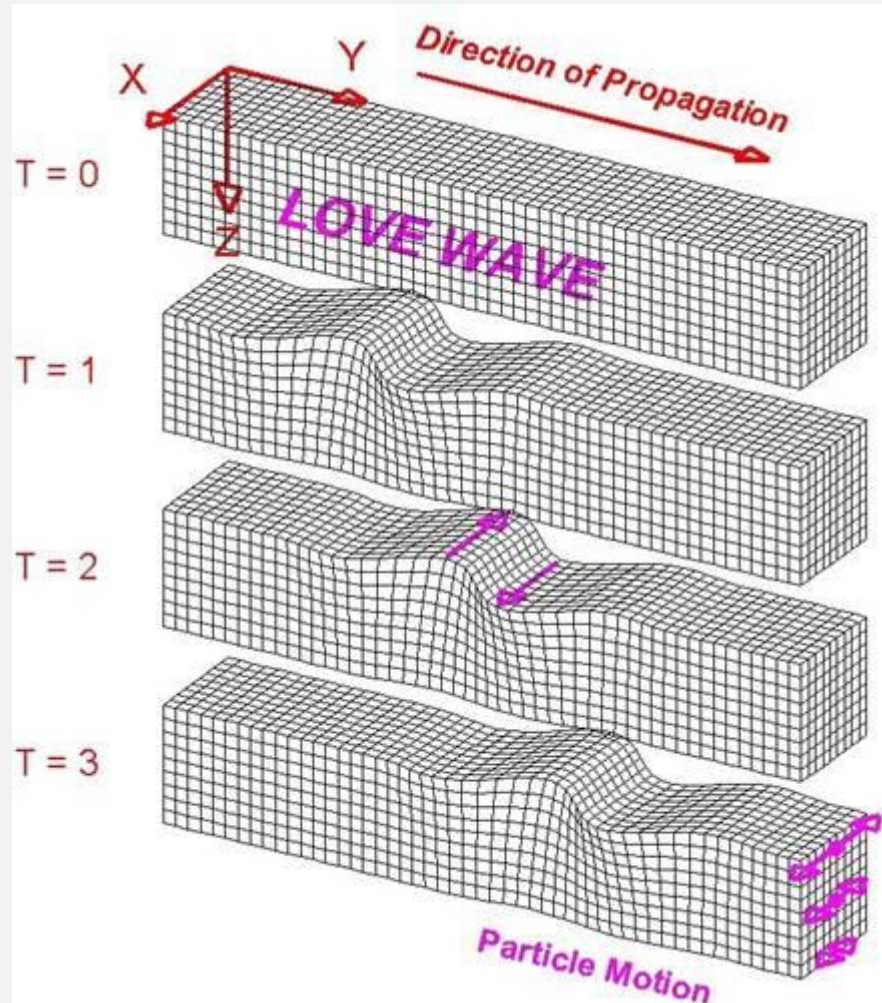
ONDAS LOVE

Ondas superficiales

- Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas de Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas S (horizontal).
- No pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. En otras palabras, estas se generan solo cuando el medio elástico se encuentra estratificado, situación que se cumple en nuestro planeta formada por capas de diferentes características físicas y químicas.
- Las ondas de Love se propagan con un movimiento de las partículas, perpendicular a la dirección de propagación, como las ondas S, sólo que polarizadas en el plano de la superficie de la Tierra, es decir solo poseen la componente horizontal a superficie.
- Las ondas de Love pueden considerarse como ondas S "atrapadas" en el medio superior.

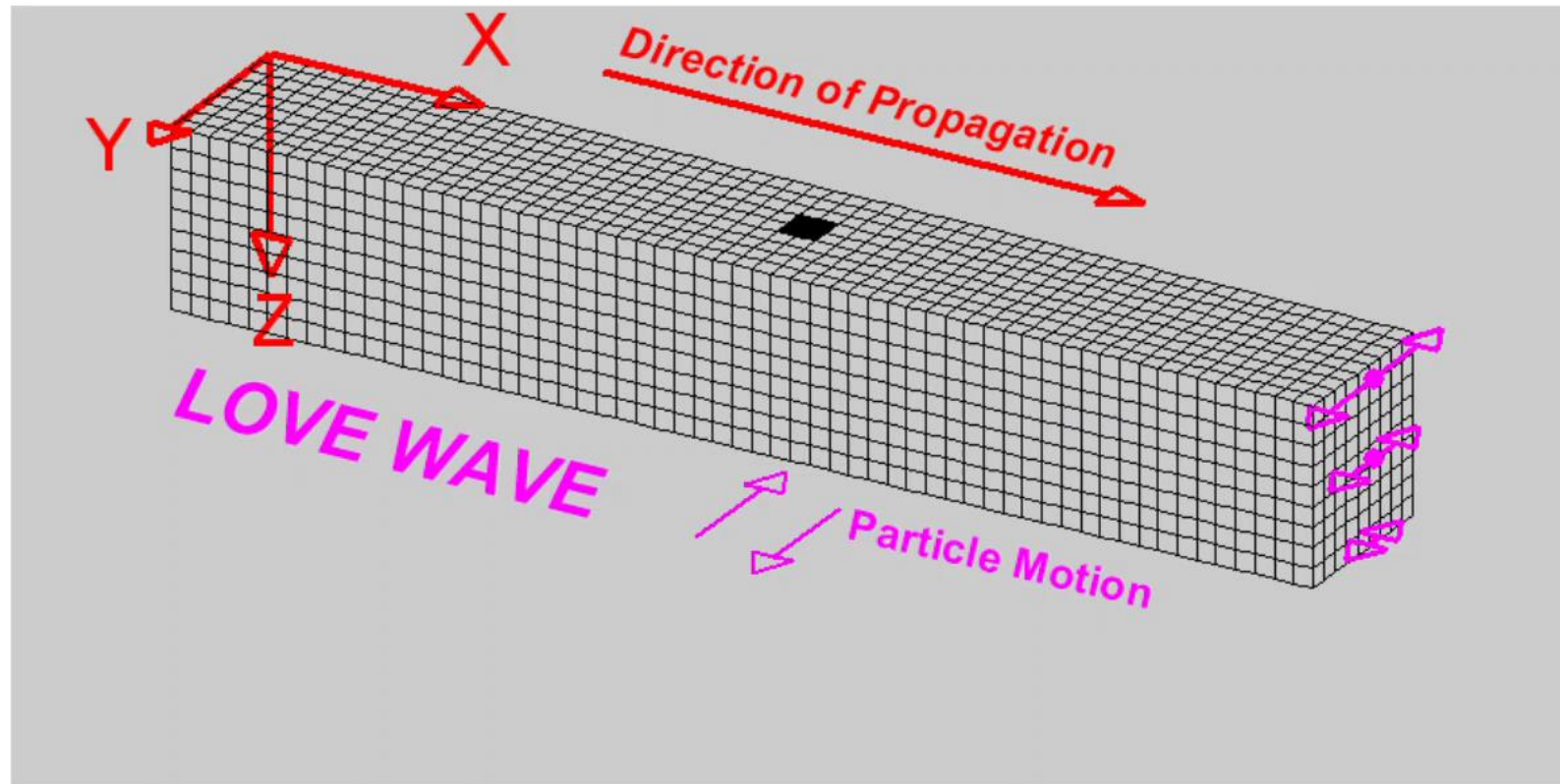


Ondas Love



- El primer tipo de onda de superficie.
- Llamada onda Love, por el matemático británico que trabajó en el modelo matemático para este tipo de onda en 1911, el A.E.H. Love.
- Es la onda superficial más rápida y se mueve el suelo de lado a lado.
- Confinada a la superficie de la corteza terrestre, producen ondas Love motion.

http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/images/Love_animation.gif

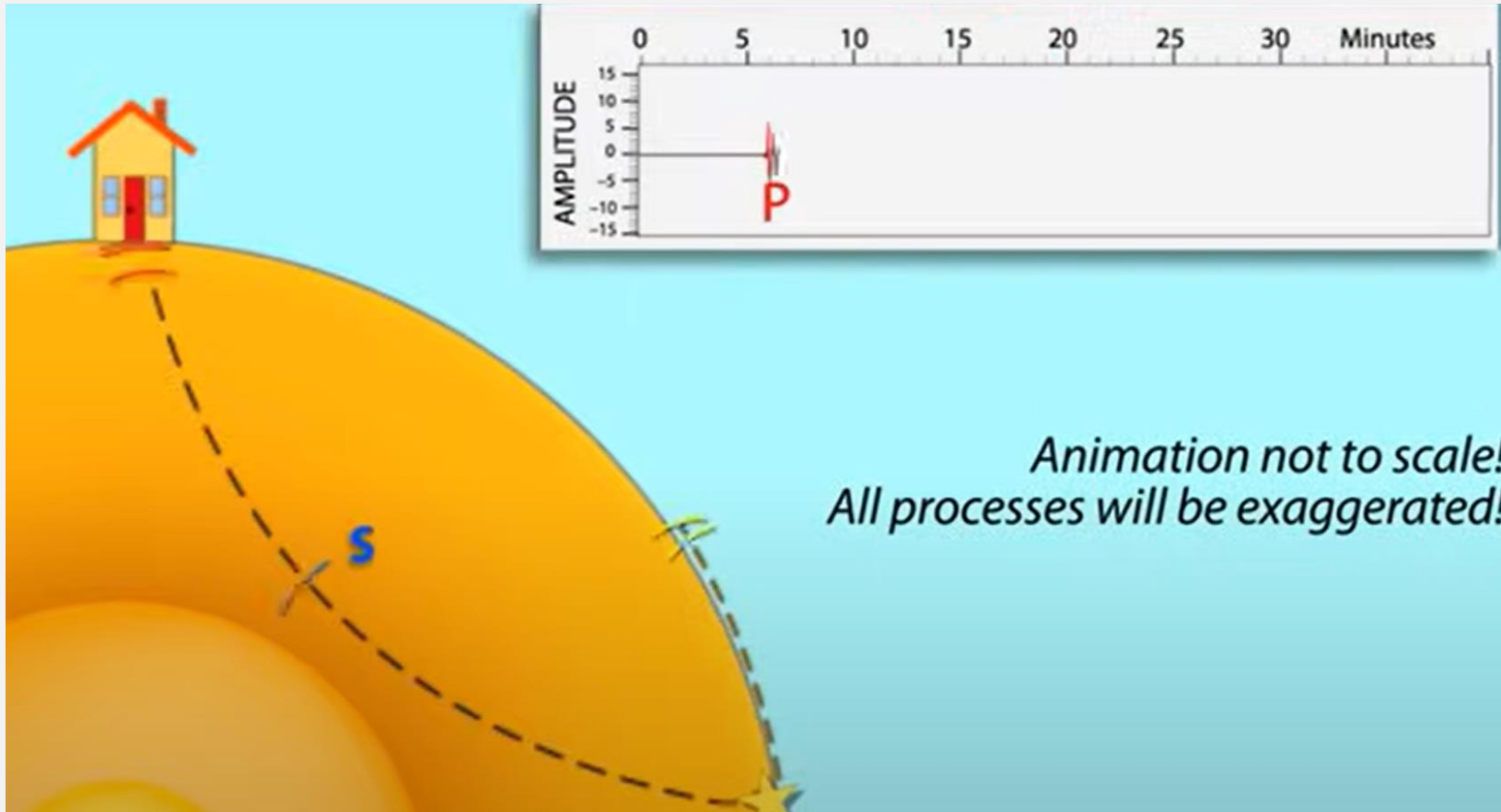


ONDA LOVE (Figura C) Image ©2000-2006 Lawrence Braille, used with permission.

<https://web.ua.es/es/urs/divulgacion/propagacion-de-ondas-sismicas.html>

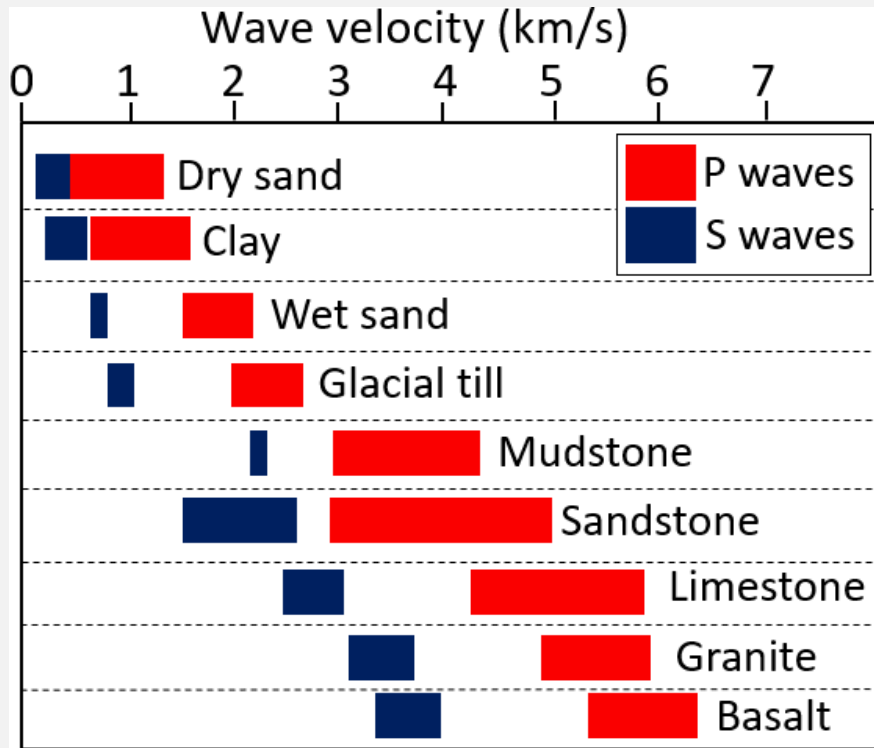
Veamos este video:

- https://youtu.be/Za_22xo7ZQQ

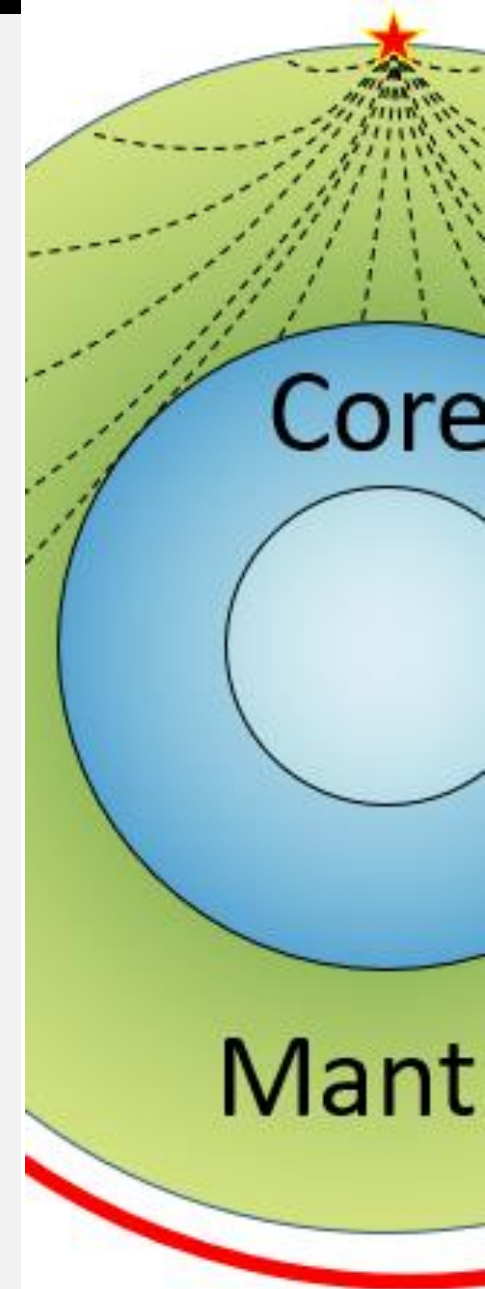


CONCEPTOS BÁSICOS

*La velocidad de propagación de las ondas depende de la **densidad** y **elasticidad del medio**.*



- Las ondas de compresión y las ondas de corte viajan muy rápidamente a través de materiales geológicos.
- Como se muestra en la Figura, las velocidades típicas de las ondas P están entre 0.5 kilómetros por segundo (km /s) y 2.5 km / s en sedimentos no consolidados, y entre 3.0 km / sy 6.5 km /s en rocas de la corteza sólida.
- De las rocas comunes de la corteza, las velocidades son mayores en basalto y granito.
- Las ondas S son más lentas que las ondas P, con velocidades entre 0,1 km / sy 0,8 km / s en sedimentos blandos, y entre 1,5 km / sy 3,8 km / s en rocas sólidas.



