

¿Cómo funciona un terremoto?



Colección ¿Cómo funciona?

Juan Guillermo Rivera Berrío



iCartesiLibri

¿Cómo funciona un terremoto?

Juan Guillermo Rivera Berrío



Fondo Editorial RED Descartes



Córdoba (España)

2026

¿Cómo funciona un terremoto?

Autor:

Juan Guillermo Rivera Berrío

Código JavaScript para el libro: [Joel Espinosa Longi](#), [IMATE](#), UNAM.
Recursos interactivos: [DescartesJS](#), [Herramientas de IA](#), ChatGPT y Gemini.

Fuentes: [Lato](#) y [UbuntuMono](#)

Imagen de portada: ilustración generada por GPT Image 2

Red Educativa Digital Descartes

Córdoba (España)

descartes@proyectodescartes.org

<https://proyectodescartes.org>

Proyecto iCartesiLibri

<https://proyectodescartes.org/iCartesiLibri/index.htm>

ISBN: 978-84-10368-65-1



Esta obra está bajo una licencia Creative Commons 4.0 internacional: Reconocimiento-No Comercial-Compartir Igual.

Tabla de contenido

Prefacio	4
Introducción	7
¿Qué es un terremoto y cómo funciona?	10
¿Cómo funcionan las placas tectónicas?	18
¿Cómo funcionan las ondas sísmicas?	26
¿Cómo se localiza el origen de un terremoto?	34
¿Cómo se mide un terremoto?	42
¿Cómo funciona un sismógrafo?	50
¿Cómo afectan los terremotos al suelo y a las construcciones?	58
¿Cómo funcionan los terremotos submarinos y cómo generan tsunamis?	66
¿Cómo se construyen edificios resistentes a los terremotos?	74
¿Cuáles han sido los terremotos más importantes de la historia?	82
¿Qué hacer antes, durante y después de un terremoto?	92

Prefacio

La curiosidad ha sido, desde siempre, uno de los motores más poderosos del conocimiento. Cada vez que nos preguntamos **cómo funciona** un fenómeno natural, damos el primer paso para comprender el mundo con mayor profundidad. Esa es precisamente la esencia de la colección **¿Cómo funciona?**: transformar preguntas complejas en explicaciones claras, visuales e interactivas que acerquen la ciencia a lectores de todas las edades.

Este libro forma parte de esa colección y está dedicado a uno de los fenómenos naturales más fascinantes y, al mismo tiempo, más desafiantes para la humanidad: los terremotos. A lo largo de sus páginas, el lector descubrirá no solo qué ocurre cuando la Tierra tiembla, sino también los principios físicos y geológicos que explican el movimiento de las placas tectónicas, la propagación de las ondas sísmicas, el funcionamiento de los sismógrafos, la medición de la magnitud, el diseño de edificaciones sismorresistentes y las acciones que pueden contribuir a salvar vidas antes, durante y después de un sismo.

La redacción de esta obra tuvo un contexto muy particular. Fue elaborada durante la semana posterior al terremoto del 10 de agosto de 2026 en Colombia, un acontecimiento que recordó la vulnerabilidad de nuestras sociedades frente a la dinámica natural del planeta y, al mismo tiempo, puso de manifiesto la enorme importancia del conocimiento científico para comprender, prevenir y reducir el riesgo. La cercanía temporal con este evento motivó la incorporación de ejemplos, recursos interactivos y referencias a casos recientes que permiten conectar la teoría con la realidad y mostrar cómo la ciencia responde a preguntas surgidas de hechos que aún permanecen en la memoria colectiva.

Siguiendo la filosofía de la colección **¿Cómo funciona?**, este libro no pretende limitarse a presentar definiciones o fórmulas. Su propósito es que el lector construya una comprensión integrada del fenómeno sísmico mediante ilustraciones, infografías, simulaciones, videos y actividades interactivas que convierten el aprendizaje en una experiencia de exploración. Cada capítulo busca responder una pregunta específica, enlazándola con la siguiente hasta formar una visión completa del funcionamiento de los terremotos y de las herramientas que la ciencia ha desarrollado para estudiarlos.

Comprender un terremoto no evita que ocurra, pero sí permite tomar mejores decisiones cuando sucede. La educación científica fortalece la capacidad de analizar información, interpretar alertas, valorar la importancia de la ingeniería sismorresistente y adoptar medidas de preparación que pueden marcar la diferencia entre el riesgo y la resiliencia.

Espero que este libro despierte nuevas preguntas, motive la curiosidad por las ciencias de la Tierra y contribuya a formar ciudadanos mejor preparados para comprender uno de los procesos naturales más extraordinarios de nuestro planeta. Porque, al final, entender **cómo funciona** el mundo es el primer paso para convivir con él de manera más segura, responsable y consciente.

Juan Guillermo Rivera Berrío

2026

EL PRIMER PASO



1) SE ACUMULA TENSION

Las placas se traban.
Con el tiempo, la **presión** crece hasta superar el límite del material.



PLACAS TRABADAS

El movimiento está bloqueado por la fricción en la falla.



PRESIÓN CRECIENTE

La fuerza aumenta poco a poco.



LÍMITE DEL MATERIAL

Si la presión supera esos límites, ocurrirá la ruptura.



Este proceso puede durar días, años o incluso siglos.



LA ENERGÍA **SE ALMACENA** EN LA CORTEZA TERRESTRE HASTA QUE NO PUEDE CONTENERSE MÁS.

Introducción

La Tierra parece firme, estable e inmóvil bajo nuestros pies. Sin embargo, en su interior ocurren constantemente movimientos que pueden acumular enormes cantidades de energía. Cuando esa energía se libera de manera repentina, la superficie terrestre comienza a vibrar y se produce uno de los fenómenos naturales más impresionantes: **el terremoto**.

Pero ¿qué sucede realmente cuando ocurre un terremoto? ¿Por qué se mueven las placas tectónicas? ¿Cómo se acumula la energía en una falla? ¿Qué provoca que una roca se rompa después de permanecer sometida a presión durante años, décadas o incluso siglos? ¿Cómo viajan las ondas sísmicas desde el interior de la Tierra hasta la superficie? Y, finalmente, ¿por qué algunos terremotos apenas se sienten mientras otros pueden transformar por completo un paisaje urbano?



Figura 1. La ruptura y el viaje de las ondas.

Este libro propone responder estas preguntas de una manera visual, clara y progresiva. A través de ilustraciones, esquemas e infografías, seguiremos el recorrido de la energía desde el movimiento de las placas tectónicas hasta las vibraciones que percibimos en la superficie.

Comprender un terremoto no consiste solamente en conocer sus causas. También significa entender conceptos fundamentales como **falla**, **hipocentro**, **epicentro**, **ondas P**, **ondas S**, **magnitud** e **intensidad**, y reconocer cómo estos elementos se relacionan entre sí.

Más que memorizar definiciones, la invitación es a descubrir cómo funciona un terremoto. Porque detrás de unos pocos segundos de movimiento en la superficie existe una historia geológica que comenzó mucho antes, en las profundidades de nuestro planeta.



Figura 2. La energía que sacude la tierra.



México 1985
M 8,0 - cuenca

Guatemala 2010
M 6,4 - costa

San Francisco 1992
M 7,9 - desgarre

Italia 2016
M 7,0 - superficial

Foco profundo

M 6,5 - 90 km

Foco somero

M 6,5 - 5 km

Cada escenario carga magnitud, profundidad, distancia, tipo de falla y suelo. Los dos últimos forman una pareja de contraste: misma magnitud, distinta profundidad.

▶ Iniciar ciclo sísmico

Reiniciar

1 - ESFUERZO

2 - RUPTURA

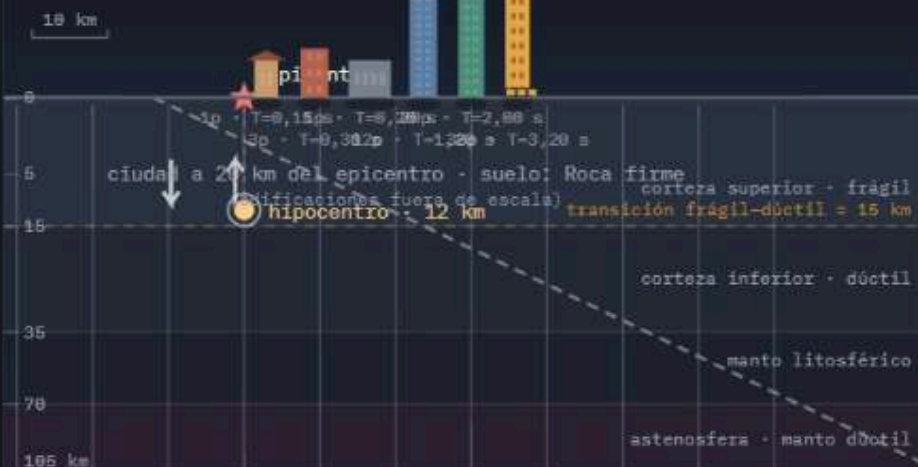
3 - ONDAS

4 - SACUDIDA

5 - RÉPLICAS

6,5
MAGNITUD

En reposo



SISMOGRAMA EN LA CIUDAD

Ver en pantalla ampliada (Diseño por José M. Fernández).