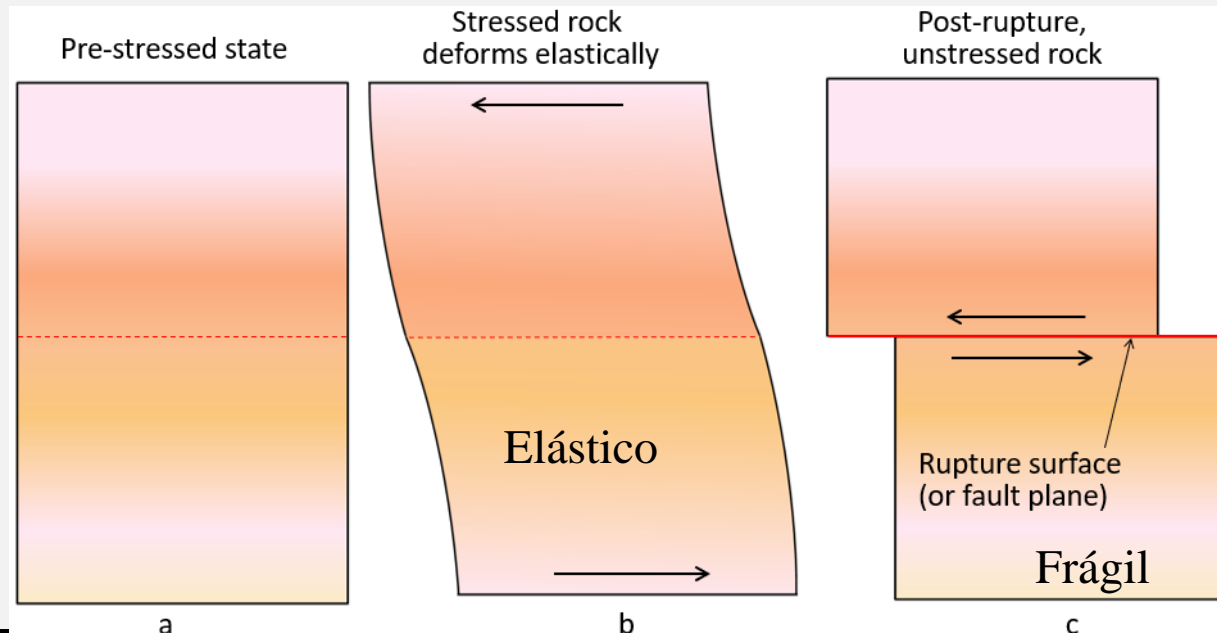


TERREMOTOS

¿QUÉ ES UN TERREMOTO?

Un terremoto es el temblor causado por la **ruptura** y el posterior **desplazamiento** de rocas (un cuerpo de roca en movimiento con respecto a otro) debajo de la superficie de la Tierra.

- Un cuerpo de roca sometido a tensión se deforma.
- Cuando la roca ya no puede soportar la deformación, se rompe y los dos lados se deslizan uno al lado del otro.
- La tensión aplicada a una roca, puede deformarla .
- Las rocas pueden soportar una deformación significativa sin romperse. Pero cada roca tiene un límite de deformación y se romperá una vez que se alcance ese límite.
- Cuando la roca se rompe, se produce un desplazamiento a lo largo de la superficie de ruptura



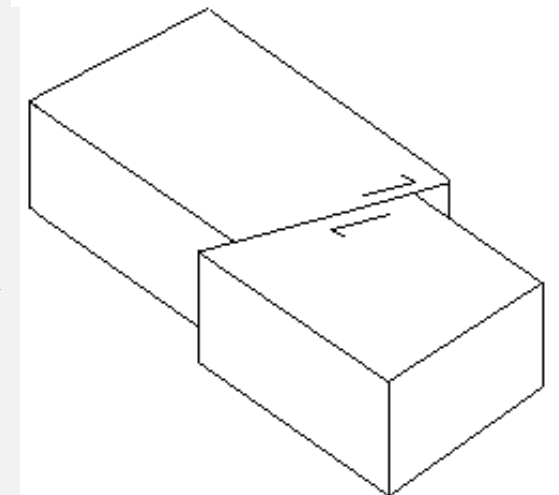
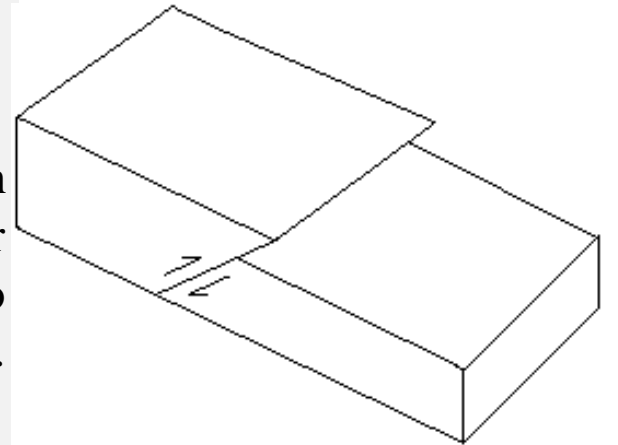
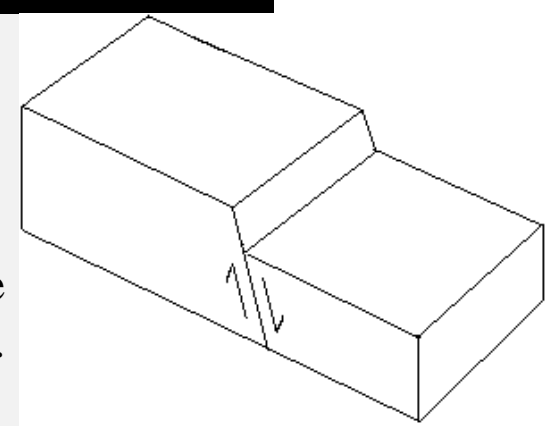
La magnitud del terremoto depende de la extensión del área que se rompe (el área de la superficie de ruptura) y la cantidad promedio de desplazamiento (deslizamiento).

TIPOS DE RUPTURAS: FALLAS

Las **fallas normales** son las grietas en donde un bloque de roca se está deslizando hacia abajo y lejos de otro bloque de roca.

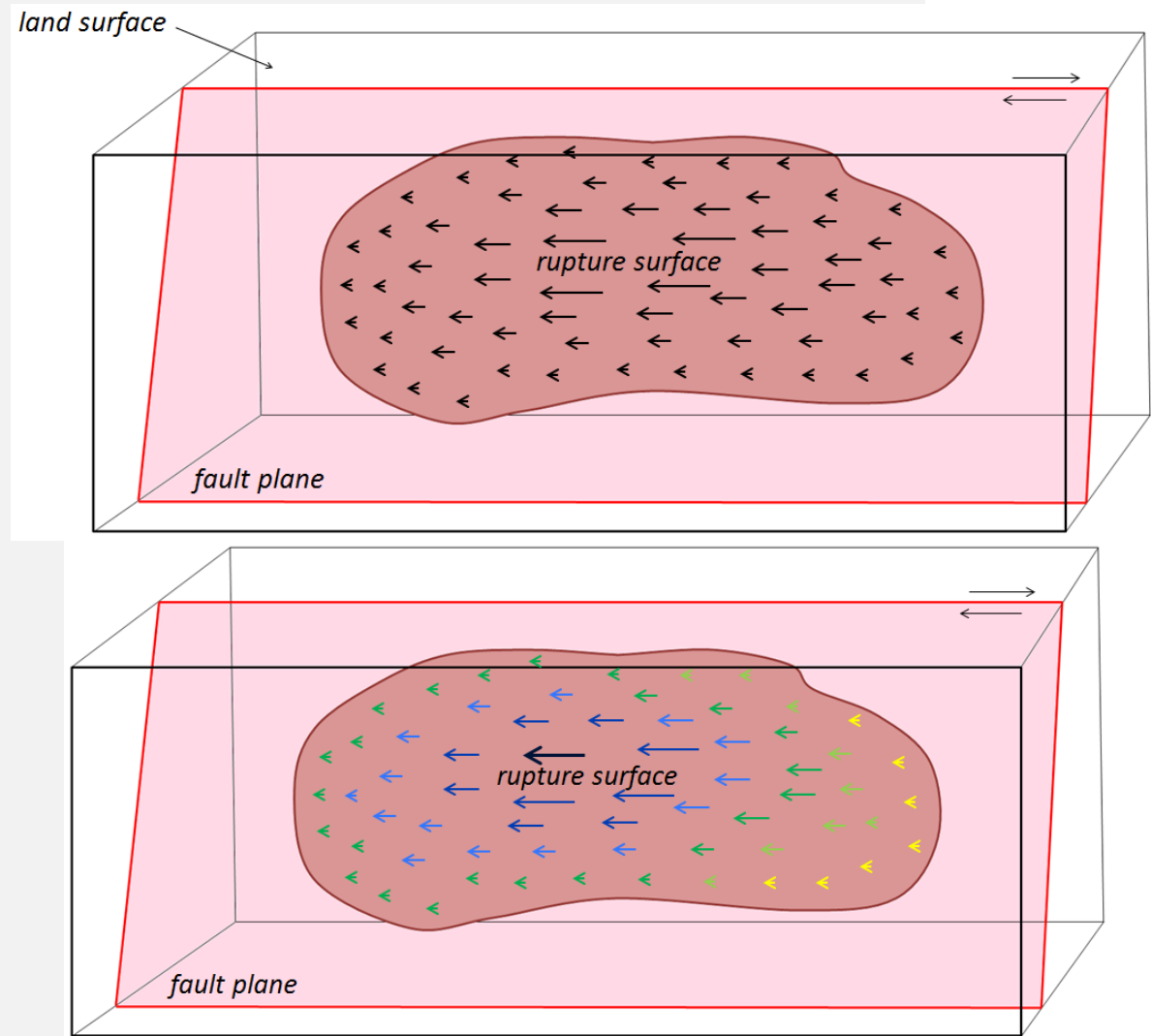
Las **fallas inversas** son grietas formadas en zonas placa está empujando a otra. También ocurren cuando una placa es plegable hacia arriba porque está siendo comprimido por otra placa de empuje en contra de ella. De modo que un bloque de roca se desliza debajo de otro bloque o un bloque está siendo empujado hacia arriba sobre el otro.

Las **fallas transcurrentes** son grietas que se producen en la roca cuando se deslizan una sobre otra. La falla de San Andrés es una falla de desgarre. Es el más famoso falla de California y ha causado una gran cantidad de terremotos de gran alcance.



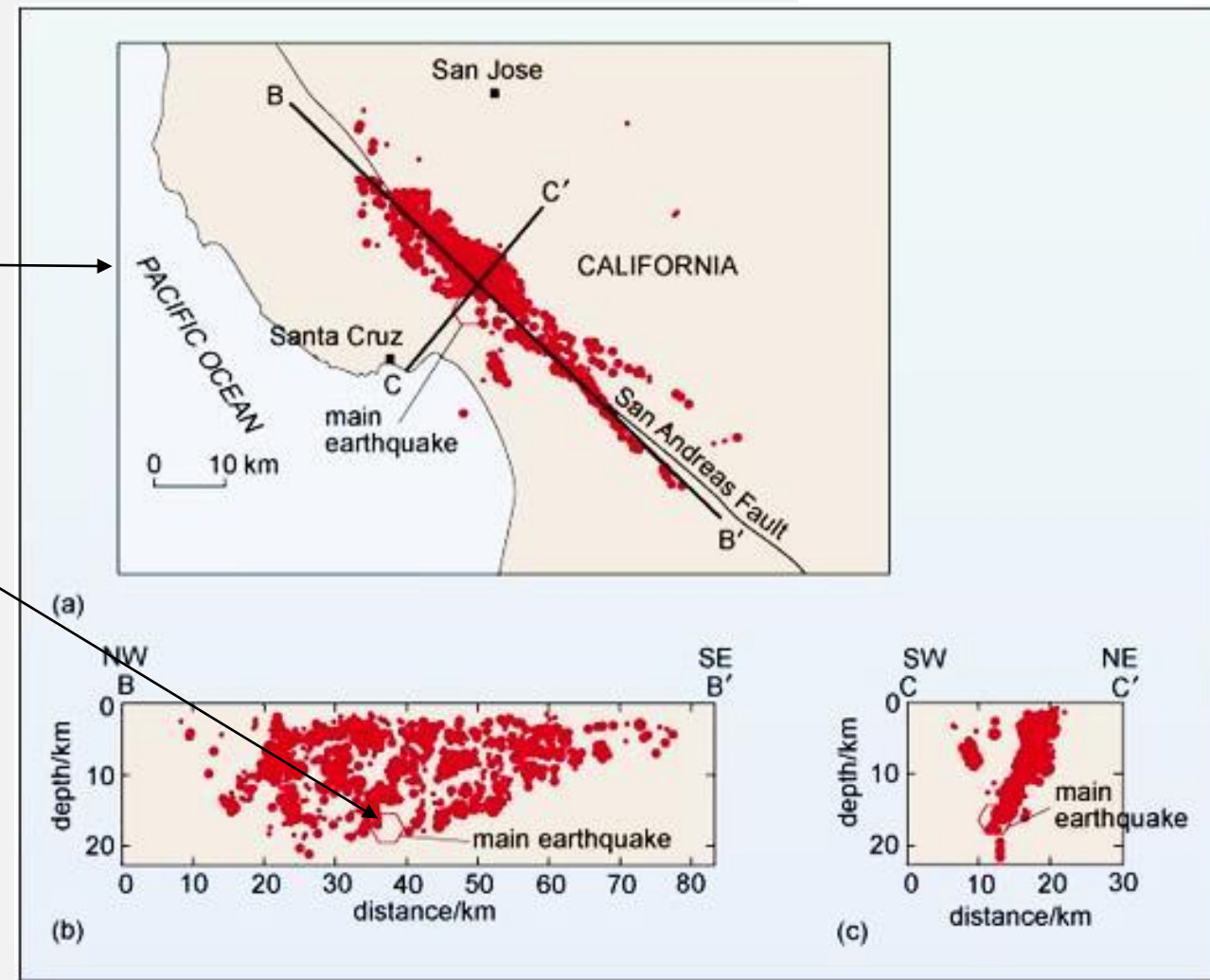
SUPERFICIE DE RUPTURA

- El concepto de superficie de ruptura, que es fundamental para comprender los terremotos.
- Un terremoto no ocurre en un punto, ocurre en un área dentro de un plano, aunque no necesariamente en un plano.
- Dentro del área de la superficie de ruptura, la cantidad de desplazamiento es variable y, por definición, disminuye a cero en los bordes de la superficie de ruptura porque la roca más allá de ese punto no se desplaza en absoluto.
- La extensión de una superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento dependerán de una serie de factores, incluido el tipo y la resistencia de la roca, y el grado en que se tensó de antemano.
- La ruptura del terremoto no ocurre de una vez; comienza en un solo punto y se propaga rápidamente desde allí. Dependiendo de la extensión de la superficie de ruptura, la propagación de fallas desde el punto de inicio generalmente se completa en segundos a varias decenas de segundos
- El punto de inicio no está necesariamente en el centro de la superficie de ruptura; puede estar cerca de un extremo, cerca de la parte superior o cerca de la parte inferior.



RÉPLICAS

- Distribución de las réplicas inmediatas asociadas con el terremoto de Loma Prieta de 1989.
- El panel (b) es una sección a lo largo de la falla de San Andrés; se puede observar el plano de falla, como hemos visto en las figuras anteriores.
- El hexágono etiquetado como "terremoto principal" representa el primer choque o el principal.
- Cuando eso sucedió, la roca en ese lugar se rompió y fue desplazada. Eso liberó la tensión en esa parte particular de la falla, pero resultó en un aumento de la tensión en otras partes cercanas de la falla y contribuyó a una cascada de rupturas más pequeñas (réplicas), en este caso, en un área de aproximadamente 60 kilómetros de largo y 15 kilómetros de ancho.
- Entonces, ¿qué es exactamente una réplica? Una réplica es un terremoto como cualquier otro, pero se puede demostrar que se ha desencadenado por la transferencia de tensión de un terremoto anterior.
- A las pocas decenas de segundos del terremoto principal de Loma Prieta, hubo cientos de réplicas más pequeñas; su distribución define el área de **la superficie de ruptura**.

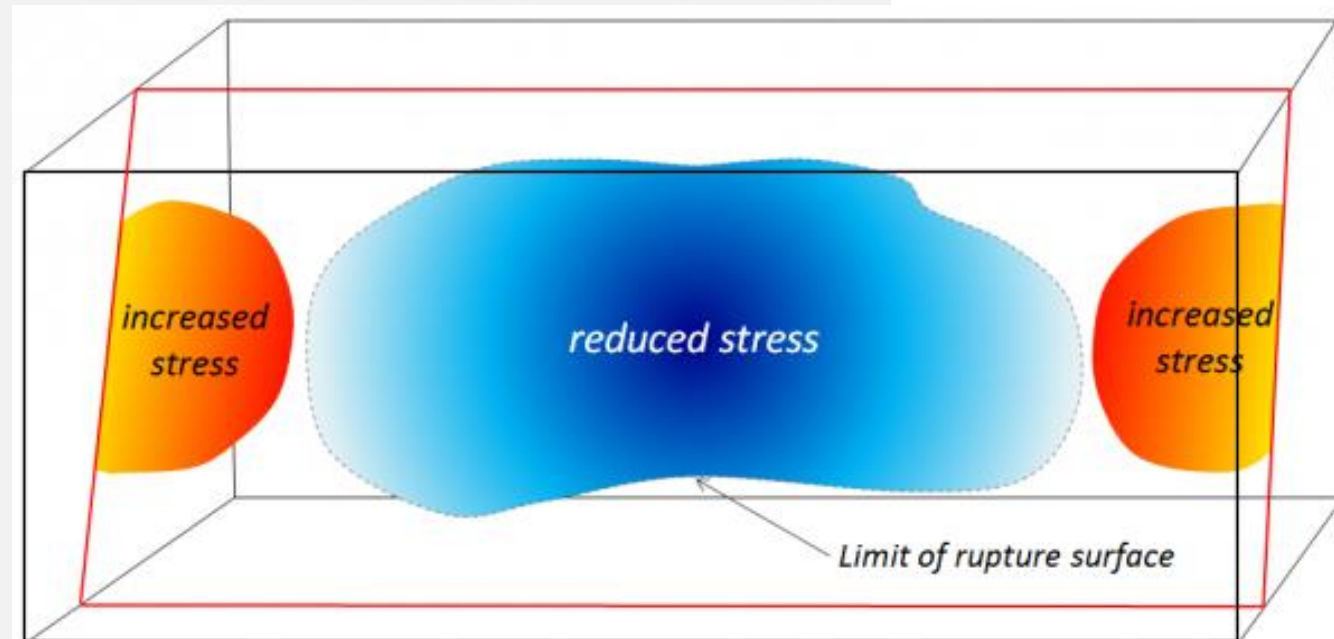


RÉPLICAS

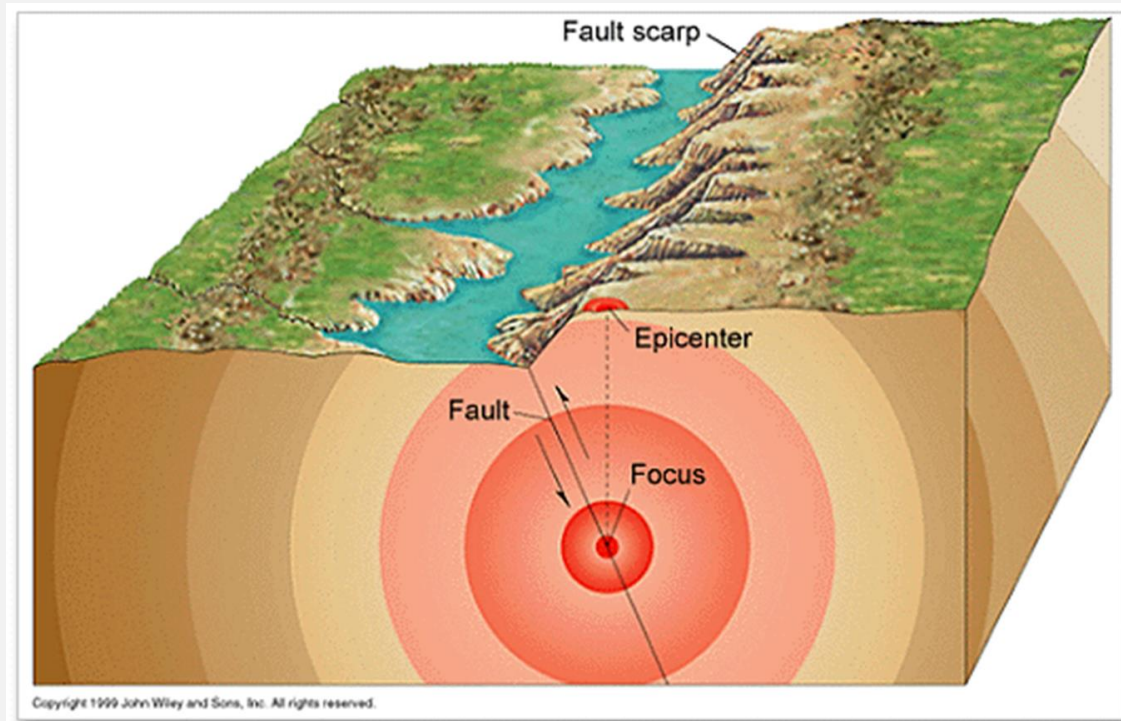
- Las réplicas pueden ser de cualquier magnitud. La mayoría son más pequeños que el terremoto que los desencadenó, pero pueden ser más grandes.
- Todas las réplicas que se muestran en el ejemplo anterior ocurrieron a los pocos segundos o minutos del choque principal, pero las **réplicas pueden demorarse horas, días, semanas o incluso años**.
- Como ya se señaló, las réplicas están relacionadas con la transferencia de estrés. Por ejemplo, el choque principal del terremoto de Loma Prieta provocó réplicas en el área inmediata, que se desencadenaron más en el área circundante, extendiéndose finalmente por 30 kilómetros a lo largo de la falla en cada dirección y por 15 kilómetros hacia la superficie.
- Pero el terremoto en su conjunto también **cambió la tensión** en las partes adyacentes de la falla de San Andrés.

Este efecto de cambio de tensión se ha modelado para numerosos terremotos y fallas activas en todo el mundo. Y muestra lo que vemos en esta figura.

La tensión se reduce en el área de la ruptura (azul), pero aumenta en cualquier extremo de la superficie de ruptura (rojo y amarillo).



- La transferencia de tensión no se limita necesariamente a la falla a lo largo de la cual ocurrió un terremoto. Afectará a las rocas en general alrededor del sitio del terremoto y puede conducir a un aumento de la tensión en otras fallas en la región.
- Los efectos de la transferencia del estrés no necesariamente se manifiestan de inmediato. Los segmentos de fallas se encuentran típicamente en algún estado de tensión, y la transferencia de tensión desde otra área solo rara vez es suficiente para empujar un segmento de falla más allá de sus límites hasta el punto de ruptura.
- El estrés que se agrega por la transferencia de estrés se acumula junto con la acumulación continua de estrés por el movimiento de la placa y eventualmente conduce a otro terremoto





TERREMOTOS Y TECTÓNICA DE PLACAS

¿DÓNDE OCURREN LOS TERREMOTOS?

La distribución de los terremotos en todo el mundo se muestra en la Figura

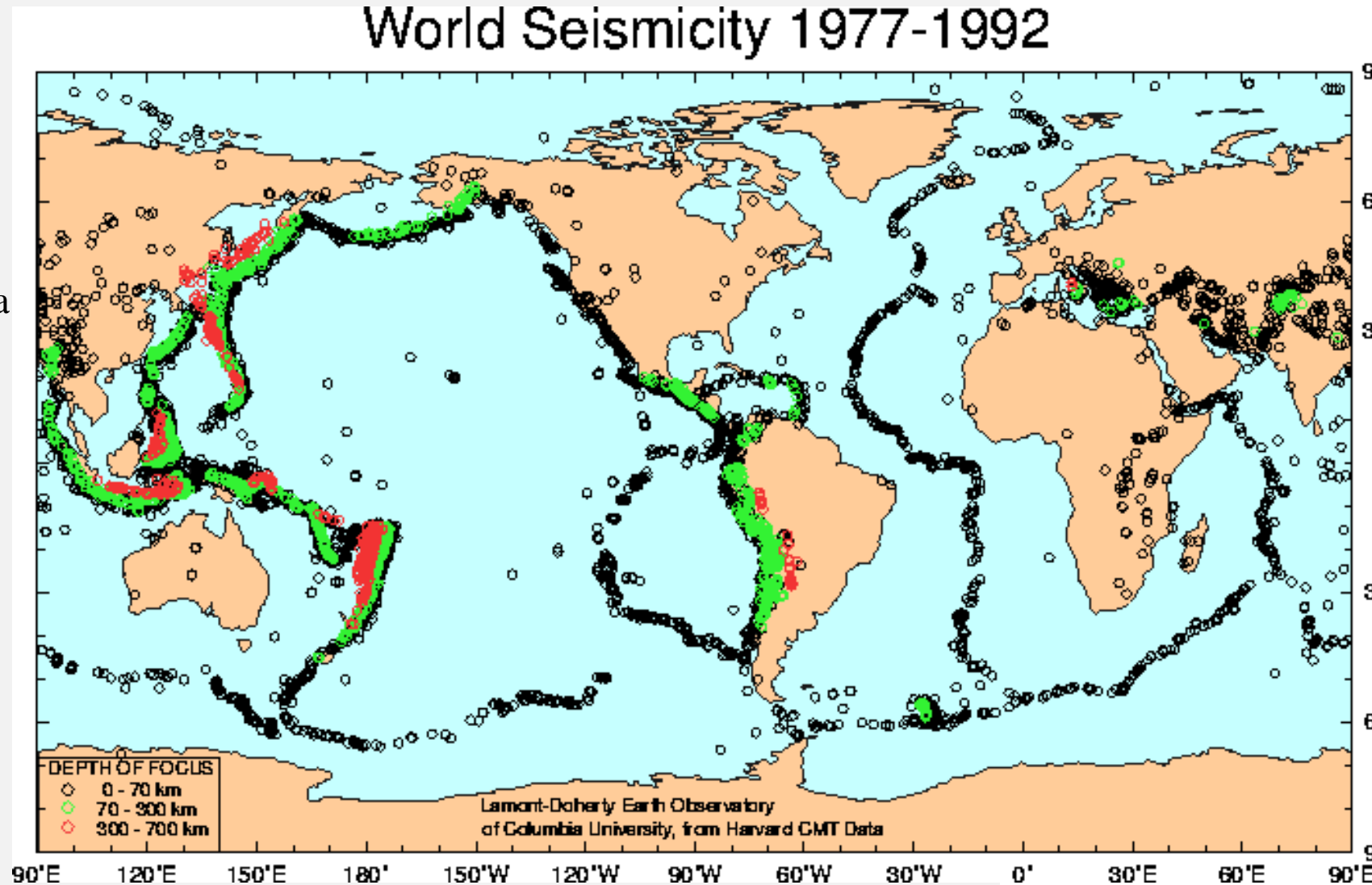
Es relativamente fácil ver las relaciones entre los terremotos y los límites de las placas.

A lo largo de **límites divergentes** como la cordillera del Atlántico medio y la elevación del Pacífico oriental, los terremotos son comunes, pero están restringidos a una zona estrecha cerca de la cordillera, y consistentemente a menos de 30 kilómetros de profundidad.

Los terremotos poco profundos también son comunes a lo largo de las **fallas transformantes**, como la falla de San Andrés.

A lo largo de las

„ los terremotos son muy abundantes y son cada vez más profundos en el lado terrestre de la zona de subducción.

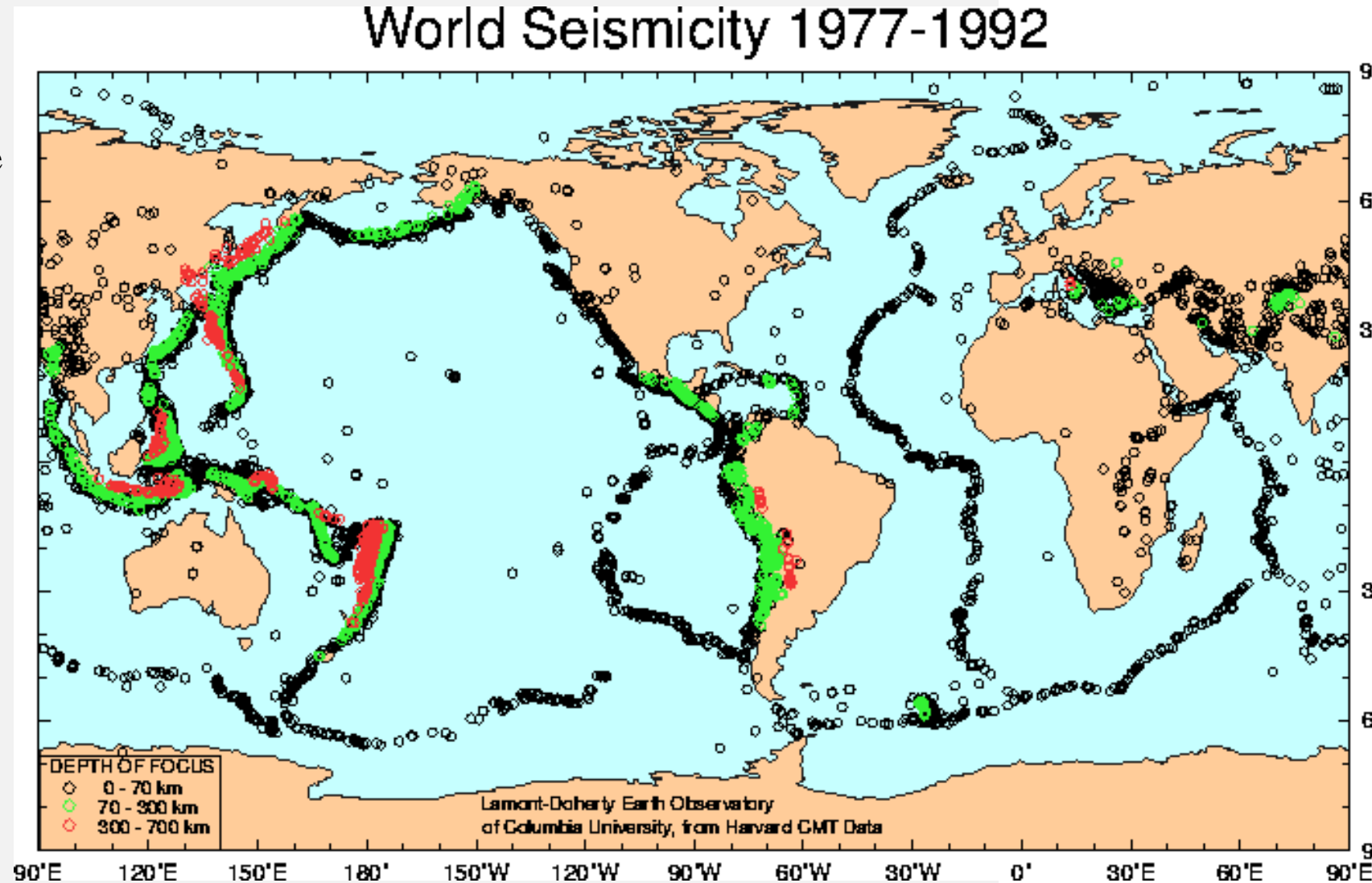


¿DÓNDE OCURREN LOS TERREMOTOS?

Los terremotos también son relativamente comunes en algunas ubicaciones **dentro de la placa**.

Algunos están relacionados con la acumulación de estrés debido al rifting continental o la transferencia de estrés desde otras regiones, y algunos no se comprenden bien.

Ejemplos de regiones de terremotos intraplaca incluyen el área del Gran Valle del Rift en África, la región del Tíbet en China y el área del lago Baikal en Rusia.

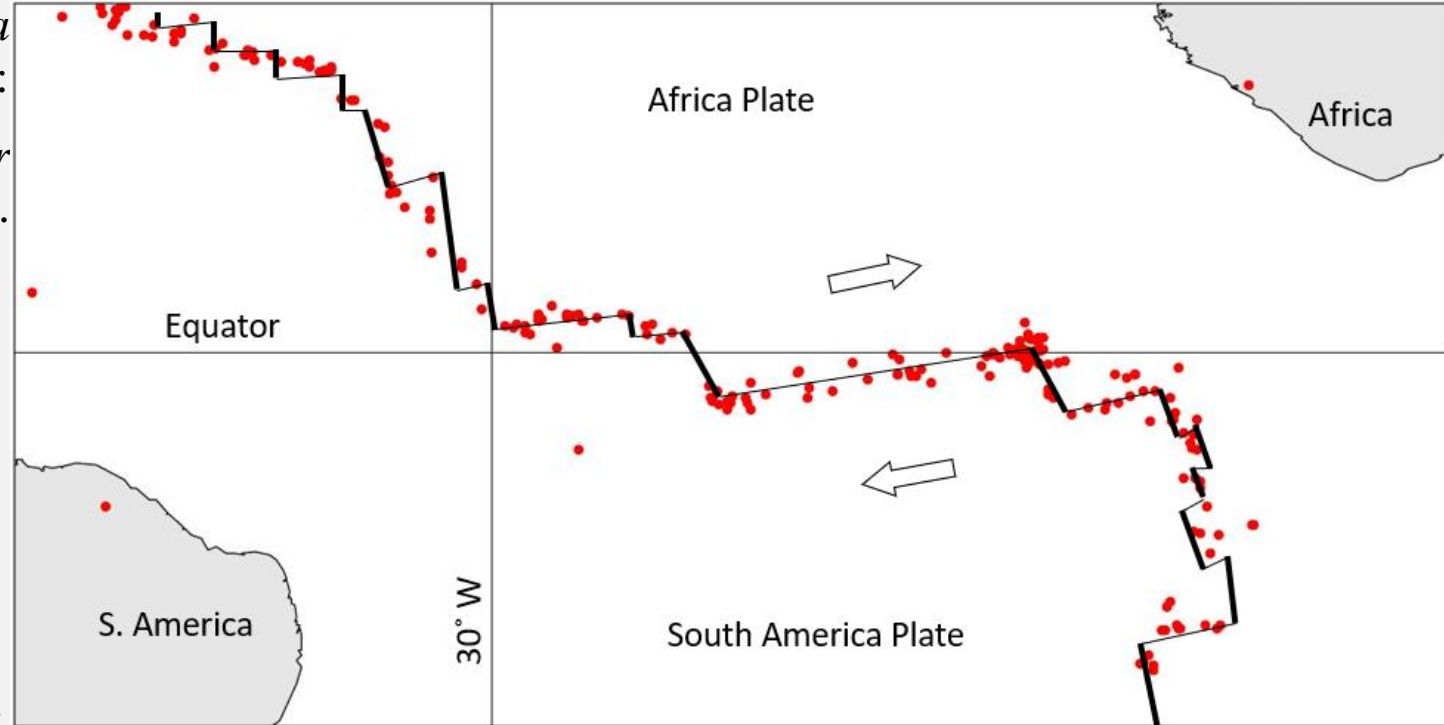


TERREMOTOS EN FRONTERAS DIVERGENTES Y TRANSFORMANTES

Terremotos en un área de límites divergentes en la región del Atlántico medio cerca del ecuador.