¿Qué es un terremoto y cómo funciona?

Un **terremoto** o sismo es una liberación repentina de energía acumulada en la litosfera terrestre, la cual se propaga en forma de ondas sísmicas a través del interior y la superficie del planeta. Este fenómeno ocurre principalmente debido al movimiento continuo de las **placas tectónicas**, enormes fragmentos de la corteza terrestre que flotan sobre el manto superior. Cuando dos placas interactúan, la fricción entre sus bordes impide un deslizamiento continuo, acumulando tensión deformativa en las rocas a lo largo del tiempo hasta que la resistencia del material es superada y la falla se rompe de manera súbita.



Figura 3. Energía que la tierra libera en un instante.



Figura 4. El choque de placas.

Los **componentes principales** que intervienen en la estructura y dinámica de un sismo determinan la intensidad con la que se percibe en la superficie:

- **Hipocentro o foco:** Punto en el interior de la Tierra donde se origina la ruptura de la falla y la liberación inicial de energía.
- **Epicentro:** Punto de la superficie terrestre situado directamente sobre la vertical del hipocentro.
- **Plano de falla:** Superficie de fractura sobre la cual se produce el desplazamiento de los bloques rocosos.
- **Ondas sísmicas:** Vibraciones que transportan la energía liberada, clasificadas en ondas de cuerpo —primarias (P) y secundarias (S)— y ondas superficiales (Love y Rayleigh).

El **principio de funcionamiento** físico detrás de este proceso se explica mediante la teoría del rebote elástico. A medida que las fuerzas tectónicas deforman la corteza, las rocas almacenan energía potencial elástica. En el momento en que el esfuerzo cortante supera la resistencia de la roca, se produce la falla y la energía acumulada se transforma instantáneamente en energía cinética y ondas de presión. La cantidad total de energía liberada en forma de radiación sísmica puede estimarse a partir de la magnitud de momento (M_w) mediante la siguiente relación empírica:

$$E = 10^{4.8+1.5M_w}$$

Donde E representa la energía liberada expresada en julios (J). Esta escala logarítmica implica que un incremento de una unidad en la magnitud (M_w) no representa un aumento lineal, sino que multiplica la energía liberada por un factor de aproximadamente 31.6.

A pesar de su naturaleza destructiva, el estudio de los terremotos aporta **beneficios y aplicaciones prácticas** invaluable para la ciencia moderna. La sismología utiliza la propagación de las ondas sísmicas para mapear de manera no invasiva la estructura interna de la Tierra, permitiendo descubrir la presencia del núcleo líquido y sólido, así como la composición del manto. Asimismo, estos datos impulsan el desarrollo de la **ingeniería sismorresistente**, la cual diseña edificaciones con aisladores de base y disipadores de energía, y permite la implementación de **sistemas de alerta temprana** que detectan las ondas P (más rápidas pero menos destructivas) para avisar a las ciudades segundos antes de la llegada de las ondas S .

El mayor **desafío y limitación** en este campo sigue siendo la imposibilidad de predecir la hora, el lugar exacto y la magnitud precisa de un sismo, debido a la naturaleza caótica y no lineal de las fallas geológicas. Por esta razón, la gestión del riesgo sísmico depende fuertemente del análisis de **casos reales** y registros históricos. Sismos de gran magnitud, como el terremoto de **Valdivia en 1960** (Chile), el más potente registrado en la historia con $M_w = 9.5$, o el terremoto de **Tōhoku en 2011** (Japón) de $M_w = 9.1$, sirven como laboratorios naturales esenciales para perfeccionar los códigos de construcción y los planes de evacuación comunitarios.



SISMÓGRAFO

TERREMOTO

que en

del dato histórico

Valdivia 1960 y Tōhoku 2011 mejor

INTERACCIÓN DE PLACAS



Las placas se mueven,
se traban por **fricción**
y acumulan tensión.

VALDIVIA

1960

CHILE



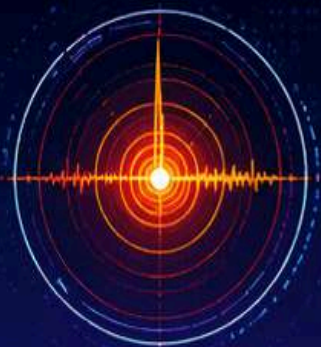
Cada
nos d
const
más

MOTOS

señalan:

la prevención

gran códigos y planes de evacuación



ONDAS SÍSMICAS



TŌHOKU

2011

JAPÓN



CÓDIGOS
MÁS RESISTENTES



PLANES DE
EVACUACIÓN



COMUNIDADES
MÁS PREPARADAS

- ☒ Preparación
- ☒ Señalización
- ☒ Simulacros
- ☒ Educación



gran terremoto
deja lecciones para
construir un futuro
seguro.

Vídeo



Video 1. De la falla a la ruptura.

Vídeo



Video 2. De la ruptura al desastre.

¿Cómo funcionan las placas tectónicas?

La capa más externa y rígida de nuestro planeta, llamada **litósfera**, no es una cáscara continua, sino que está dividida en un rompecabezas de grandes bloques conocidos como **placas tectónicas**. Estas placas continentales y oceánicas flotan sobre la **astenosfera**, una capa del manto superior compuesta por roca semifundida que se comporta de manera plástica. La interacción entre ambas capas está guiada por diferencias de temperatura y densidad (ρ), lo que permite que las placas se desplacen a una velocidad extremadamente lenta pero constante, oscilando generalmente entre 1 y 10 cm/año.



Figura 5. Las placas tectónicas dan forma a nuestro mundo.

EL ROMPECABEZAS DE LA TIERRA

LA LITÓSFERA DIVIDIDA EN PLACAS TECTÓNICAS



La litósfera no es continua: es un **gigantesco rompecabezas** de enormes bloques en constante movimiento.



7 PLACAS PRINCIPALES + PLACAS MENORES

Se mueven unos centímetros por año, pero sus efectos moldean nuestro planeta.



¿CÓMO SE MUEVEN?



DIVERGENTES

Las placas se separan y se forma nueva corteza.



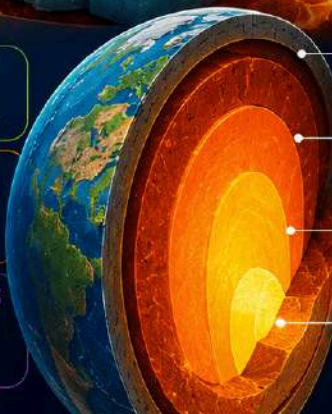
CONVERGENTES

Las placas chocan, una puede hundirse bajo otra o elevar montañas.



TRANSFORMANTES

Las placas se deslizan lateralmente una junto a la otra.



LITÓSFERA

Corteza + parte superior rígida del manto.



ASTENÓSFERA

Capa plástica donde las placas se mueven.



MANTO

Roca sólida caliente que fluye lentamente.



NÚCLEO

El corazón metálico y ardiente de la Tierra.

Figura 6. La litósfera dividida en placas tectónicas.

El motor principal que impulsa este movimiento reside en las **corrientes de convección** del manto terrestre. El intenso calor del núcleo calienta el material de la base del manto, provocando que se expanda, se vuelva menos denso y ascienda. Al acercarse a la corteza, el material se enfría, aumenta su densidad y vuelve a hundirse hacia el interior. Este flujo de transferencia de energía térmica se expresa formalmente mediante la ley de conducción y transporte de calor:

$$q = -k \frac{dT}{dz}$$

Donde q representa el flujo de calor, k es la conductividad térmica de las rocas del manto y $\frac{dT}{dz}$ refleja el gradiente de temperatura en función de la profundidad z . Esta fuerza convectiva constante arrastra literalmente a las placas sobre la astenósfera.