La dorsal medio oceánica esta segmentada están por algunas fallas transformantes.

- La mayoría de los terremotos se ubican a lo largo de las fallas transformantes, en lugar de a lo largo de los segmentos en expansión, aunque hay grupos de terremotos en algunos de los límites de las transformadas de crestas.
- Algunos terremotos ocurren en crestas extendidas, pero tienden a ser pequeños e infrecuentes debido a las temperaturas relativamente altas de las rocas en las áreas donde se está extendiendo.



TRANSPRESIÓN Y TRANSTENSIÓN

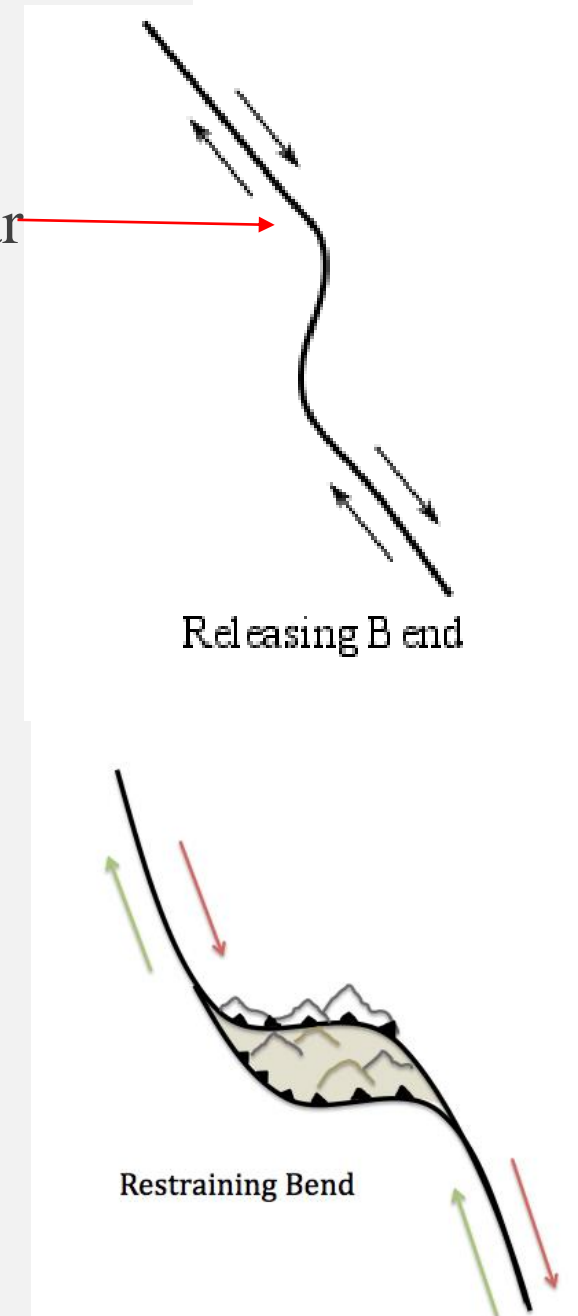
Observa las curvas a lo largo de las fallas de transformación pueden crear fuerzas de compresión o extensión que causan zonas de fallas secundarias

La transpresión ocurre donde hay un componente de **compresión** además del movimiento de **cizallamiento**.

Estas fuerzas se acumulan alrededor del área de la curva, donde las placas opuestas no pueden deslizarse unas sobre otras. A medida que las fuerzas continúan acumulándose, crean montañas en la curva de restricción alrededor de la falla.

Las zonas **de transtensión** requieren una falla que incluye una curva de liberación, donde las placas se separan por las fuerzas de extensión. Se desarrollan depresiones y, a veces, vulcanismo en la curva de liberación, a lo largo de la falla.

El Mar Muerto que se encuentra entre Israel y Jordania, y el Mar Salton de California son ejemplos de cuencas formadas por fuerzas transtensionales., Imagen topográfica de la Falla de San Andrés.



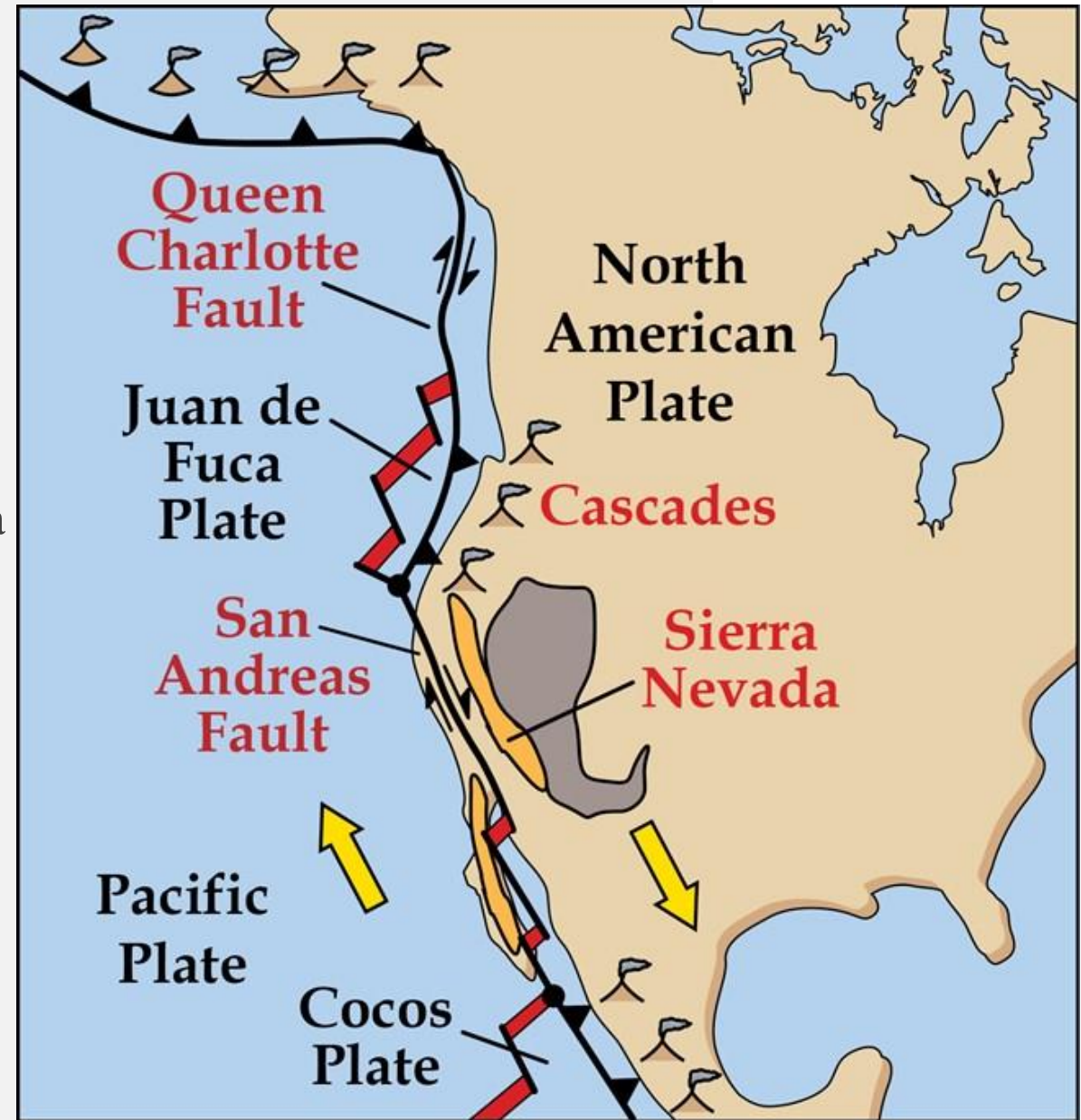
Es posible que pensar que es bueno que haya un deslizamiento periódico en esta parte de la placa porque libera algo de tensión y reduce el riesgo de un gran terremoto.

Pero es probable que ocurra lo contrario.

El movimiento a lo largo de la parte ETS del límite de la placa actúa como un terremoto de tamaño mediano y conduce a la transferencia de tensión a la parte bloqueada adyacente de la placa.

Aproximadamente cada 14 meses, durante el período ETS de dos semanas, hay una transferencia de estrés a la parte bloqueada y poco profunda de la zona de subducción de y, por lo tanto, una mayor probabilidad de un gran terremoto.

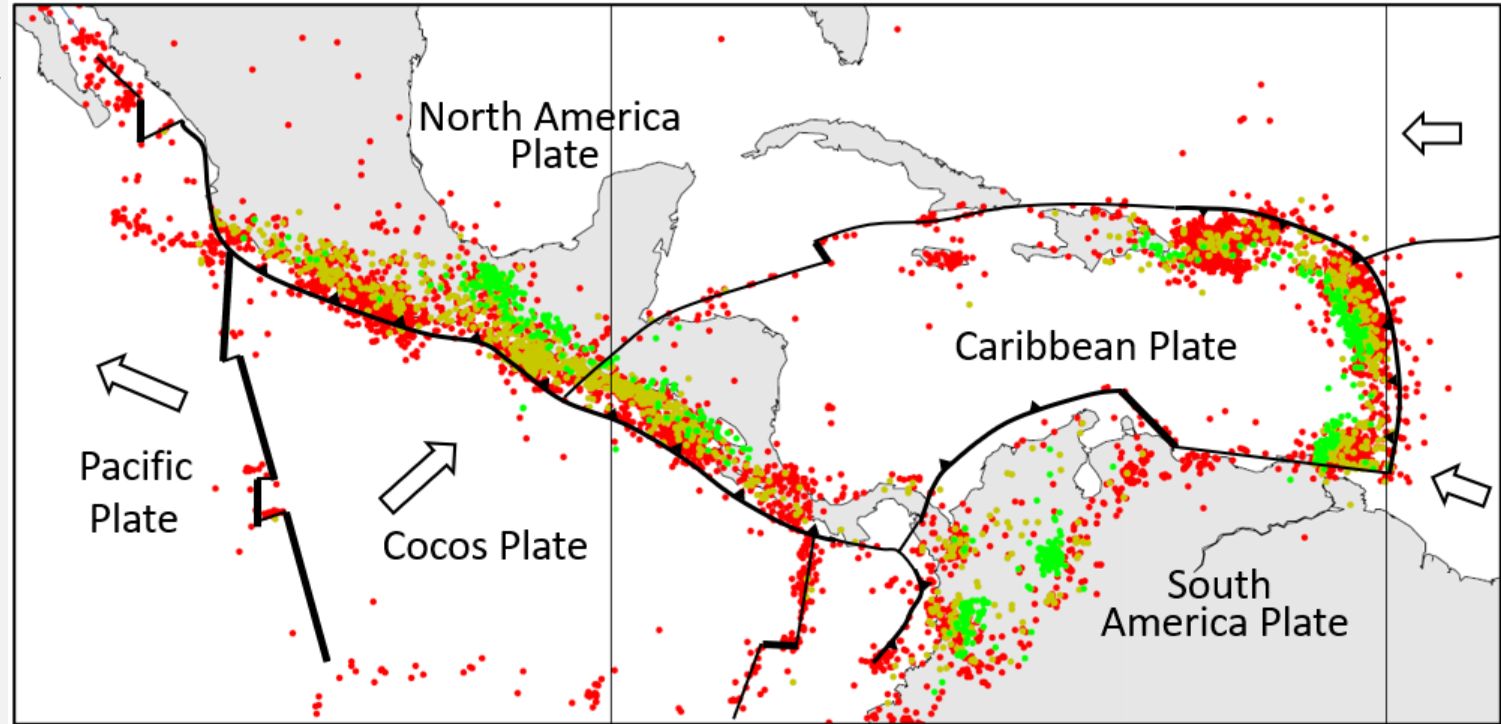
Desde 2003, también se han observado procesos ETS en zonas de subducción en México, Nueva Zelanda y Japón.



TERREMOTOS EN LÍMITES CONVERGENTES

Distribución y profundidad de los terremotos en el área del Caribe y Centroamérica.

En esta región, la placa de Cocos se subduce debajo de las placas de América del Norte y el Caribe (*convergencia océano-continente*), y las placas de América del Sur y del Norte se subducen debajo de la placa del Caribe (*convergencia océano-océano*).



- En ambos casos, los terremotos se hacen más profundos con la distancia desde la zanja.
- La placa de América del Sur se muestra subducida debajo de la placa del Caribe en el área norte de Colombia, pero como casi no hay actividad sísmica a lo largo de esta zona, es cuestionable si la subducción realmente está ocurriendo.
- También hay varios límites divergentes y transformantes y como hemos visto en el área del Atlántico medio, la mayoría de estos terremotos ocurren a lo largo de las fallas transformantes.

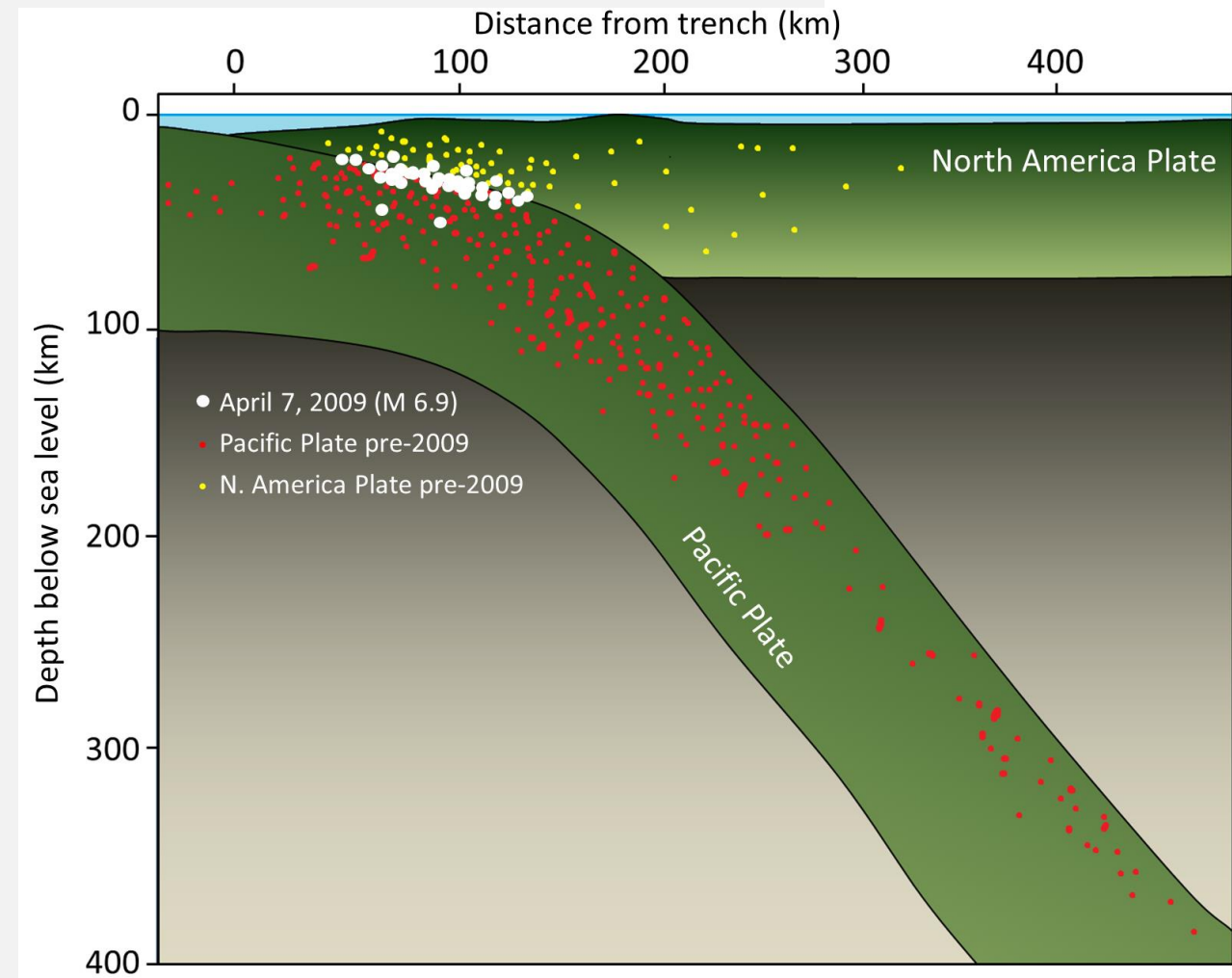
TERREMOTOS EN LÍMITES CONVERGENTES

Distribución de los terremotos con profundidad en las Islas Kuriles de Rusia en el Pacífico

Este es un límite convergente océano-océano.