Según la dirección en la que se mueven estas masas rocosas, se generan tres tipos principales de bordes o límites tectónicos:

- **Límites divergentes:** Las placas se separan y el magma emerge para crear nueva corteza oceánica, como ocurre en la **Dorsal Mesoatlántica**.
- **Límites convergentes:** Una placa se hunde debajo de otra en un proceso conocido como **subducción**, o ambas colisionan frontalmente. Un ejemplo emblemático es el **Cinturón de Fuego del Pacífico** o la formación de la **cordillera del Himalaya**.
- **Límites transformantes:** Las placas se deslizan lateralmente una al lado de la otra de forma rozante, acumulando enormes tensiones elásticas. El caso más famoso de este comportamiento es la **Falla de San Andrés** en California.

A pesar de su asociación directa con desastres naturales, la tectónica de placas ofrece beneficios fundamentales para la vida en la Tierra.

Funciona como un termostato planetario regularizador del ciclo del carbono a largo plazo: los procesos de subducción transportan carbono hacia el interior del manto, mientras que la actividad volcánica libera dióxido de carbono (CO_2) a la atmósfera. Asimismo, este dinamismo renueva los nutrientes del suelo, crea relieve topográfico y genera los depósitos minerales que la humanidad utiliza en la actualidad.

El mayor **desafío científico** radica en que no es posible predecir el momento exacto en que fallará la roca debido a la tensión acumulada. Geofísicamente, la resistencia de un plano de falla al deslizamiento se evalúa mediante el criterio de rotura de Coulomb:

$$\tau = C + \mu(\sigma_n - P_f)$$

Donde τ es la resistencia al esfuerzo cortante, C es la cohesión de la roca, μ es el coeficiente de fricción, σ_n representa el esfuerzo normal ejercido sobre la falla y P_f es la presión de los fluidos en los poros de la roca. Debido a que no podemos medir con precisión milimétrica la presión P_f ni el esfuerzo σ_n a decenas de kilómetros de profundidad, determinar con exactitud cuándo una placa cederá y desencadenará un terremoto sigue siendo una limitación de la ciencia moderna.



Figura 7. El gran enigma de la tierra.

EL MOTOR

DEL PLANETA

El calor del núcleo impulsa **corrientes de convección** en el manto: el material caliente **asciende** y el frío **se hunde**.

ESTE MOVIMIENTO:



Mueve las **placas tectónicas** en la superficie.



Provoca **volcanes, terremotos** y la formación de montañas.



Modela la Tierra desde su interior.

EL MATERIAL FRÍO SE HUNDE

Al enfriarse, se vuelve más denso y desciende hacia el núcleo.

CÓMO SE MUEVEN LAS PLACAS



DIVERGENTES

Se separan y el magma asciende, creando nueva corteza.

PLACAS TECTÓNICAS

Se mueven sobre la astenósfera.

CORRIENTES DE CONVECCIÓN

MANTO

Capa intermedia
sólida pero maleable.

NÚCLEO EXTERNO

Líquido y extremadamente caliente.

NÚCLEO INTERNO

Sólido y candente.

EL MATERIAL CALIENTE ASCIENDE

Al calentarse,
se vuelve menos denso
y asciende hacia
la corteza.



EN RESUMEN

El calor interno genera
corrientes que mueven
las placas y dan forma
a nuestro planeta.



CONVERGENTES

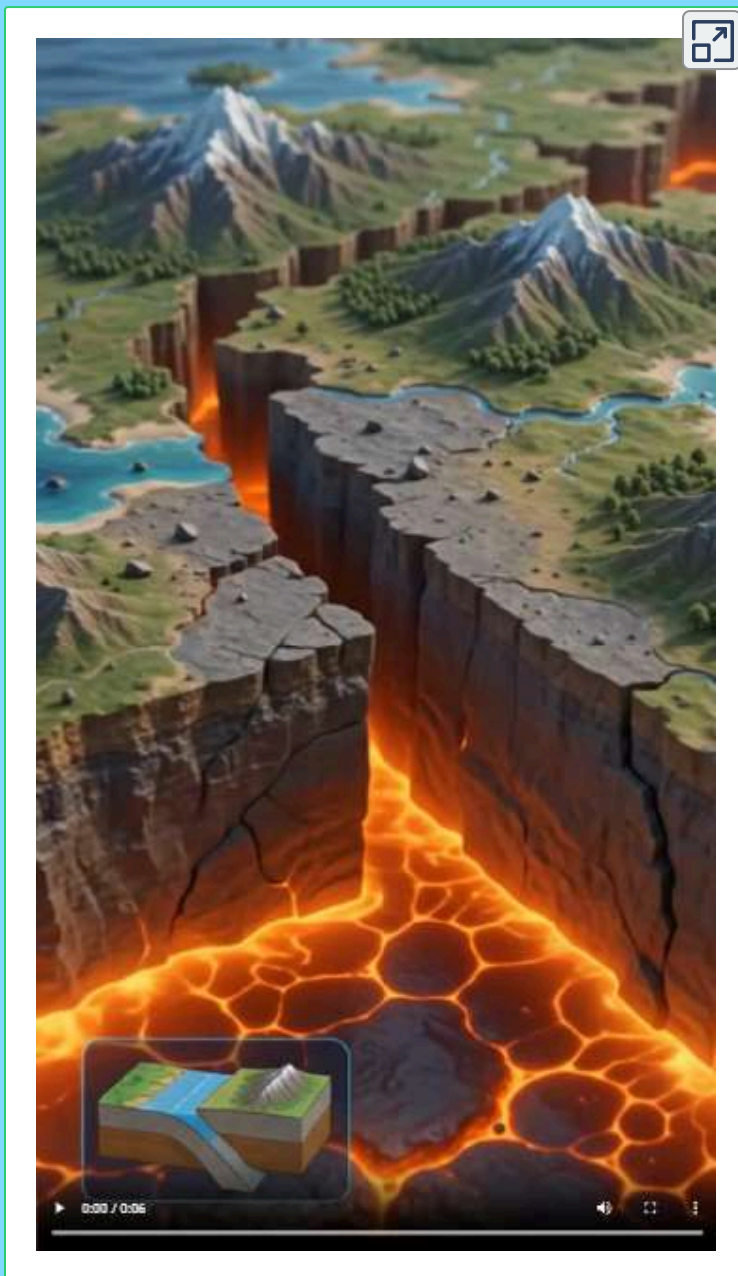
Chocan entre sí; una puede
hundirse bajo la otra o ambas
elevar montañas.



TRANSFORMANTES

Se deslizan lateralmente
una junto a la otra
en direcciones opuestas.

Vídeo



Video 3. Las placas chocan.

Vídeo



Video 4. El magma asciende.

¿Cómo funcionan las ondas sísmicas?

Las ondas sísmicas son vibraciones de energía mecánica que se propagan a través del interior y la superficie de la Tierra, originadas por la liberación repentina de tensión acumulada en una falla geológica. Cuando las rocas superan su límite de elasticidad y se rompen en el **hipocentro** o foco sísmico, la energía potencial almacenada se transforma instantáneamente en energía cinética. Esta energía viaja en forma de frentes de onda esféricos, modificando temporalmente la densidad y forma del material que atraviesa. La velocidad con la que se propaga una onda compresional primaria en un medio elástico continuo se define mediante la siguiente ecuación:

$$v_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$



Figura 8. Así funcionan las ondas sísmicas.

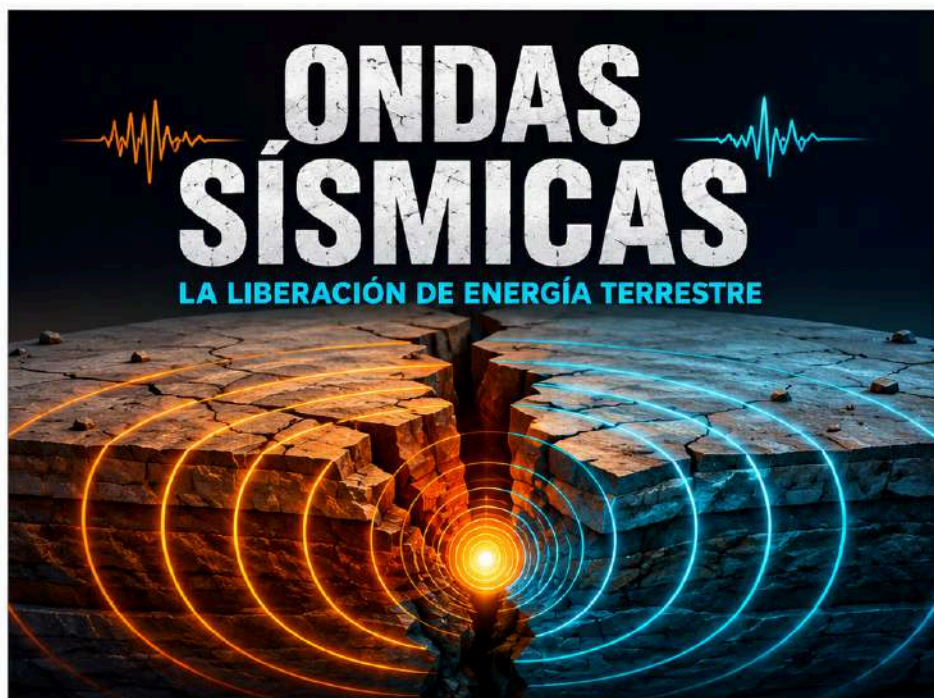


Figura 9. Así funcionan las vibraciones sísmicas.

Donde v_P representa la velocidad de la onda, K es el módulo de incompresibilidad del material, μ es el módulo de rigidez o cizalladura y ρ es la densidad del terreno.

Estas manifestaciones ondulatorias se estructuran en dos componentes principales según sus vías de transmisión y comportamiento dinámico:

- **Ondas de cuerpo:** Transitan por el interior del planeta. Se dividen en **Ondas P** (primarias o longitudinales), que comprimen y dilatan la roca en la misma dirección de propagación, y **Ondas S** (secundarias o transversales), que deforman el material perpendicularmente a su trayectoria. Puesto que los fluidos no resisten esfuerzos cortantes ($\mu = 0$), las ondas S no pueden transmitirse en líquidos, calculándose su velocidad como:

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

- **Ondas de superficie:** Se desplazan exclusivamente a lo largo de la corteza terrestre y son las responsables de los mayores estragos estructurales. Incluyen las **Ondas Rayleigh**, con un movimiento elíptico retrógrado, y las **Ondas Love**, que provocan un desplazamiento horizontal de cizalla.

A medida que las ondas se adentran en el planeta, experimentan procesos internos de reflexión y refracción al cruzar la frontera entre capas con distintas propiedades físicas. La trayectoria de un rayo sísmico en el límite entre dos estratos obedece a la ley de Snell adaptada a medios elásticos:

$$\frac{\sin(\theta_1)}{v_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{v_2}$$

Donde θ_1 y θ_2 son los ángulos de incidencia y refracción respecto a la normal de la interfaz, mientras que v_1 y v_2 corresponden a las velocidades características de cada estrato. Este cambio de dirección hace que las ondas se curven gradualmente de regreso hacia la superficie, perdiendo intensidad progresivamente por amortiguamiento inelástico del suelo y dispersión geométrica.

El análisis de este comportamiento físico encuentra aplicaciones prácticas vitales en la geofísica moderna. Debido a que las ondas P viajan más rápido que las ondas S ($v_P > v_S$), la diferencia entre sus tiempos de llegada ($t_S - t_P$) registrada en un sismograma permite calcular la distancia (d) hacia el foco del sismo mediante la expresión:

$$d \approx \frac{v_P \cdot v_S}{v_P - v_S} (t_S - t_P)$$

Esta propiedad permite implementar **Sistemas de Alerta Sísmica Temprana** (SAS). Un caso real destacado ocurrió durante el terremoto de Michoacán en 1985 (México); los sensores cercanos al epicentro detectaron las inofensivas ondas P iniciales y enviaron señales de radio instantáneas a la Ciudad de México, ofreciendo a la población más de 60 segundos de aviso crítico antes de la llegada de las destructivas ondas S y de superficie.

A pesar de estos avances, el estudio de las ondas sísmicas enfrenta desafíos y limitaciones importantes. La extrema heterogeneidad de la corteza terrestre genera efectos de sitio, como la ampliación de onda en cuencas sedimentarias o la licuefacción del suelo, fenómenos difíciles de predecir con exactitud. Además, dado que es imposible realizar mediciones directas a decenas de kilómetros de profundidad, la caracterización de las ondas depende totalmente de la resolución de problemas inversos complejos, lo que introduce cierto grado de incertidumbre en los modelos de prevención de riesgo.

TERREMOTO DE MICHOACA EN 1985 (MÉXICO)



Foto de Jose Antonio Gallego Vázquez en Pexels

ÁN

o)



Vídeo



Video 5. Terremoto México 1985 (Video de Wela Gujjar en Pexels).

Vídeo



Video 6. Terremoto México 1985 (Video de Fahrettin Turgut en Pexels).

¿Cómo se localiza el origen de un terremoto?

Para determinar el punto exacto donde se origina un sismo en el interior de la Tierra, denominado **hipocentro** o **foco**, y su proyección vertical en la superficie, llamada **epicentro**, los sismólogos aprovechan la naturaleza de las ondas sísmicas. Cuando ocurre una ruptura en las rocas de la corteza, se liberan dos tipos principales de ondas de cuerpo: las ondas primarias u **ondas P** (compresionales) y las ondas secundarias u **ondas S** (transversales). Dado que las ondas *P* viajan a mayor velocidad que las ondas *S*, la diferencia en su tiempo de llegada a una estación sismológica aumenta de forma proporcional a la distancia recorrida.



Figura 10. Aquí nace el terremoto.



Figura 11. Del foco a la superficie.

El principio de funcionamiento para calcular la distancia d entre una estación y el hipocentro se basa en este desfase temporal. Si denotamos la velocidad de las ondas primarias como v_P y la de las secundarias como v_S , el intervalo de tiempo transcurrido Δt entre la llegada de ambas ondas se expresa mediante la siguiente relación:

$$\Delta t = t_S - t_P = \frac{d}{v_S} - \frac{d}{v_P}$$

Despejando la distancia d de la ecuación anterior, obtenemos la expresión matemática fundamental utilizada para determinar la cercanía del sismo:

$$d = \Delta t \left(\frac{v_P \cdot v_S}{v_P - v_S} \right)$$

Esta distancia d define el radio de una circunferencia alrededor de la estación sismológica, sobre la cual debe encontrarse el evento sísmico.

Debido a que una sola estación únicamente indica la distancia pero no la dirección de la fuente, se aplica el proceso de **triangulación sísmica**. Para localizar el epicentro en un mapa bidimensional, el método requiere la combinación de datos de al menos tres estaciones distintas:

- **Identificación de fases:** Se mide el tiempo transcurrido Δt entre la primera llegada de la onda P y la primera llegada de la onda S en cada sismograma.
- **Trazado de radios:** Se calcula la distancia d_1 , d_2 y d_3 correspondiente a cada estación y se traza un círculo con dicho radio centrado en cada una de ellas.

- **Punto de intersección:** El lugar donde convergen o se cruzan los tres Círculos señala con precisión la ubicación del **epicentro**.

La **aplicación práctica** más destacada de este proceso radica en el desarrollo de los **sistemas de alerta temprana** (EEW, por sus siglas en inglés). En casos reales como los sistemas de monitoreo sísmico en Japón o México, algoritmos automatizados calculan la posición del epicentro en cuestión de segundos tras detectar las primeras ondas *P*. Puesto que las ondas *P* no suelen ser destructivas, esta rápida localización permite enviar una señal electromagnética —que viaja a la velocidad de la luz— para alertar a las ciudades antes de que arriben las destructivas ondas *S* y de superficie, permitiendo frenar trenes de alta velocidad, cortar suministros de gas y evacuar edificios.



Figura 12. Localizar lo invisible.

TERREMOTO: SEGUNDOS QUE PUEDEN SALVAR MILES DE VIDAS

Ondas P detectadas → **epicentro** calculado
→ **alerta** antes de las ondas S.

1 DETECCIÓN

Los sismógrafos detectan las **ondas P**, más rápidas y menos dañinas.



P ONDAS P

Rápidas
5-8 km/s

2 CÁLCULO

Se calcula el epicentro y la magnitud en segundos.



3 ALERTA

La alerta viaja por señal electromagnética a la velocidad de la luz.



4 PREPARACIÓN

La alerta llega antes de las ondas S para tomar acción.



S ONDAS S

Más lentas
2-4 km/s



SEGUNDOS
DE VENTAJA



LA ALERTA TEMPRANA NO EVITA EL TERREMOTO,
PERO SÍ PUEDE **REDUCIR SUS CONSECUENCIAS.**

RED DE MONITOREO SÍSMICO



Estación sísmica



Comunicación
electromagnética



Epicentro

----- Enlace de datos

PLACA
DEL PACÍFICO

ONDAS P
(RÁPIDAS)

**CADA SEGUNDO
CUENTA PARA:**

JAPÓN



MÉXICO



¡ALERTA SÍSMICA!