Los pequeños puntos rojos y amarillos muestran la sismicidad de fondo durante varios años, mientras que los puntos blancos más grandes son choques individuales asociados con un terremoto relativamente grande del 2009.

Este tuvo lugar en la parte superior del límite de la placa entre 60 kilómetros y 140 kilómetros tierra adentro desde la trinchera. Como vimos para la zona de subducción de en la subducción de la Juan de Fuca, aquí es donde se espera que ocurran grandes terremotos de subducción.



De hecho, todos los terremotos muy grandes en la Tierra (M9), tienen lugar en los límites de subducción porque existe la posibilidad de un ancho mayor de la zona de ruptura en un límite de inmersión suave que en un límite de transformación pronunciado.

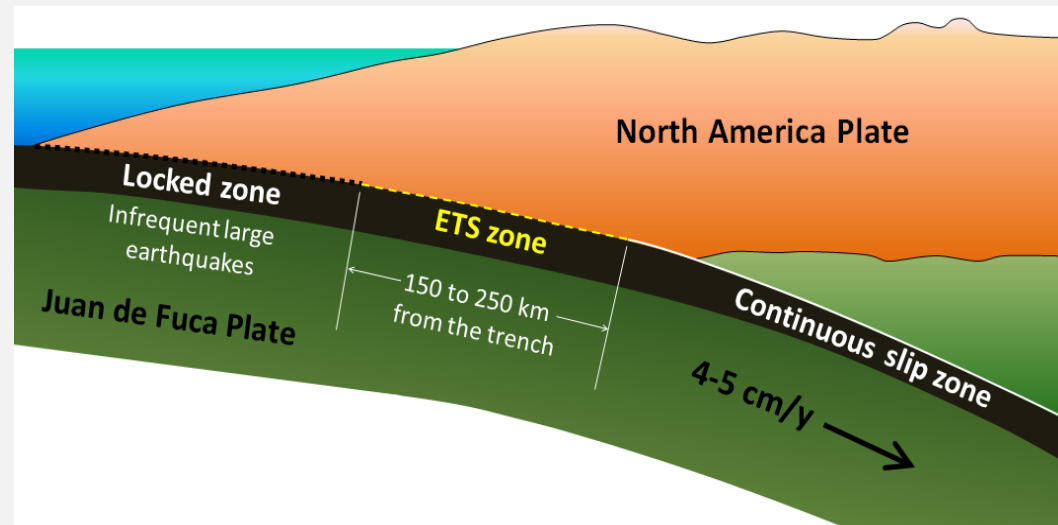
Mientras que los terremotos más grandes en los límites de transformación son del orden de M8.

TEMBLOR Y DESLIZAMIENTO EPISÓDICO

El temblor y deslizamiento episódico (ETS) es un deslizamiento lento periódico a lo largo de parte de un límite de subducción. No produce terremotos reconocibles, pero produce temblores sísmicos (vibraciones sísmicas rápidas en un sismómetro)

El límite entre la placa de Juan de Fuca en subducción y la placa de América del Norte se puede dividir en tres segmentos

- 1) La fría parte superior del límite de la Placa de Juan de Fuca está bloqueada. Las placas están atascadas y no se mueven, excepto con terremotos muy grandes que ocurren aproximadamente cada 500 años (el último fue aproximadamente M9 el 26 de enero de 1700).
- 2) La parte cálida inferior del límite se desliza continuamente porque la roca cálida es más débil.
- 3) La parte central del límite no está lo suficientemente fría como para atascarse, pero no está lo suficientemente caliente para deslizarse continuamente. En cambio, se desliza episódicamente, aproximadamente cada 14 meses durante aproximadamente 2 semanas, moviéndose unos centímetros cada vez.



TERREMOTOS EN LÍMITES CONVERGENTES

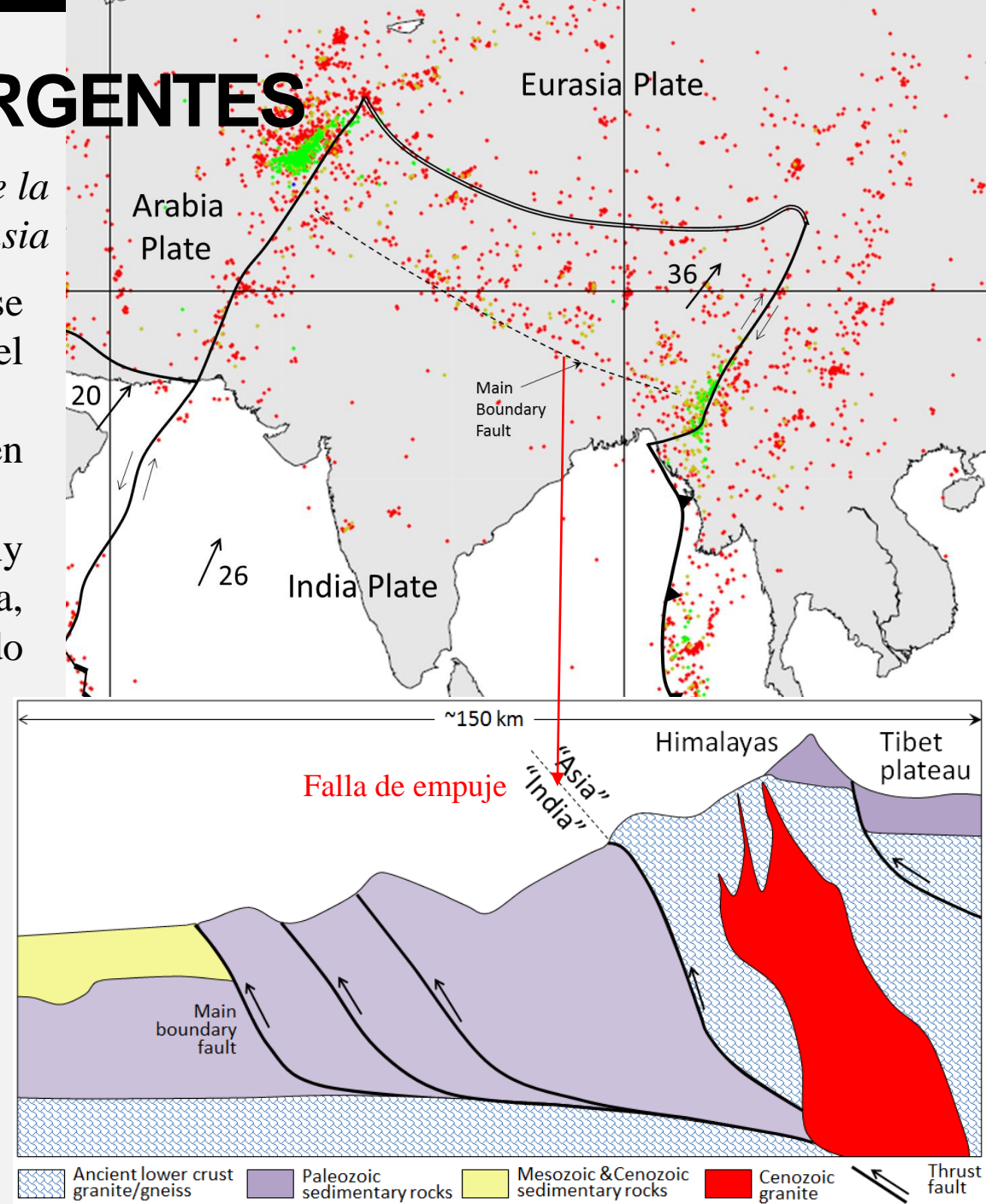
La distribución de los terremotos en el área del límite de la placa India-Eurasia

Este es un límite convergente continente-continente, y generalmente se asume que aunque la placa de la India continúa moviéndose hacia el norte hacia la placa de Asia, no se está produciendo una subducción. Hay fallas de transformación a ambos lados de la Placa de la India en esta área.

Toda la región del norte de la India y el sur de Asia es muy sísmicamente activa. Los terremotos son comunes en el norte de India, Nepal, Bután, Bangladesh y partes adyacentes de China, y en todo Pakistán y Afganistán.

Muchos de los terremotos están relacionados con las fallas transformantes a ambos lados de la Placa de la India, y la mayoría de los demás están relacionados con la compresión tectónica significativa causada por la convergencia continua de las placas de la India y Asia.

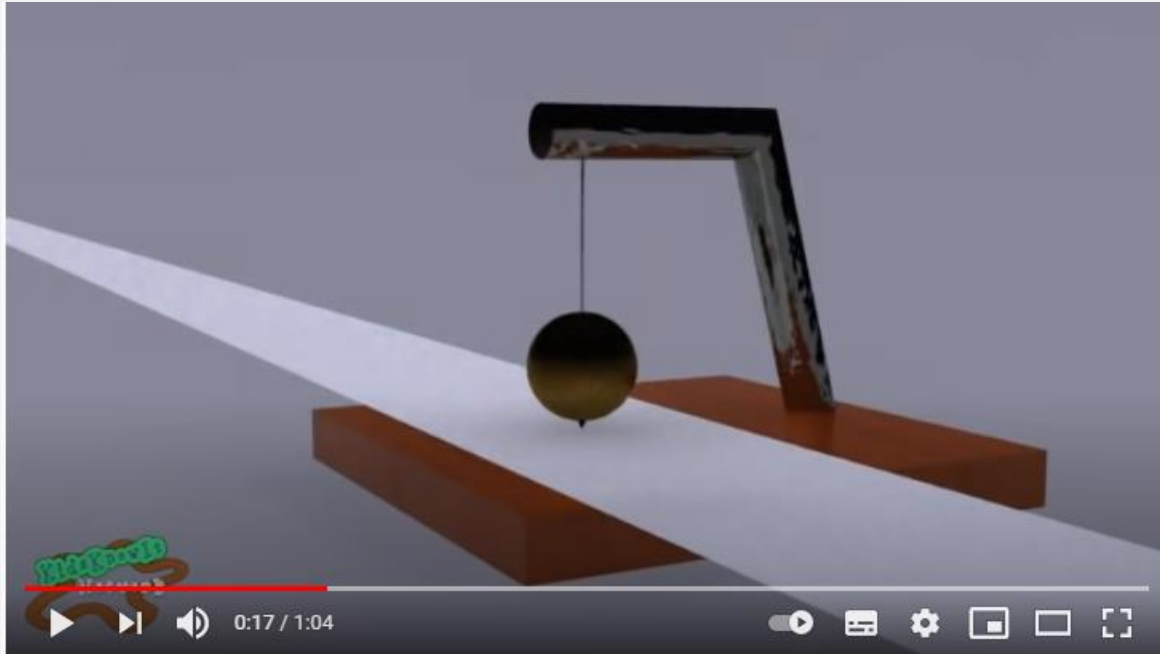
Esa compresión ha provocado que la placa de Asia se empuje por encima de la placa de la India, construyendo el Himalaya y la meseta del Tíbet a alturas enormes. Muchos de los terremotos de la están relacionados con las fallas de empuje





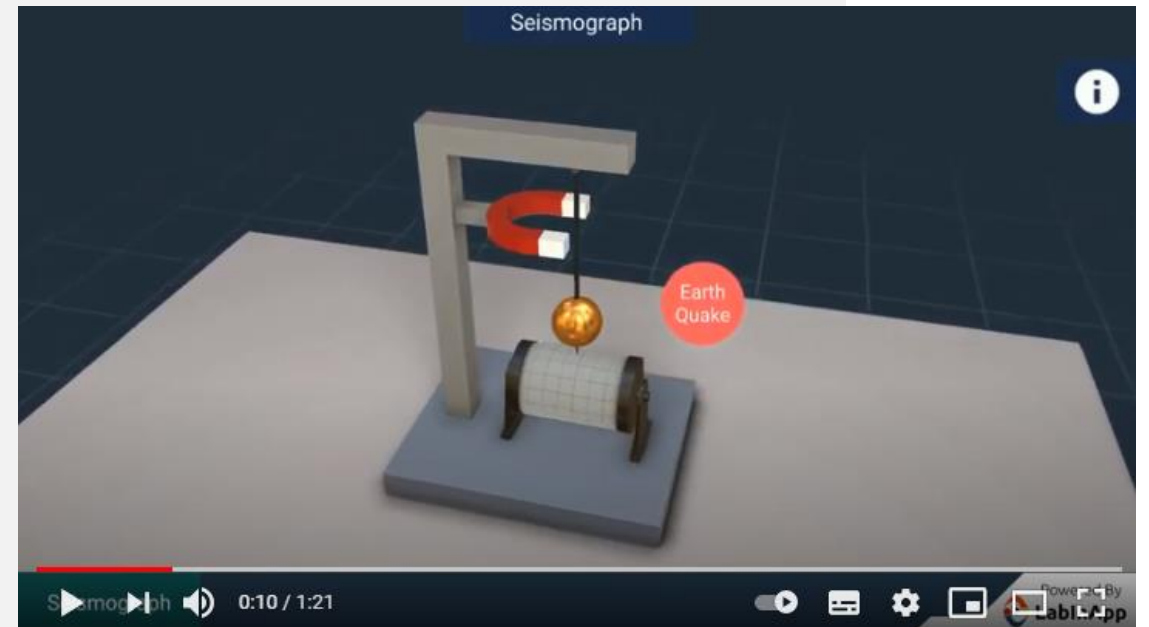
CÓMO MEDIR TERREMOTOS

EL SISMÓGRAFO



<https://www.youtube.com/watch?v=Gbd1FcuLJLQ>

<https://www.youtube.com/watch?v=pmf4TXroRJM>



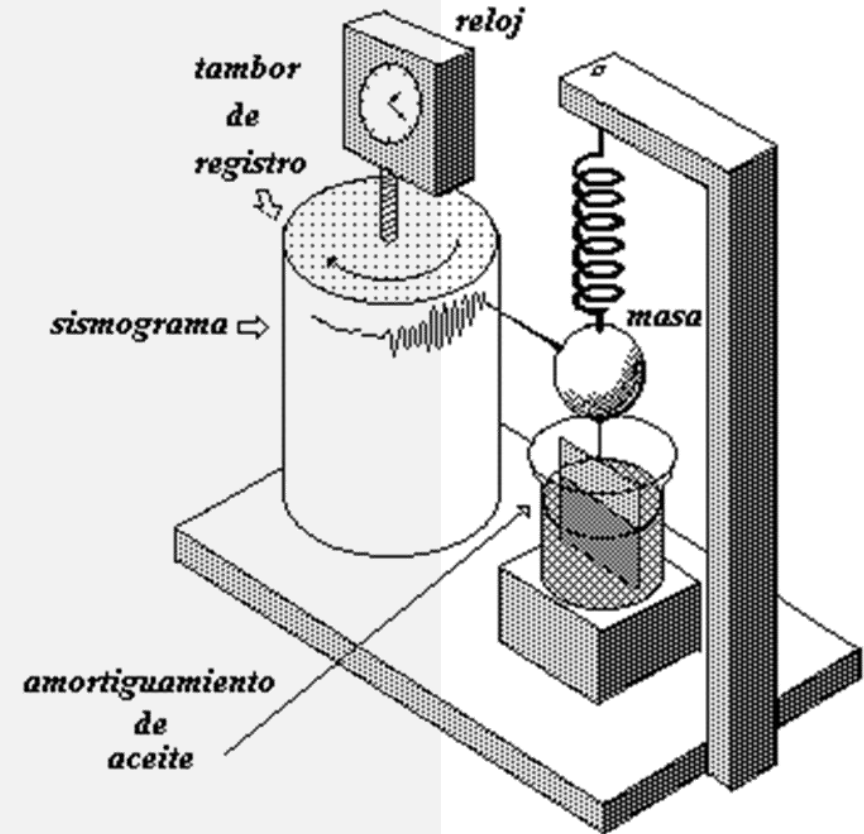
EL SISMÓGRAFO

¿Cómo se miden los terremotos?

Un sismógrafo es un instrumento usado para medir movimientos de la Tierra.

Se basa en el principio de inercia de los cuerpos, como sabemos este principio nos dice que todos los cuerpos tienen una resistencia al movimiento o a variar su velocidad.

Así, el movimiento del suelo puede ser medido con respecto a la posición de una masa suspendida por un elemento que le permita permanecer en reposo por algunos instantes con respecto al suelo.



EL SISMÓGRAFO

El mecanismo consiste usualmente en una masa suspendida de un resorte atado a un soporte acoplado al suelo, cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo.

Posteriormente cuando la masa sale del reposo, tiende a oscilar. Sin embargo, ya que esta oscilación posterior del péndulo no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario amortiguarla.