Tome precauciones
Sigue las indicaciones

00:15

segundos restantes

EPICENTRO
(bajo la superficie)

**SEÑAL
ELECTROMAGNÉTICA**

Viaja a la velocidad de la luz
($\approx 300,000$ km/s)

PLACA
NORTEAMERICANA

ONDAS S
(MÁS LENTAS
Y DESTRUCTIVAS)

TRANSPORTE

Trenes de alta
velocidad se detienen
automáticamente.



GAS

Válvulas de gas
se cierran para
evitar fugas.



PERSONAS

La población recibe
la alerta y puede
evacuar o protegerse.



Proteger
vidas humanas



Evitar daños en
infraestructura



Reducir pérdidas
económicas



Fortalecer comunidades
más resilientes

Vídeo



Vistas aereas de la Guaira días después de los terremotos que han azotado Venezuela: "Parece una película de terror, que horrible"

Video 7. Terremoto Venezuela - 14 de junio de 2026 (Video de @Elespanolcom en [YouTube](#)).

El punto exacto donde tiembla la Tierra

Cada sismo nace en un punto del interior de la Tierra: el **hipocentro** (o foco). Su proyección vertical sobre la superficie es el **epicentro** — el lugar que señalan los titulares. Los sismólogos no pueden ver el interior del planeta, así que ubican ambos puntos escuchando las ondas sísmicas que llegan a distintas estaciones y aplicando **triangulación**.

● Onda P – la más rápida

● Onda S – la más lenta

● Hipocentro / Epicentro

Generar nuevo sismo

Triangular epicentro

Revelar corte transversal

● Esperando un sismo – pulsa «Generar nuevo sismo»

¿Cómo se mide un terremoto?

Medir la fuerza de un sismógrafo requiere cuantificar dos parámetros fundamentales pero distintos: la **magnitud**, que calcula la energía liberada en el foco del sismo (hipocentro), y la **intensidad**, que evalúa los efectos visibles y el grado de destrucción en la superficie. El principio de funcionamiento de los instrumentos de medición, conocidos como sismómetros, se basa en la **inercia**. Un sismómetro tradicional cuenta con una masa pesada suspendida de un soporte fijado al suelo; cuando las ondas sísmicas (*P*, *S* y superficiales) hacen vibrar el terreno, la masa tiende a permanecer inmóvil debido a la inercia, mientras que el marco se mueve con la Tierra, registrando la diferencia de posición en un gráfico llamado sismograma.



Figura 13. Así se mide un terremoto.



Figura 14. Dos formas de medir un terremoto.

Para medir la magnitud de forma precisa, la geofísica moderna ha reemplazado la antigua Escala de Richter por la **Escala de Magnitud de Momento** (M_w), la cual no se satura ante terremotos gigantescos. El proceso interno para obtener esta magnitud se basa en calcular el **momento sísmico** (M_0), una medida física de la fuerza total liberada durante la ruptura de la falla. Este valor se define mediante la ecuación:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D$$

Donde μ representa el módulo de rigidez de las rocas atravesadas, A es el área total de la superficie de la falla que se ha fracturado, y D es el desplazamiento medio o deslizamiento entre los bloques rocosos. Una vez obtenido M_0 (expresado en Newtons-metro, $N \cdot m$), se calcula la magnitud de momento M_w mediante la siguiente relación logarítmica:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 9.1$$

Debido a la naturaleza logarítmica de esta fórmula, cada incremento de un entero en la escala de magnitud representa un aumento de aproximadamente 31.6 veces en la cantidad de energía liberada. Por otro lado, la evaluación de la **intensidad** se realiza mediante la **Escala Modificada de Mercalli** (MMI), cuyos componentes principales no son matemáticos sino descriptivos, graduados en números romanos del I al XII. Mientras que un terremoto tiene una única magnitud fija, la intensidad varía según la distancia al epicentro, la profundidad del foco y la geología local del suelo.

Las aplicaciones prácticas de estas mediciones son vitales para la seguridad global. Entre sus principales beneficios y ventajas se encuentran:

- **Sistemas de Alerta Temprana:** Permiten detectar las ondas primarias (P), que son más rápidas pero menos destructivas, para emitir alarmas automáticas segundos antes de que lleguen las ondas secundarias (S) y superficiales a las ciudades.
- **Ingeniería Sismorresistente:** A partir del análisis de la aceleración del suelo mediante acelerógrafos, se diseñan normativas de construcción capaces de soportar frecuencias de vibración específicas.
- **Mapas de Amenaza Sísmica:** Ayudan en el ordenamiento territorial y en la gestión de riesgos para infraestructuras críticas como represas y centrales nucleares.

A pesar de los avances tecnológicos con redes GPS de alta precisión y satélites radar, la medición sísmica enfrenta importantes desafíos y limitaciones. Estimar con exactitud el comportamiento de rupturas en fallas extremadamente profundas o interpretar la interferencia del suelo en tiempo real sigue siendo un reto complejo. Un caso real emblemático fue el Terremoto de Valdivia (Chile) en 1960; los sismógrafos de la época basados en la escala de Richter no podían procesar correctamente la amplitud de ondas tan largas y la escala se "saturó". Fue gracias al desarrollo posterior de la escala M_w que se pudo determinar su verdadera magnitud récord de $9.5M_w$, demostrando la necesidad imperativa de utilizar el momento sísmico para comprender la escala real de los grandes mega-terremotos de subducción.

CÓMO SE MIDE

UN TERREMOTO:

LA MMI

EN 12 NIVELES



La **MMI** (Escala de Intensidad Modificada de 12 niveles) describe los efectos de un sismo según lo que las personas observan y sienten y los daños que se producen.



No se siente.



Muy débil,
sólo lo sienten
algunas personas
en reposo.



Débil, se siente
como el paso
de un camión.



Ligero, vibran
ventanas y
objetos.



Moderado, se
mueven objetos
pequeños.



Fuerte, se caen
objetos y hay
daños leves.



SENSACIONES



DAÑOS



IMPACTO
EN LA VIDA DIARIA



Muy fuerte,
daños moderados
en estructuras.



Severo, daños
considerables en
edificios.



Violento, daños
graves en
muchos edificios.



Muy violento,
algunos edificios
colapsan.



Extremo, colapso
de la mayoría de
estructuras.



Catastrófico,
destrucción
total.

Vídeo



Vídeo 8. Terremoto de Valdivia (Chile) en 1960 (Video del Centro Sismológico Nacional - Universidad de Chile en [Facebook](#)).

¿CÓMO SE MIDE UN TERREMOTO?

DESCUBRE LA ESCALA Y EL IMPACTO

Señales, percepción y niveles de intensidad en un solo vistazo

LA TIERRA SIEMPRE ESTÁ EN MOVIMIENTO



Registra las ondas sísmicas generadas por un terremoto.



Mide la vibración y aceleración del suelo en tiempo real.



Convierte las señales en información útil para proteger vidas.



CONOCER PARA PREVENIR, MEDIR PARA PROTEGER.

Presentación con escalas de Mercalli.

¿Cómo funciona un sismógrafo?

El **sismógrafo** es el instrumento usado para detectar y registrar las ondas sísmicas que viajan a través de la Tierra durante un terremoto. Su concepto fundamental y su principio de funcionamiento se basan en la inercia, una propiedad descrita por la primera ley de Newton según la cual un cuerpo en reposo tiende a permanecer inalterado a menos que actúe sobre él una fuerza externa. En un sismógrafo básico, una masa suspendida permanece inmóvil debido a su inercia, mientras que el armazón del instrumento y el propio suelo oscilan bajo ella cuando son alcanzados por el movimiento telúrico. La fuerza inercial F que experimenta la masa m cuando el terreno acelera a un valor a se expresa mediante la relación: $F = -m \cdot a$



Figura 15. Así funciona un sismógrafo.



Figura 16. Inercia versus movimiento telúrico.

Esta diferencia de movimiento entre la masa inerte y la superficie terrestre es la magnitud física que el instrumento mide para traducirla posteriormente en un registro gráfico denominado sismograma.