Figure 16.4 A simple seismometer. The indicator needle moves on the scale as ground motion stretches and compresses a spring. Frame and scale move with the ground. Inertia of the weight keeps it and the needle relatively motionless.

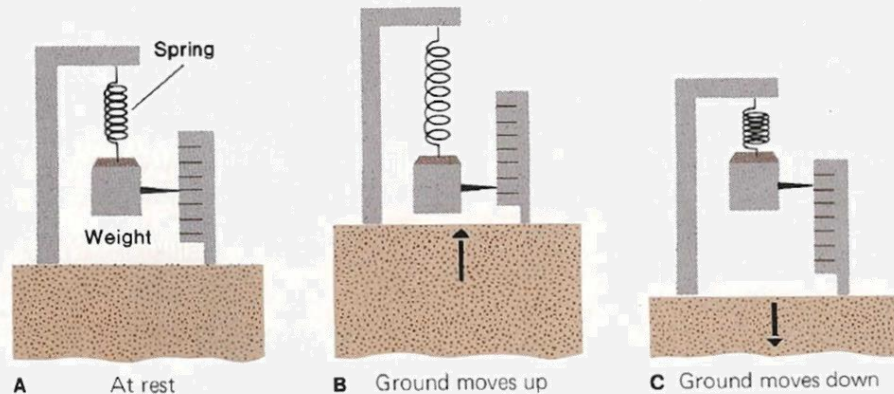
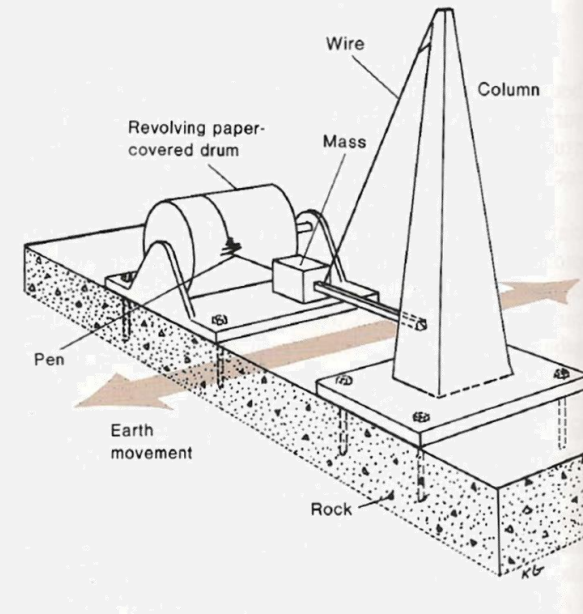
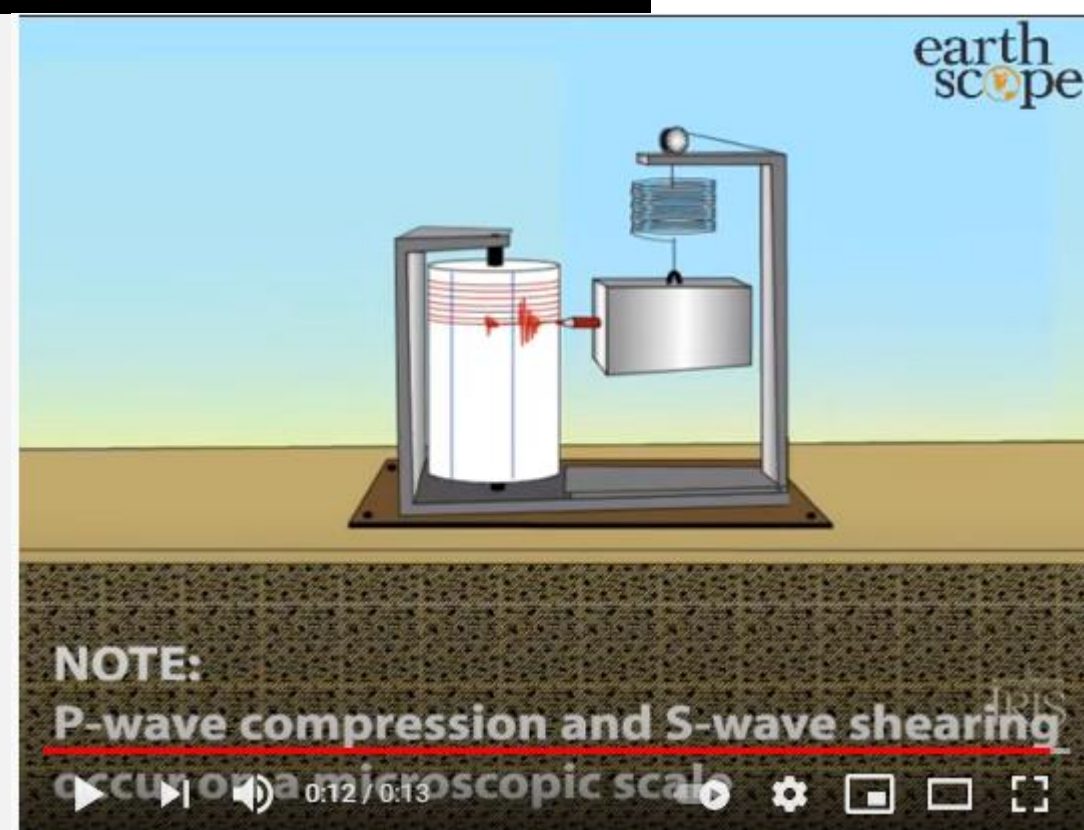
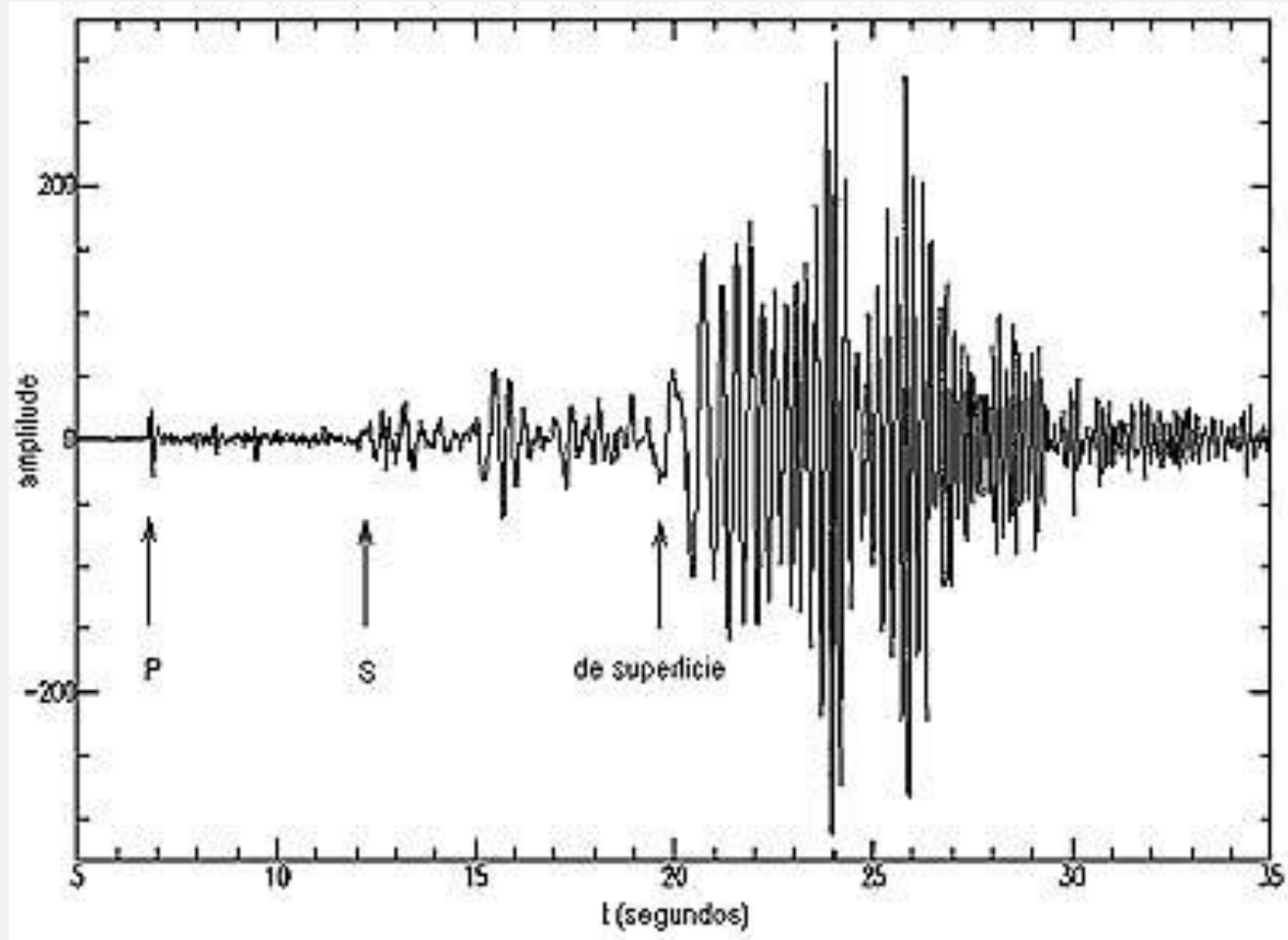


Figure 16.5 Modern seismographs record earth motion on moving strips of paper. The mass is suspended by a wire from the column and swings like a pendulum when the ground moves horizontally. A pen attached to the mass records the motion on a moving strip of paper.



- En los equipos antiguos el amortiguamiento se lograba por medio de una lámina sumergida en un líquido (comúnmente aceite). Actualmente el amortiguamiento se logra por medio de bobinas o imanes que ejercen las fuerzas amortiguadoras de la oscilación libre de la masa.
- Si se sujeta un lápiz a la masa suspendida, para que pueda inscribir en un papel pegado sobre un cilindro que gira a velocidad constante, se podrá registrar una componente del movimiento del suelo.
- El instrumento pueden detecta la componente vertical del movimiento del suelo, se conoce como sismógrafo vertical.
- El papel donde traza el movimiento se conoce como sismograma.



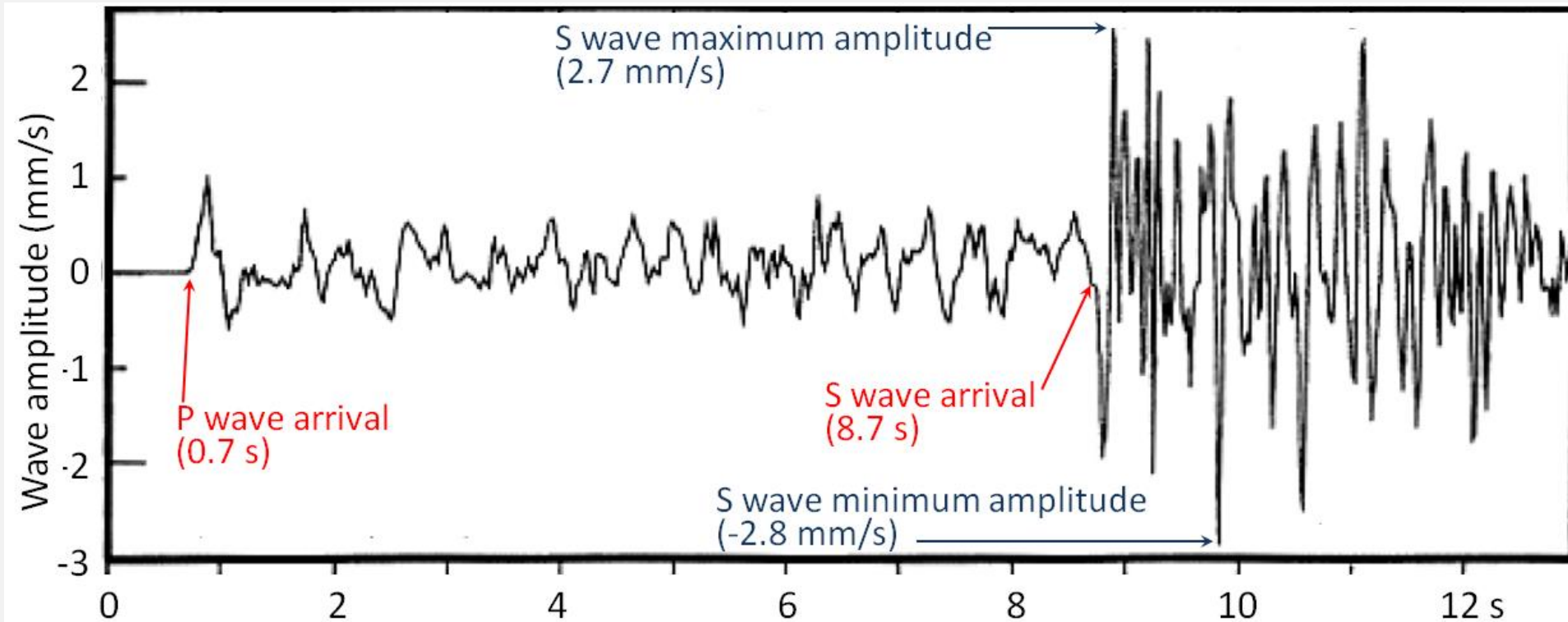


<http://www.youtube.com/watch?v=DX5VXGmdnAg>

MEDIDAS DE TERREMOTOS

Distancia y magnitud

El intervalo de tiempo entre la llegada de las ondas P y S, que se utiliza para determinar la distancia del terremoto a la estación sísmica y la amplitud de las ondas S —Que se utiliza para estimar la magnitud del terremoto

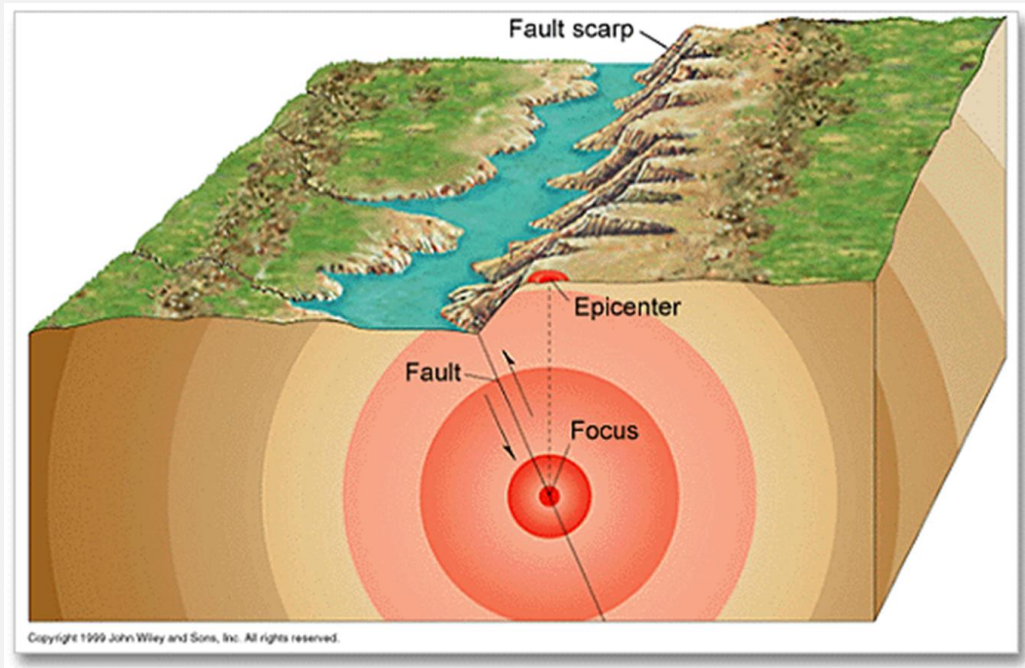


MEDIDAS DE TERREMOTOS

Cuando las ondas corporales (P o S) alcanzan la superficie de la Tierra, parte de su energía se transforma en ondas superficiales, de las cuales hay dos tipos principales.

Las ondas de Rayleigh se caracterizan por un movimiento vertical de la superficie del suelo, como las ondas en el agua, mientras que las ondas de Love se caracterizan por un movimiento horizontal.

Tanto las ondas de Rayleigh como las de Love son aproximadamente un 10% más lentas que las ondas S (por lo que llegan más tarde a una estación sísmica). Las ondas superficiales suelen tener mayores amplitudes que las ondas corporales y causan más daño.

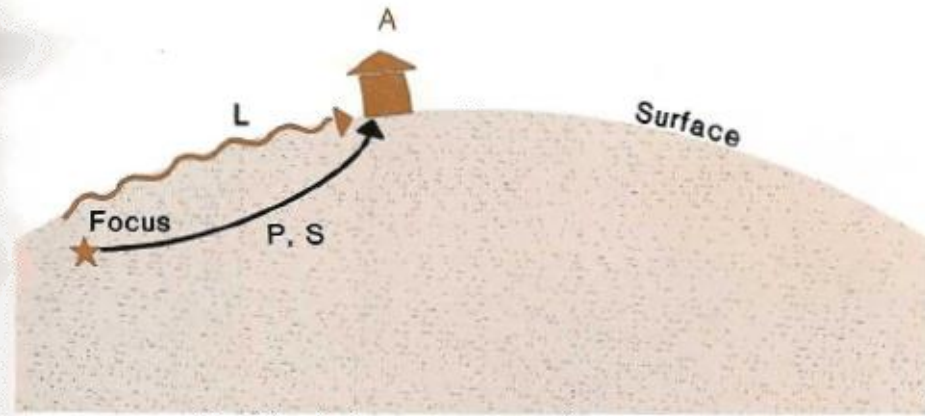


Otros términos importantes para describir terremotos son hipocentro (o foco) y epicentro.

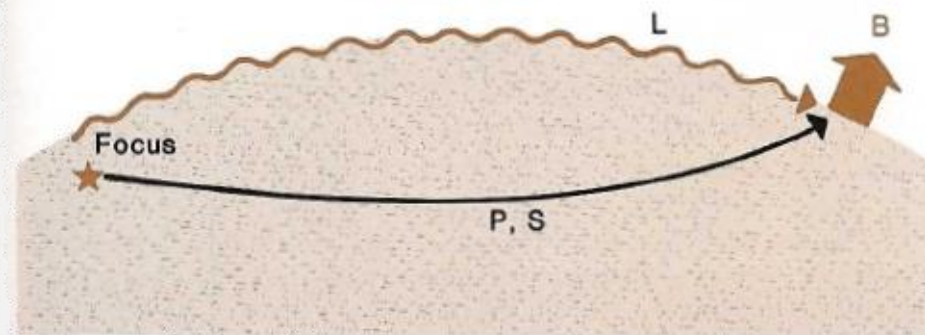
El hipocentro es la ubicación real de un impacto sísmico individual a una profundidad en el suelo, y el epicentro es el punto en la superficie de la tierra verticalmente por encima del hipocentro

Dónde ocurrió el Terremoto

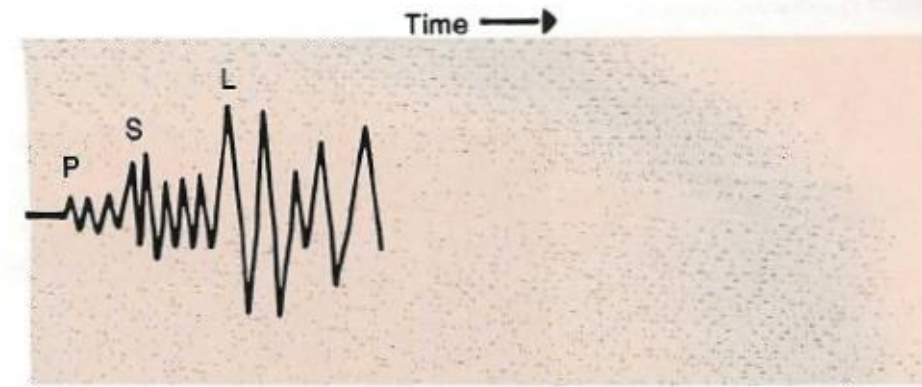
Figure 16.6 Intervals between P, S, and L waves increase with distance from the focus.



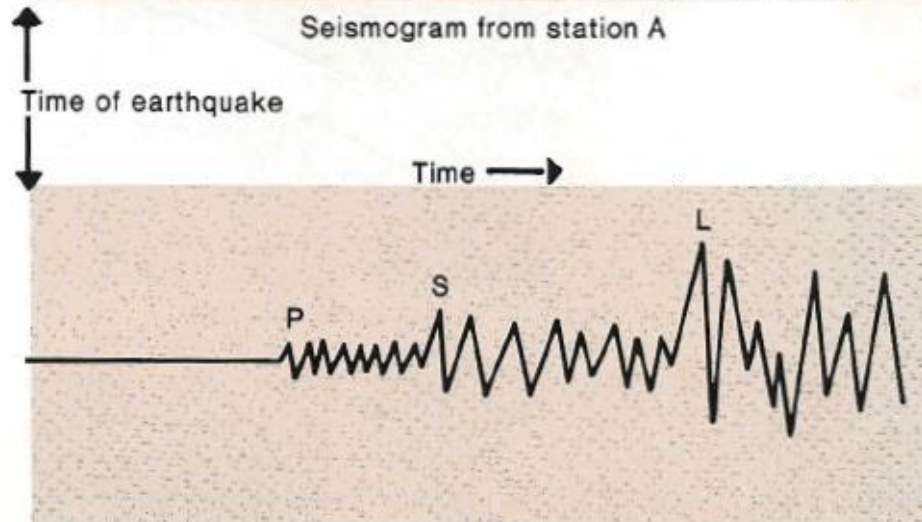
A Station near focus



B Station far from focus



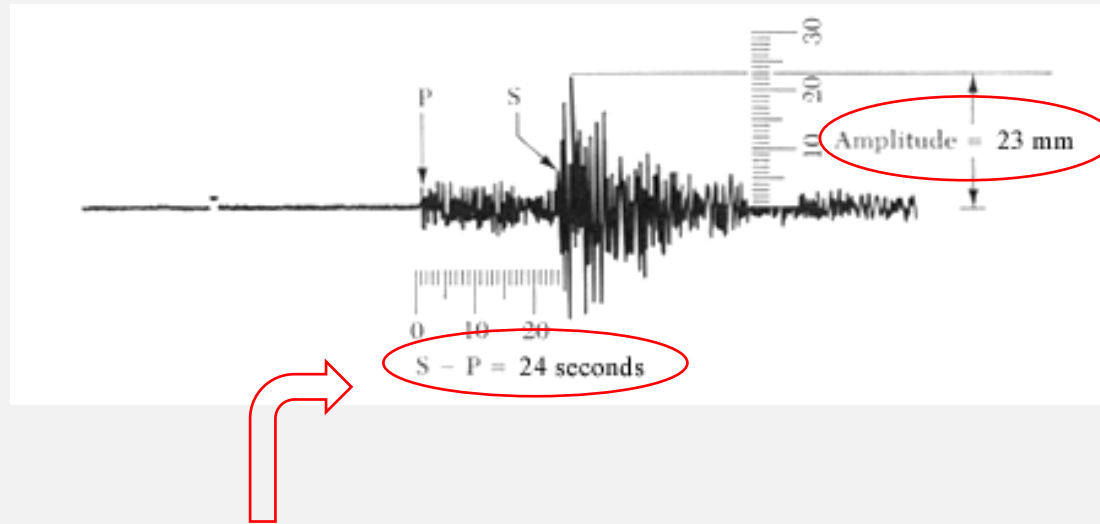
Seismogram from station A



Seismogram from station B

Time of earthquake

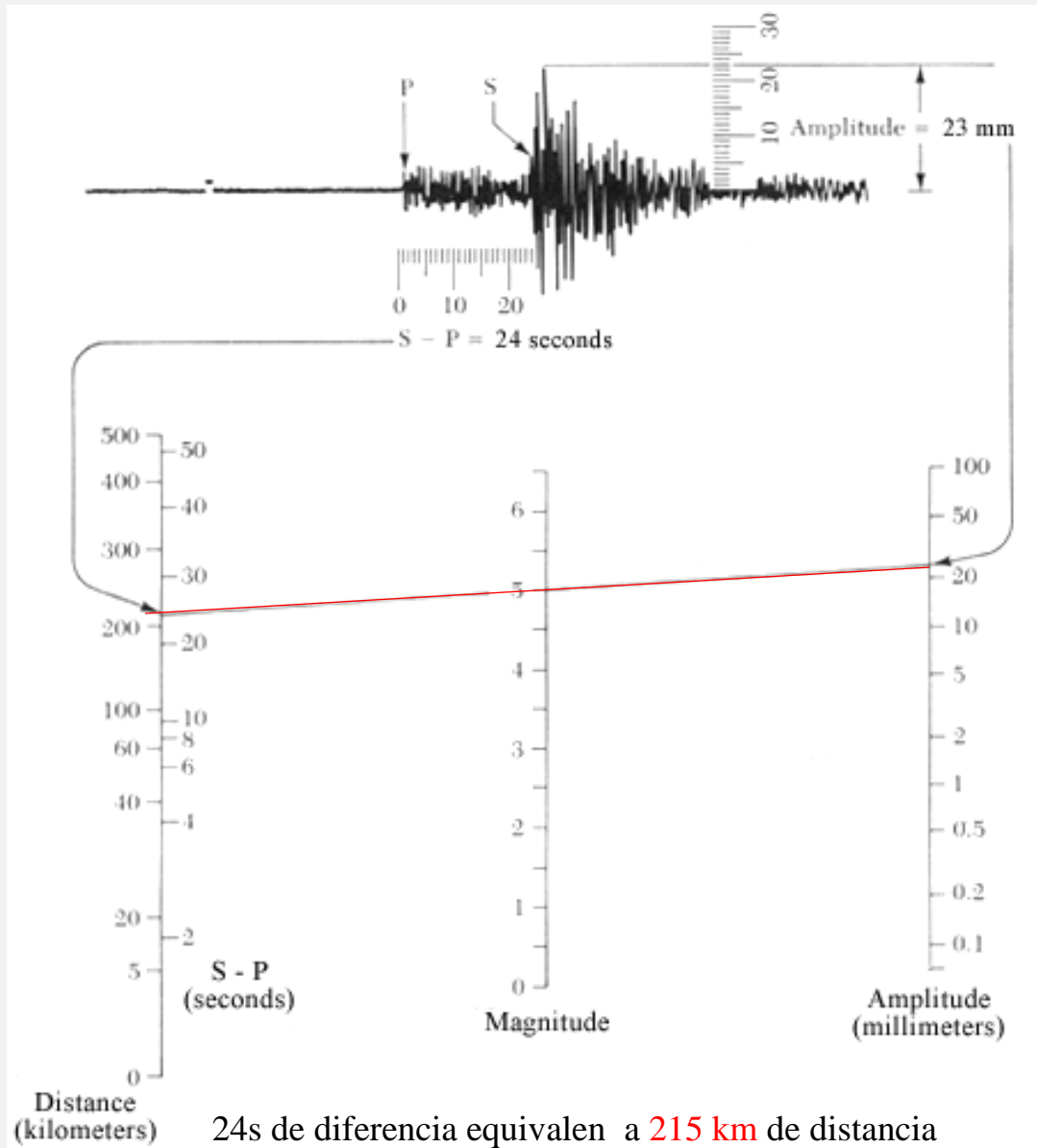
Para averiguar dónde ocurrió el terremoto se necesita el estudio de los sismogramas de por los menos 3 sismógrafos (mayor numero de sismógrafos mayor precisión).



Medir la amplitud de la onda más fuerte. La amplitud es la altura (en papel) de la onda más fuerte.

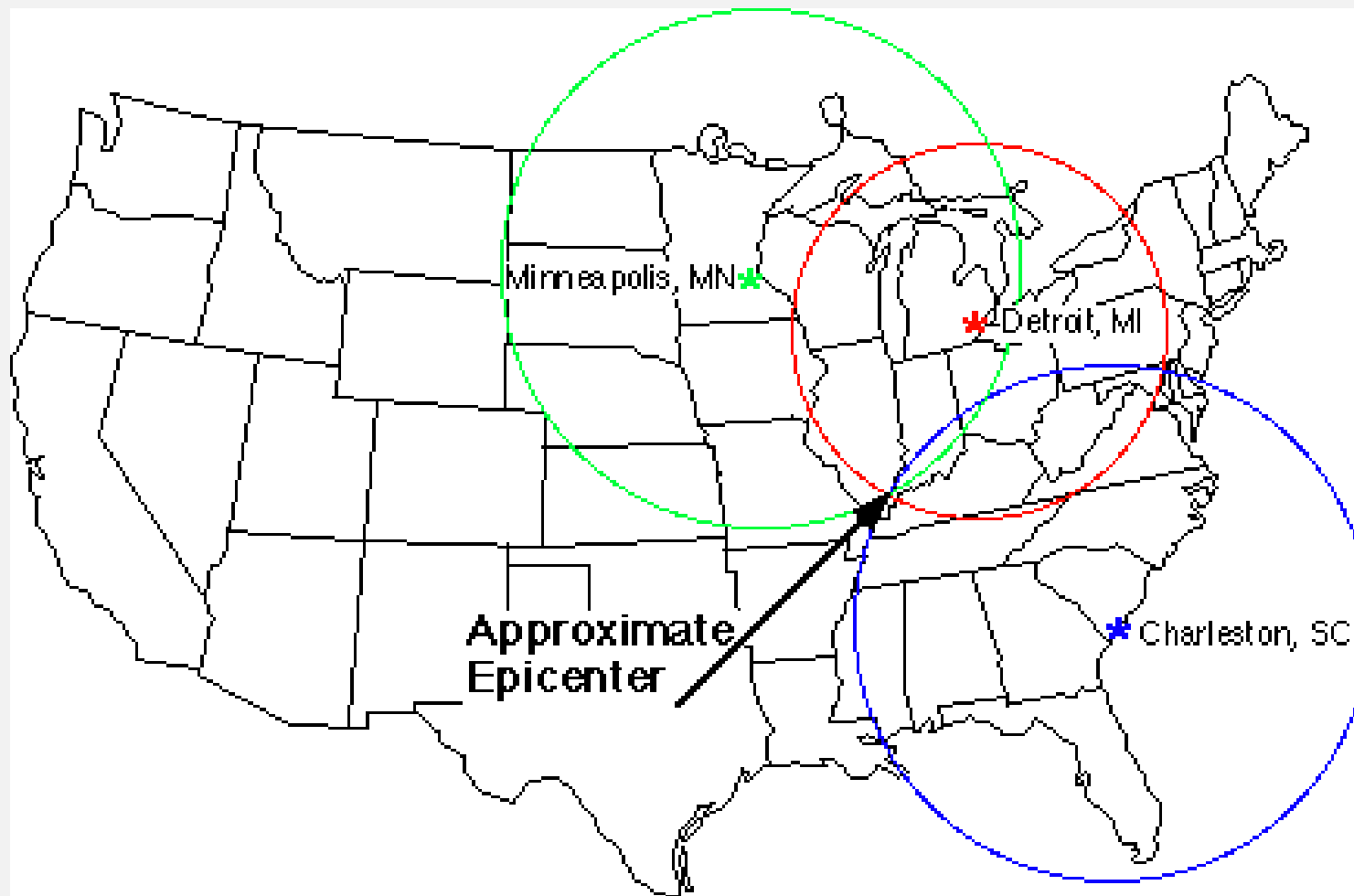
Intervalos de un minuto están marcadas por las pequeñas líneas impresas justo por encima de los garabatos hechos por las ondas sísmicas (el tiempo puede ser marcado de manera diferente en algunos sismógrafos).

La distancia entre el comienzo de la primera onda P y la primera onda S le indica cuántos segundos las ondas están separados. Este número se utiliza para calcular la distancia del sismógrafo al epicentro del sismo.



Coloque una regla en el gráfico entre los puntos que ha marcado para la distancia al epicentro y la amplitud. El punto donde la regla cruza la línea media en el gráfico marca la magnitud (fuerza) del sismo. **Este terremoto tuvo una magnitud de 5.0**

24s de diferencia equivalen a **215 km** de distancia



A partir de la distancia calculada en los diferentes sismógrafos, genero un posible radio de acción de cada uno, y dónde se crucen los 3 está el foco.

¿CÓMO SE MIDEN LOS TERREMOTOS?

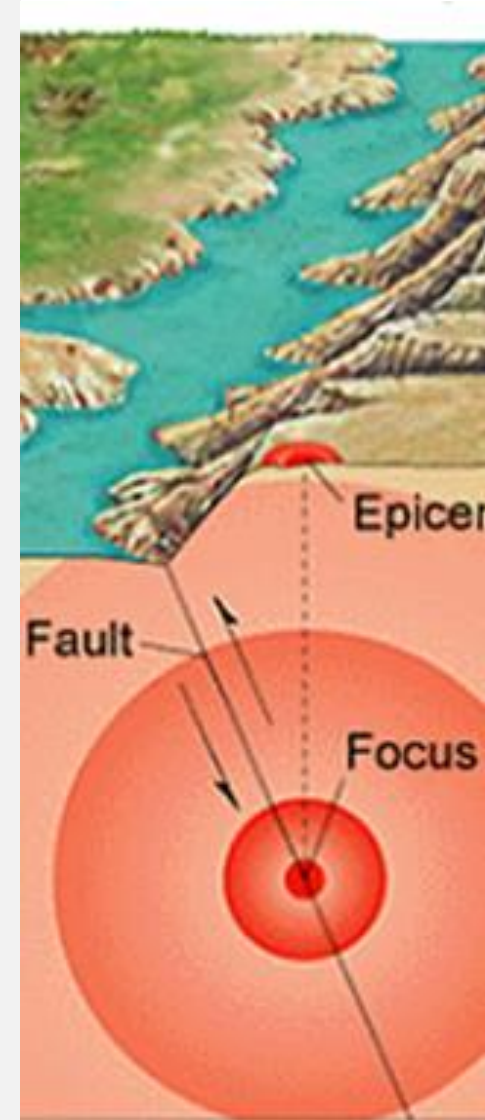
Hay dos formas principales de medir los terremotos.