Entre sus componentes principales, un sismógrafo moderno consta de una **base rígida** anclada directamente a la roca madre, un **sistema de suspensión** (que puede ser un resorte o un péndulo), una **masa inercial** y un **sistema de registro o transductor**. En los modelos digitales contemporáneos, el desplazamiento relativo entre la masa y el marco no se plasma directamente con tinta sobre papel, sino que activa un sensor electromagnético que convierte el movimiento mecánico en una señal eléctrica. El proceso interno de este movimiento responde a la dinámica de un oscilador armónico amortiguado, cuya ecuación de movimiento es:

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} + c \frac{dx}{dt} + kx = -m \cdot a_{suelo}(t)$$

Donde x representa el desplazamiento relativo de la masa respecto a la base, c es la constante de amortiguamiento (diseñada para evitar que la masa siga oscilando indefinidamente) y k es la rigidez del resorte. Esta formulación permite descomponer las ondas sísmicas en sus componentes verticales y horizontales ($N - S$ y $E - O$).

Las aplicaciones prácticas y los beneficios de estos dispositivos son inmensos para la ciencia y la prevención de desastres. Al desplegar redes sismológicas, los geofísicos pueden calcular con exactitud la distancia al epicentro de un terremoto midiendo el intervalo de tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas primarias (P) y secundarias (S). Asimismo, la amplitud máxima A de estas ondas permite calcular la magnitud sísmica en la escala de Richter (M_L), definida mediante la expresión:

$$M_L = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_0)$$

Donde A_0 representa una corrección por distancia epicentral. Además de permitir la creación de sistemas de alerta temprana que salvan miles de vidas al detener trenes y emitir alarmas segundos antes de las sacudidas más violentas, los sismógrafos permiten mapear las capas profundas del manto y núcleo terrestre.

La tecnología sismológica enfrenta constantes desafíos y limitaciones. Uno de los problemas es el ruido de fondo, ocasionado por factores antropogénicos como el tráfico de vehículos, la actividad industrial o fenómenos naturales como el oleaje marino, los cuales requieren algoritmos complejos de filtrado de señal. Por otro lado, los sismógrafos de alta sensibilidad diseñados para detectar microsismos pueden sufrir saturación cerca del foco de un gran terremoto, perdiendo la capacidad de registrar la señal completa. Un caso real paradigmático ocurrió durante el terremoto de México de 1985; los sismogramas obtenidos en diferentes puntos revelaron cómo los suelos blandos del antiguo lecho lacustre de la Ciudad de México amplificaron dramáticamente las ondas sísmicas a ciertas frecuencias, un hallazgo que transformó radicalmente la ingeniería estructural y los códigos de construcción a nivel mundial.

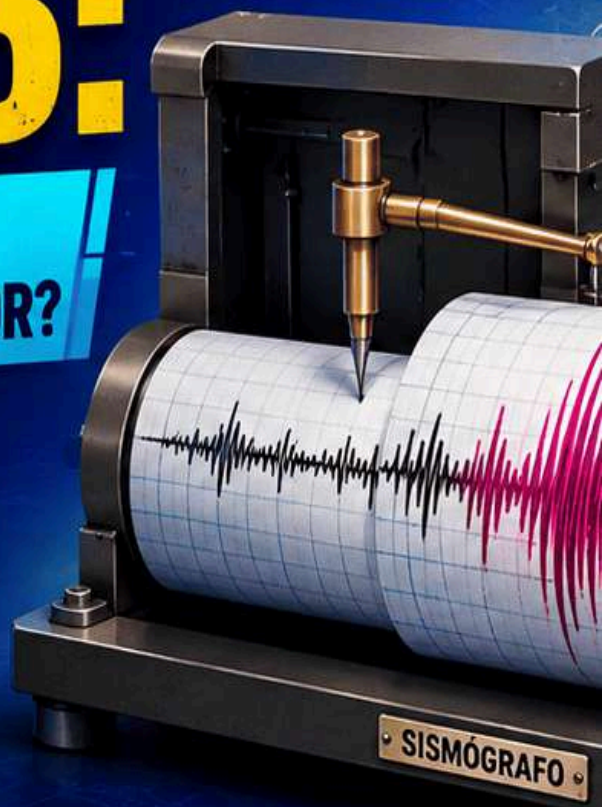


Figura 17. Medimos terremotos con P y S .

SISMÓGRAFOS Y EL MÉXICO DE 1985:

¿CÓMO EL SUELO
AMPLIFICÓ EL TEMBLOR?

Las señales registradas
revelaron resonancias del
antiguo lecho lacustre en
la **Ciudad de México**.



CIUDAD DE MÉXICO

AMPLIFICACIÓN DEL SUELO

- Muy alta
- Alta
- Media
- Baja

ANTIGUO
LECHO
LACUSTRE

¿POR QUÉ SE AMPLIFICA?

EDIFICIOS



SUELO BLANDO

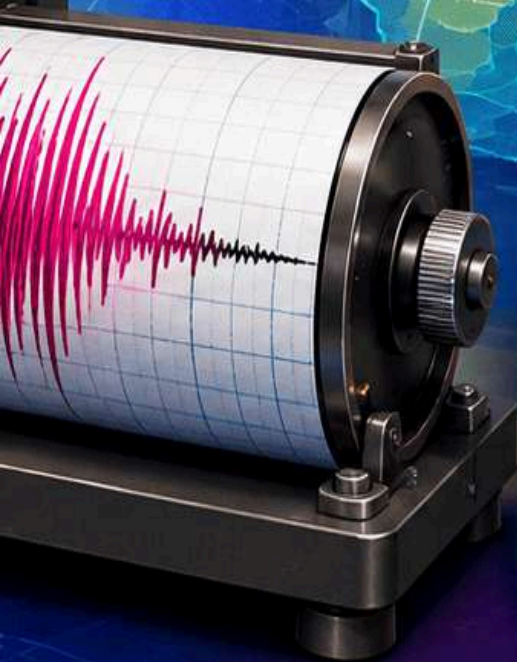
SUELO DURO



El suelo blando del antiguo lago actúa como un amplificador natural.



Las ondas sísmicas se vuelven más fuertes y duran más tiempo.



Vídeo



Video 9. Terremoto en Colombia el 10 de agosto de 2026 (Video publicado por Denisse Molina Rodríguez en [Instagram](#)).

Simulador de Sismógrafo

Estación virtual de tres componentes — eventos aleatorios de Mw 5.0–9.0, duración 20–90 s

● REGISTRANDO

HORA ESTACIÓN

00:05:40

FASE ACTUAL

Onda P

MAGNITUD (MW)

Mw 6.9

DISTANCIA EPICENTRAL

632 km

S-P: 75.3 s

DURACIÓN EVENTO

87 s

Registro sismográfico — tiempo real

■ BHZ vertical

■ BHN N-S

■ BHE E-O

BHZ

Vertical



Simulador de Sismógrafo (creado con Claude 5 Sonnet).

¿Cómo afectan los terremotos al suelo y a las construcciones?

Cuando ocurre un terremoto, la liberación repentina de energía en el foco sísmico se propaga a través de la corteza en forma de ondas sísmicas. Al alcanzar la superficie, el suelo no actúa como un soporte rígido e inalterable, sino que experimenta deformaciones, vibraciones y, en ciertas condiciones, pérdida total de firmeza. En terrenos saturados de agua y compuestos por arenas o limos poco consolidados, se produce la licuación del suelo: la vibración incrementa rápidamente la presión del agua atrapada entre los poros, anulando la fricción entre las partículas. Como resultado, el terreno pierde su capacidad portante y actúa como un fluido denso, provocando el colapso, ladeo o rehundimiento de las estructuras asentadas sobre él.



Figura 18. Así afectan los terremotos al suelo y a las construcciones.



Figura 19. Cuando tiembla el suelo puede volverse líquido.

El impacto sobre las construcciones se rige principalmente por la Segunda Ley de Newton aplicada a la dinámica de estructuras. Al desplazarse el terreno con una aceleración determinada, la masa del edificio opone resistencia debido a la inercia, lo que genera fuerzas internas horizontales de corte. La **fuerza lateral sísmica** (F_s) equivalente actuando sobre la estructura se expresa mediante la relación:

$$F_s = m \cdot a(t)$$

Donde m representa la masa de la edificación y $a(t)$ es la aceleración instantánea del suelo en función del tiempo. A medida que la aceleración del terreno (PGA , por sus siglas en inglés) aumenta, los elementos de soporte —como columnas, muros de carga y uniones— deben soportar momentos flectores y esfuerzos cortantes extraordinarios para evitar el colapso.

Uno de los mayores desafíos en la ingeniería sísmica es el fenómeno de la **resonancia**. Todo edificio posee una **frecuencia natural de vibración** (f_n), la cual depende directamente de su rigidez estructural (k) y de su masa total (m):

$$f_n = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}}$$

Si la frecuencia de las ondas sísmicas transmitidas por el suelo coincide con la frecuencia natural de la edificación, el sistema entra en resonancia. En este estado, los desplazamientos laterales se amplifican exponencialmente con cada ciclo de onda, incrementando drásticamente el riesgo de falla fatídica en la estructura, incluso si las fuerzas iniciales no eran de gran magnitud.

Para superar estas limitaciones y proteger las vidas humanas, la ingeniería moderna aplica diversos sistemas de protección sismo

resistente que ofrecen beneficios y ventajas indispensables en zonas de alto riesgo:

- **Aisladores sísmicos de base:** Dispositivos de elastómero y plomo situados en los cimientos que desacoplan el edificio del terreno, reduciendo drásticamente la transmisión de energía hacia la superestructura.
- **Disipadores de energía:** Amortiguadores hidráulicos o de fricción integrados en el armazón que transforman la energía cinética del movimiento sísmico en calor.
- **Amortiguadores de masa sintonizada:** Masas de gran tonelaje suspendidas en los pisos superiores que oscilan en dirección opuesta al movimiento del edificio para neutralizar las vibraciones.

Un caso real representativo de la interacción entre el tipo de suelo y el comportamiento estructural fue el terremoto de la Ciudad de México en 1985. El antiguo suelo lacustre de la ciudad amplificó las ondas sísmicas a un período de vibración de aproximadamente 2 segundos. Esto desencadenó una resonancia masiva en edificios de entre 8 y 20 pisos cuya frecuencia natural coincidía con ese rango, provocando su colapso, mientras que las estructuras muy bajas o extremadamente altas sufrieron daños sustancialmente menores. Este evento transformó los códigos de diseño sísmico global, demostrando que el análisis del suelo es tan vital como el diseño de la propia estructura.

TERREMOTO

LA INERCIA TRANSFORMA
EL MOVIMIENTO DEL SUELO EN
FUERZAS ESTRUCTURALES

2ª LEY DE NEWTON

$$F_s = m \cdot a$$

F_s Fuerza sísmica (N)

m Masa de la estructura (kg)

a Aceleración del suelo (m/s^2)



Ondas sísmicas
se generan



El suelo se mueve
horizontalmente



La estructura tiende
a mantenerse en reposo
(Inercia)



Se generan fuerzas
que deforman y
pueden dañar





Aceleración
del suelo
(a)

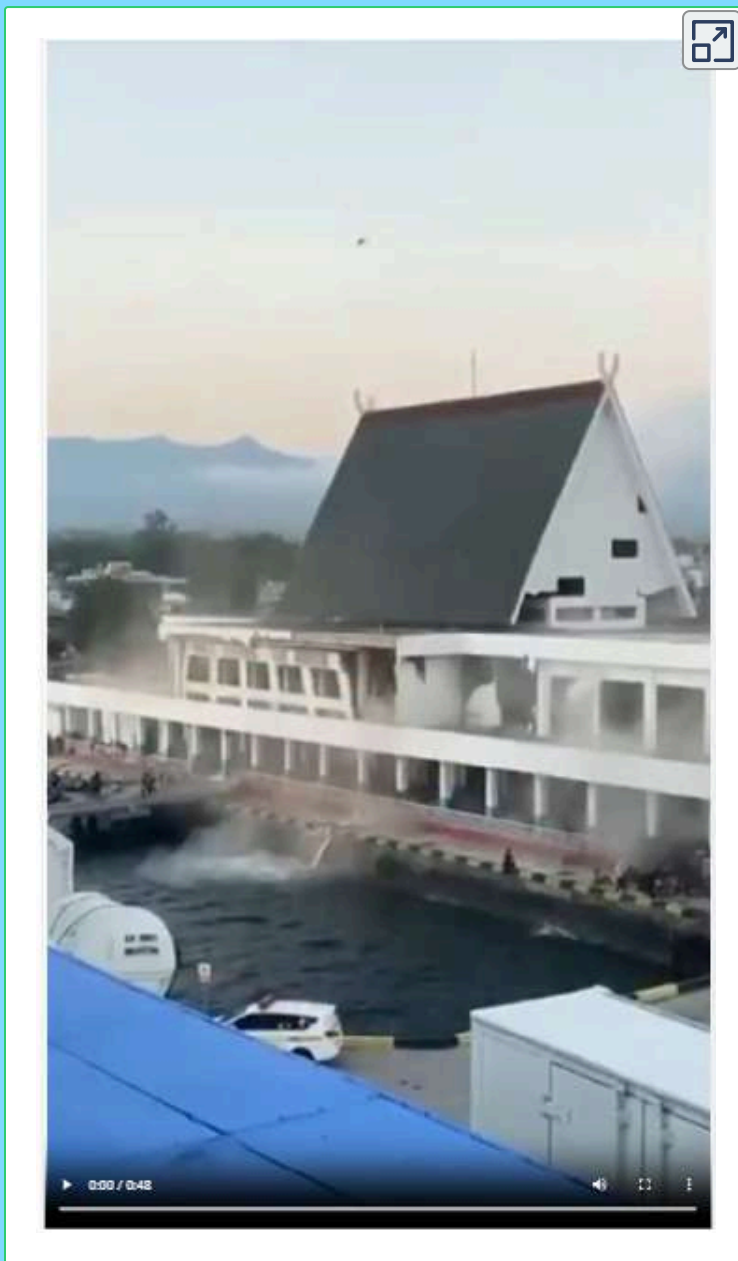


Inercia
de la
estructura
(m)



Fuerza
sísmica
(F_s)

Vídeo



Video 10. Terremoto de Indonesia el 15 de agosto de 2026 (Video de Gage Goulding de CNN en [Facebook](#)).

• LABORATORIO DE INGENIERÍA SÍSMICA

Simulador de Protección Sísmica Estructural

Compara en tiempo real cómo tres sistemas de control de vibraciones reducen la respuesta de un edificio de 8 niveles frente a un sismo, contra el mismo edificio sin protección.

SISTEMA DE AMORTIGUACIÓN



Aisladores sísmicos de base Elastómero y plomo en los cimientos: desacoplan el edificio del terreno. ↓ 60-80% **aceleración transmitida**



Disipadores de energía Amortiguadores hidráulicos/fricción en el armazón: convierten energía cinética en calor. ↓ 30-50% **deriva de entrepiso**



Amortiguador de masa sintonizada Masa suspendida en los pisos altos que oscila en contrafase al movimiento del edificio. **Óptimo en vibración moderada**

PARÁMETROS DEL SISMO

Magnitud de momento

7.8 Mw

MAYOR

Simulador de protección sísmica estructural (Claude 5 Sonnet).

¿Cómo funcionan los terremotos submarinos y cómo generan tsunamis?

Un terremoto submarino o maremoto es un evento sísmico cuyo epicentro se ubica en el fondo oceánico. Su concepto fundamental radica en la rápida liberación de energía acumulada en la litosfera oceánica, principalmente en zonas de subducción, donde una placa tectónica se desliza por debajo de otra.