El primero de ellos es una estimación de la energía elástica liberada y el valor se denomina **magnitud**. Este es el número que suele utilizar la prensa cuando ocurre un gran terremoto.

A menudo se le llama "magnitud de Richter", pero es un nombre inapropiado y debería ser simplemente "magnitud". Hay muchas formas de medir la magnitud, incluido el método de Charles Richter desarrollado en 1935, pero todas son formas de estimar el mismo número, que es proporcional a la cantidad de energía liberada.

La otra forma de evaluar el impacto de un terremoto es evaluar lo que sintieron las personas y cuánto daño se hizo. Esto se conoce como **intensidad**. Los valores de intensidad se asignan a ubicaciones, en lugar de al terremoto en sí, y por lo tanto, la intensidad puede variar ampliamente, dependiendo de la proximidad al terremoto y los tipos de materiales debajo y las condiciones locales.

Intensidad (escala de Mercalli). Su validez científica es discutible pues no tiene en cuenta la distancia al foco y, además, no se puede aplicar en zonas deshabitadas o sin construcciones.



¿CÓMO SE MIDEN LOS TERREMOTOS? MAGNITUD

Existen varios métodos para estimar la magnitud.

La magnitud local (ML) se usó ampliamente hasta finales del siglo XX, pero la magnitud de momento (MW) ahora se usa más comúnmente porque brinda estimaciones más precisas (especialmente con terremotos más grandes) y se puede aplicar a terremotos a cualquier distancia de un sismómetro.

Type	M Range	Dist. Range	Comments
Local or Richter (M _L)	2 to 6	0 to 400 kilometres	The original magnitude relationship defined in 1935 by Richter and Gutenberg. It is based on the maximum amplitude of S-waves recorded on a Wood-Anderson torsion seismograph. ML values can be calculated using data from modern instruments. L stands for local because it only applies to earthquakes relatively close to the seismic station.
Moment (M _W)	Greater than 3.5	All	Based on the seismic moment of the earthquake, which is equal to the average amount of displacement on the fault times the fault area that slipped. It can also be estimated from seismic data if the seismometer is tuned to detect long-period body waves.
Surface wave (M _S)	5 to 8	20 to 180°	A magnitude for distant earthquakes based on the amplitude of surface waves measured at a period near 20 seconds.
P-wave	2 to 8	Local	Based on the amplitude of P-waves. This technique is being increasingly used to provide very rapid magnitude estimates so that early warnings can be sent to utility and transportation operators to shut down equipment before the larger (but slower) S-waves and surface waves arrive.

Una medida de la energía de un terremoto basada en vibraciones de onda larga, o en el producto del área de la falla y el desplazamiento

MAGNITUD

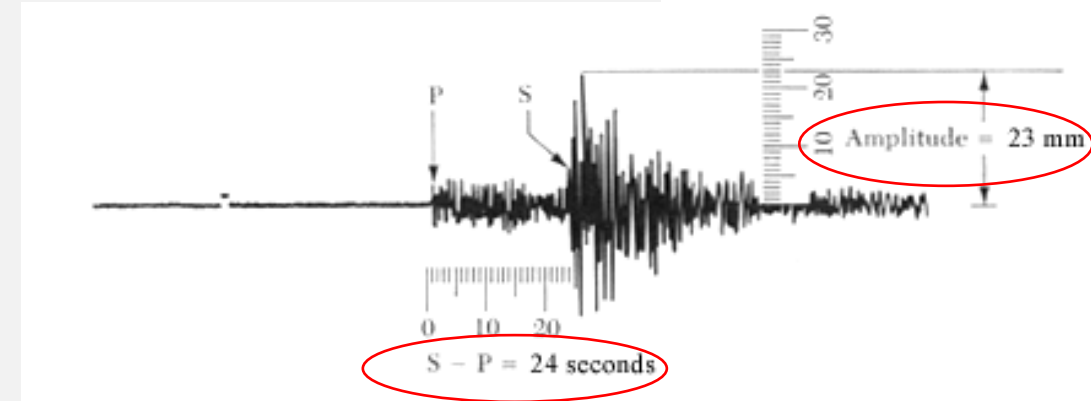
Richter

Es una escala de forma logarítmica que permite medir la energía liberada por un sismo.

$$M = \log A + 3 \log(8\Delta t) - 2.92$$

A es la amplitud y delta t es el tiempo promedio entre ondas. Estos datos se toman del sismógrafo.

Esta escala ha sido aceptada universalmente y hay que destacar que es una escala logarítmica, de manera que un sismo de escala 6'0 y otro de 7'0 significa que las ondas tienen una amplitud unas 10 veces mayor, y la energía liberada unas 32 veces más



- Hoy la escala de magnitud de momento, abreviado **MW**, se prefiere, ya que funciona a través de una gama más amplia de tamaños de terremotos y es aplicable a nivel mundial.
- La escala de magnitud de momento se basa en el total de emisiones momento del terremoto.
- **Momento es un producto de la distancia de un falla en movimiento y la fuerza requerida para moverlo.**
- Se deriva de modelado de grabaciones del terremoto en múltiples estaciones. las estimaciones de la magnitud del momento son casi lo mismo que las magnitudes de Richter para pequeñas y grandes terremotos.
- Pero sólo la escala de magnitud de momento es capaz de medir M8 (leer 'magnitud 8') y mayores eventos con precisión.

Así pues, por cada incremento de una unidad en la escala Richter la amplitud de la onda del terremoto recogida en el sismógrafo se incrementa 10 veces (se multiplica por 10).

Atendiendo a esta fórmula, un terremoto de magnitud 6 tendría una amplitud de onda 10 veces mayor que uno de magnitud 5; 100 veces mayor que uno de magnitud 4; 1 000 veces mayor que uno de magnitud 3; y 10 000 veces mayor que uno de magnitud 2. Esta variación en la amplitud evidencia la necesidad de utilizar logaritmos en la representación.

La escala Richter hoy en día se utiliza para clasificar terremotos entre los valores 2.0 a 6.9. A partir de ese valor se utiliza otra escala, la **escala de magnitud de momento**.

Por razones obvias, difícilmente podríamos dibujar un rango de valores de amplitud cien mil unidades sin utilizar una escala logarítmica.

Table 11.3 The energy of an earthquake increases by 32 times at each magnitude level.

Magnitude	Energy
1	1
2	32
3	1,024
4	32,768
5	1,048,576
6	33,554,432
7	1,073,741,824
8	34,359,738,368

¿CÓMO SE MIDEN LOS TERREMOTOS? INTENSIDAD

La **intensidad** del temblor del terremoto en cualquier lugar está determinada no solo por la magnitud del terremoto y su distancia, sino también por el tipo de roca subyacente o materiales no consolidados. Si hay edificios, el tamaño y el tipo de edificios (y sus vibraciones naturales inherentes) también son importantes.

Las escalas de intensidad se utilizaron por primera vez a finales del siglo XIX y luego fueron adaptadas a principios del siglo XX por **Giuseppe Mercalli** y posteriormente modificadas por otros para formar lo que conocemos como la escala de intensidad de Mercalli modificada

Las estimaciones de intensidad son importantes porque nos permiten caracterizar partes de cualquier región en áreas que son especialmente propensas a fuertes sacudidas en comparación con aquellas que no lo son.

El factor clave a este respecto es la naturaleza de los materiales geológicos subyacentes, y cuanto más débiles sean, más probable es que se produzcan fuertes sacudidas.

Las áreas sustentadas por un lecho rocoso sólido fuerte tienden a experimentar mucho menos temblores que aquellas sustentadas por sedimentos no consolidados de ríos o lagos.

Grado	Descripción
I. Muy débil	No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
II. Débil	Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III. Leve	Se percibe en los interiores de los edificios y casas.
IV. Moderado	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
V. fuerte	La mayoría de las personas lo percibe aun en el exterior. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y pueden llegar a derramarse. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
VI. Bastante Fuerte	Lo perciben todas las personas. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se hace visible el movimiento de los árboles, o bien, se les oye crujir.
VII. Muy fuerte	Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Se dañan los muebles. Caen trozos de mampostería, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Se producen ondas en los lagos.
VIII. Destructivo	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aun el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos.
IX. Ruinoso	Pánico generalizado. Todos los edificios sufren grandes daños. Las casas sin cimentación se desplazan. Se quiebran algunas canalizaciones subterráneas, la tierra se fisura.
X. Desastroso	Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. El agua de canales, ríos y lagos sale proyectada a las riberas.
XI. Muy desastroso	Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las cañerías subterráneas quedan totalmente fuera de servicio.
XII. Catastrófico	El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

ESCALA DE MERCALLI

Grado
I. Muy débil
II. Débil
IV. Moderado
V. Fuerte
VI. Bastante Fuerte
VII. Muy fuerte
IX. Ruinoso
X. Desastroso
XI. Muy desastroso

En 1902 el físico italiano Adolfo Cancani amplió la escala de Mercalli de diez a doce grados. Más tarde la escala fue completamente reformulada por el geofísico alemán August Heinrich Sieberg y se conocía como la escala de Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). La escala de Mercalli-Cancani-Sieberg fue posteriormente modificada por Harry O. Wood y Frank Neumann en 1931 como la escala de Mercalli-Wood-Neumann (MWN). Finalmente fue mejorada por Charles Richter, también conocido como el autor de otra escala sismológica, la escala de Richter, que mide la magnitud de la energía liberada durante un sismo.

TERREMOTO EN MÉXICO

Un ejemplo de este efecto es el terremoto M8 de 1985 que sacudió la región de Michoacán en el oeste de México, al suroeste de la Ciudad de México

Hubo relativamente poco daño en el área alrededor del epicentro, pero hubo un daño tremendo y alrededor de 5,000 muertes en la densamente poblada Ciudad de México, a unos 350 kilómetros del epicentro.

La razón clave de esto es que la Ciudad de México se construyó en gran parte sobre el sedimento no consolidado y saturado de agua del antiguo lago de Texcoco.

Estos sedimentos resuenan a una frecuencia de unos dos segundos, que era similar a la frecuencia de las ondas corporales que llegaban a la ciudad. Por la misma razón que un poderoso cantante de ópera puede romper una copa de vino cantando la nota correcta, la amplitud de las ondas sísmicas fue amplificadas por los sedimentos del lago.

Los sobrevivientes del desastre contaron que el suelo en algunas áreas se movió hacia arriba y hacia abajo unos 20 centímetros cada dos segundos durante más de dos minutos. El daño fue mayor en edificios de entre 5 y 15 pisos de altura, porque también resonaron alrededor de dos segundos, lo que amplificó el temblor.



RIESGOS DERIVADOS DE LOS TERREMOTOS

Los efectos de un sismo conllevan una serie de riesgos entre los que destacan:

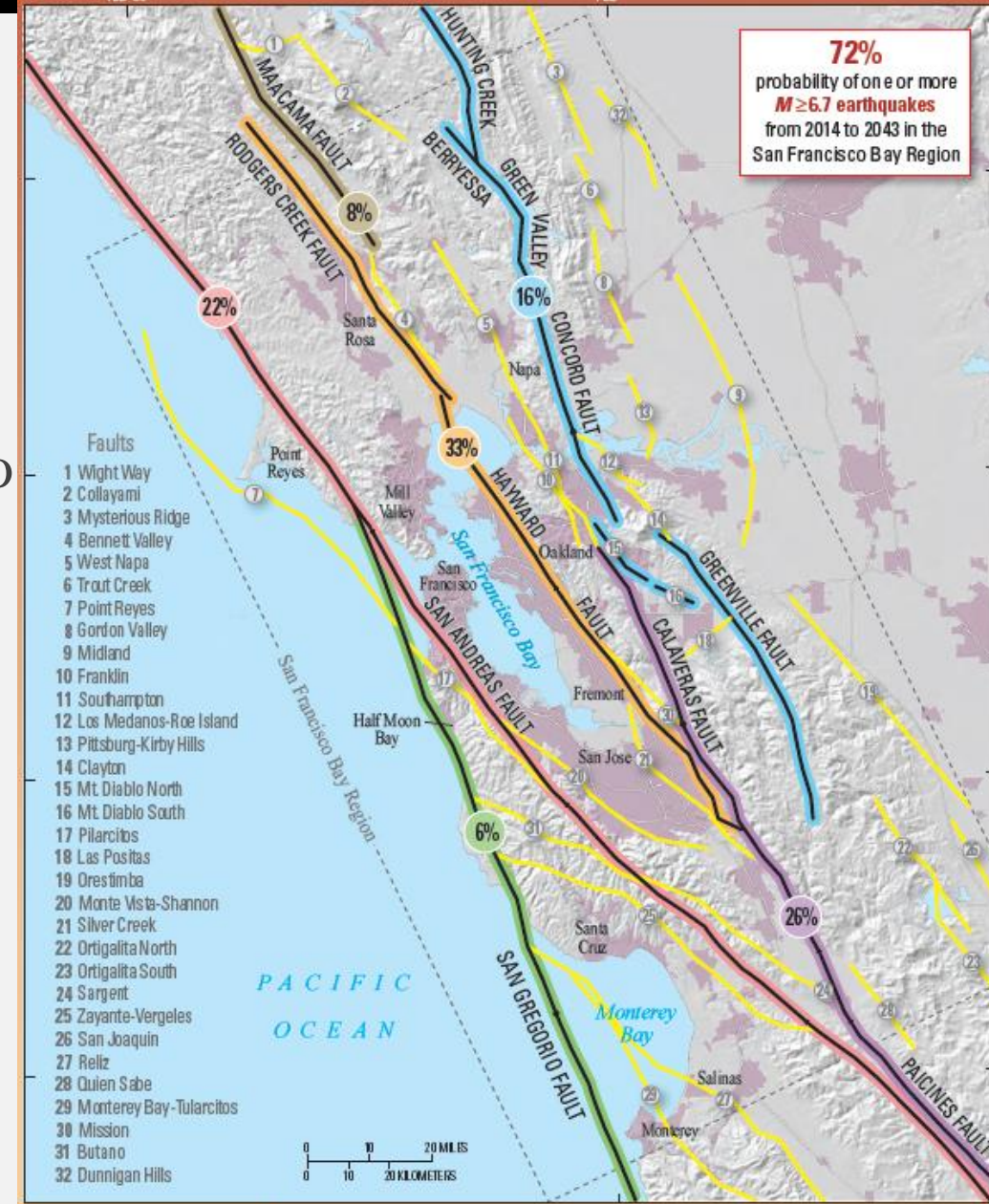
- * Daños en los edificios por agrietamiento o desplome de los mismos.
- * Inestabilidad de las laderas por deslizamientos, avalanchas o corrimientos de tierra.
- * Rotura de presas y de conducciones de gas o agua, con el peligro de inundaciones o incendios.
- * Licuefacción, es el efecto producido sobre determinados terrenos formados por sedimentos poco consolidados, como arenas y limos sueltos, que se hacen más o menos fluidos en función de su naturaleza, del contenido en agua intersticial o de la intensidad o duración de las ondas sísmicas.
- * **Tsunamis**, olas gigantes producidas por un maremoto o inducidas en las aguas continentales.
- * Desaparición de acuíferos y desviación del cauce de los ríos.
- * **Corrimientos de tierra** submarinos por derrumbe de sedimentos a través del talud continental o arrastre de los depósitos deltaicos, lo que origina corrientes de turbidez que en ocasiones han producido roturas en los cables telefónicos submarinos.
- * Epidemias producidas por la putrefacción de los cadáveres y la rotura de las conducciones de agua y alcantarillado.
- * Daños en infraestructuras, como sistemas de telecomunicaciones, carreteras, vías férreas

ENFOQUE ACTUAL

Prevenir

El enfoque actual en las regiones propensas a terremotos es proporcionar pronósticos de la probabilidad de un terremoto de cierta magnitud dentro de un período de tiempo determinado, generalmente varias décadas, mientras que los funcionarios se enfocan en garantizar que la población esté informada sobre los riesgos de terremotos y que los edificios y otras infraestructuras son lo más seguras posible

Mapas de Riesgos



La zona A es una zona donde no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 80 años y no se esperan aceleraciones del suelo mayores a un 10% de la aceleración de la gravedad a causa de temblores.

Las zonas B y C son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo.

La zona D es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

La alta sismicidad en México se debe principalmente a la interacción entre las placas de Norteamérica, la de Cocos, la del Pacífico, la de Rivera y la del Caribe, así como a fallas locales que corren a lo largo de varios estados aunque estas últimas menos peligrosas. La Placa Norteamericana se separa de la del Pacífico pero roza con la del Caribe y choca contra las de Rivera y Cocos, de aquí la incidencia de sismos.

<https://naturalmenteciencias.files.wordpress.com/2012/03/mexico21.jpg>



Chiapas, Guerrero, Oaxaca, Michoacán, Colima y Jalisco son los estados con mayor sismicidad en la República Mexicana debido a la interacción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera que subducen con las de Norteamérica y del Caribe sobre la costa del Pacífico frente a estos estados, también por esta misma acción son afectados los estados de Veracruz, Tlaxcala, Morelos, Puebla, Nuevo León, Sonora, Baja California, Baja California Sur y el Distrito Federal

FINAL DEL BLOQUE 02

*Lorem ipsum dolor sit
amet, consectetur*