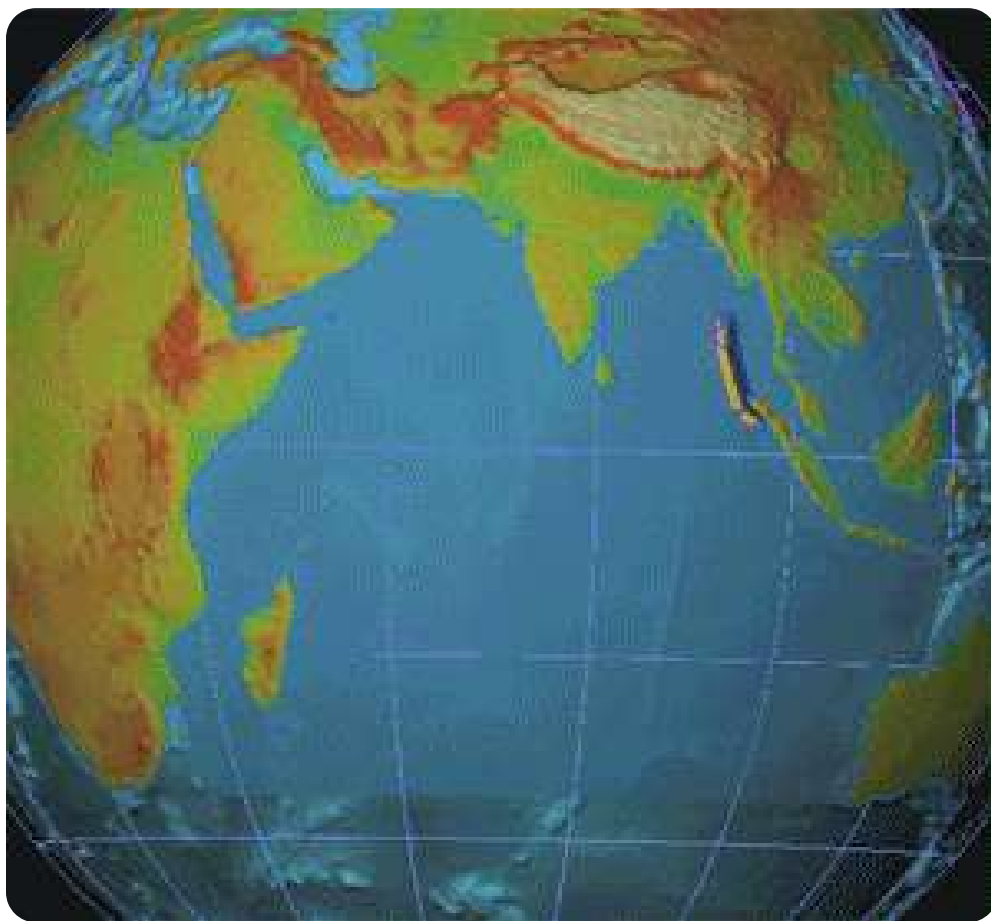
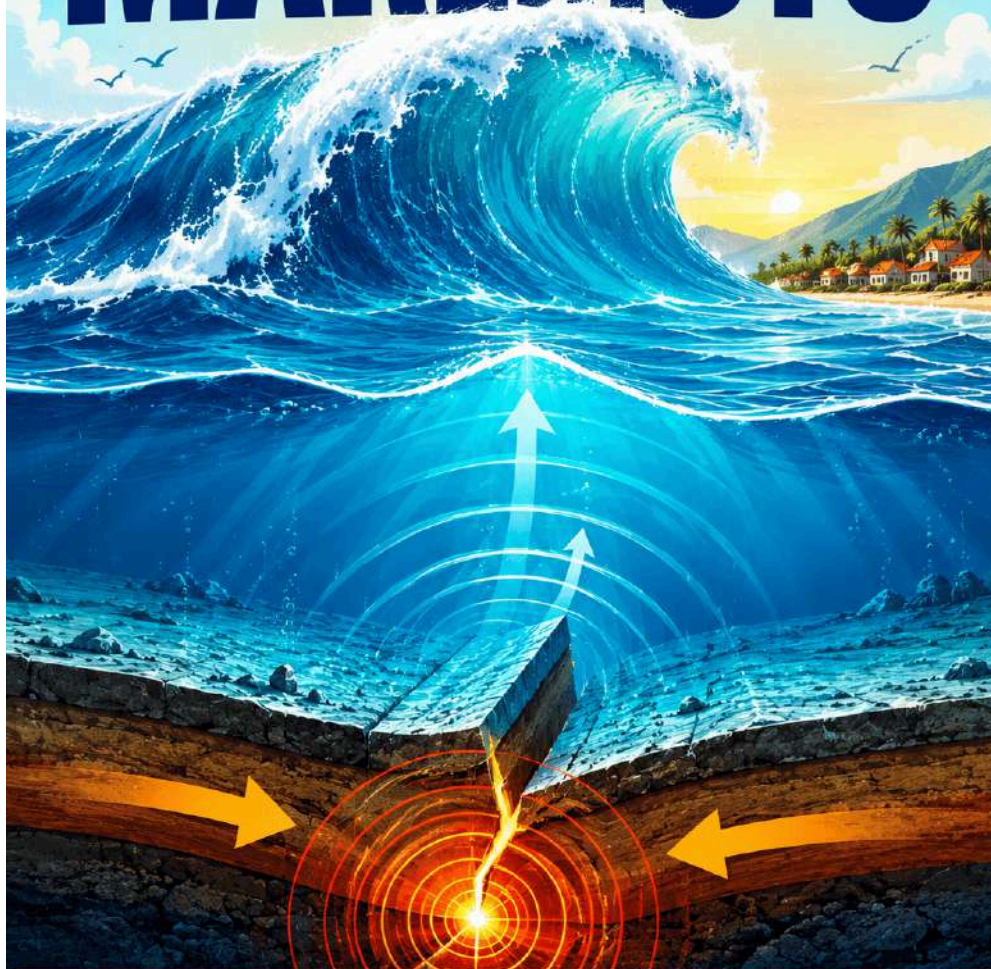


Figura 20. Animación ilustrando la propagación de los tsunamis a través del océano Índico - Indonesia 2004 (Animación por Vasily V. Titov en [Wikipedia](https://es.wikipedia.org/wiki/Tsunami_de_2004), Dominio público.

MAREMOTO



Quando el fondo oceánico tiembla, el océano puede transformarse en una poderosa ola.

Figura 21. Maremoto.

Para que la ruptura terrestre transfiera su energía al medio acuático y desencadene un tsunami, intervienen los siguientes componentes principales:

- **La falla de desplazamiento vertical:** grieta en la corteza donde ocurre un movimiento de elevación o hundimiento.
- **El hipocentro somero:** el foco del sismo situado a poca profundidad (generalmente a menos de 100 km bajo el lecho marino).
- **La columna de agua superpuesta:** la masa de agua oceánica situada directamente sobre el área de deformación.

El principio de funcionamiento que vincula el sismo con el tsunami reside en la transferencia masiva de energía potencial elástica desde la corteza hacia la columna de agua. Durante la ruptura sísmica, el lecho marino actúa como un pistón gigante que se desplaza verticalmente en cuestión de segundos, elevando o bajando bruscamente la masa de agua que reposa sobre él. Esta alteración del equilibrio hidrostático genera una serie de ondas de gravedad de gran longitud de onda que se propagan radialmente a partir del epicentro. La velocidad de propagación (v) de estas olas en el océano profundo depende únicamente de la aceleración de la gravedad ($g = 9.81 \text{ m/s}^2$) y de la profundidad del agua (d), expresada mediante la ecuación: $v = \sqrt{g \cdot d}$

En cuencas oceánicas profundas, donde $d = 4000 \text{ m}$, las olas alcanzan velocidades superiores a los 700 km/h (similares a la velocidad de crucero de un avión comercial), aunque en mar abierto su amplitud es casi imperceptible, registrando alturas inferiores a 1 m .

A medida que la onda marina se aproxima a zonas costeras de menor profundidad, ocurren procesos internos de transformación física dominados por el fenómeno de somatización o **shoaling**.

Al disminuir la profundidad (d), la parte delantera de la ola se frena debido al rozamiento con el fondo oceánico. No obstante, para mantener la conservación del flujo de energía total, la masa de agua se comprime horizontalmente y se eleva verticalmente. La relación entre la amplitud inicial (A_1) en agua profunda (d_1) y la nueva amplitud (A_2) en agua somera (d_2) se modela mediante la Ley de Green:

$$A_2 = A_1 \cdot \left(\frac{d_1}{d_2} \right)^{\frac{1}{4}}$$

Este proceso comprime la longitud de onda de cientos de kilómetros a unos pocos kilómetros, transformando una onda rápida de baja altura en mar abierto en una destructiva pared de agua que puede superar los 30 m al llegar a la costa. El modelado matemático de estos eventos ha permitido el desarrollo de aplicaciones prácticas fundamentales para la seguridad global, como los sistemas de alerta temprana de tsunamis. Estos sistemas emplean redes de sismógrafos, sensores de presión en el lecho marino y **boyas DART** (por sus siglas en inglés, Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) para medir variaciones milimétricas en la superficie oceánica en tiempo real.

Entre los casos reales más impactantes de la historia reciente destaca el terremoto de Sumatra-Andamán en 2004 (magnitud $M_w = 9.1$). En este evento, una ruptura submarina de 1300 km elevó el fondo del océano Índico varios metros, desplazando más de 30 km³ de agua y generando tsunamis que afectaron a 14 países. De igual forma, el terremoto de Tohoku en Japón (2011) demostró que un desplazamiento vertical de hasta 8 m en la placa oceánica puede superar los diques costeros más avanzados, subrayando la necesidad continua de estudiar la física de los terremotos submarinos para mejorar la resiliencia en zonas de alto riesgo.

MAREMOTO



Sumatra-Andamán, 2004: el océano convertido en una fuerza devastadora



Mw 9.1

1.300 km
de ruptura

14 países
afectados



30 m

Altura máxima
de las olas



230.000+

Personas
fallecidas



1,7 millones+

Personas
afectadas



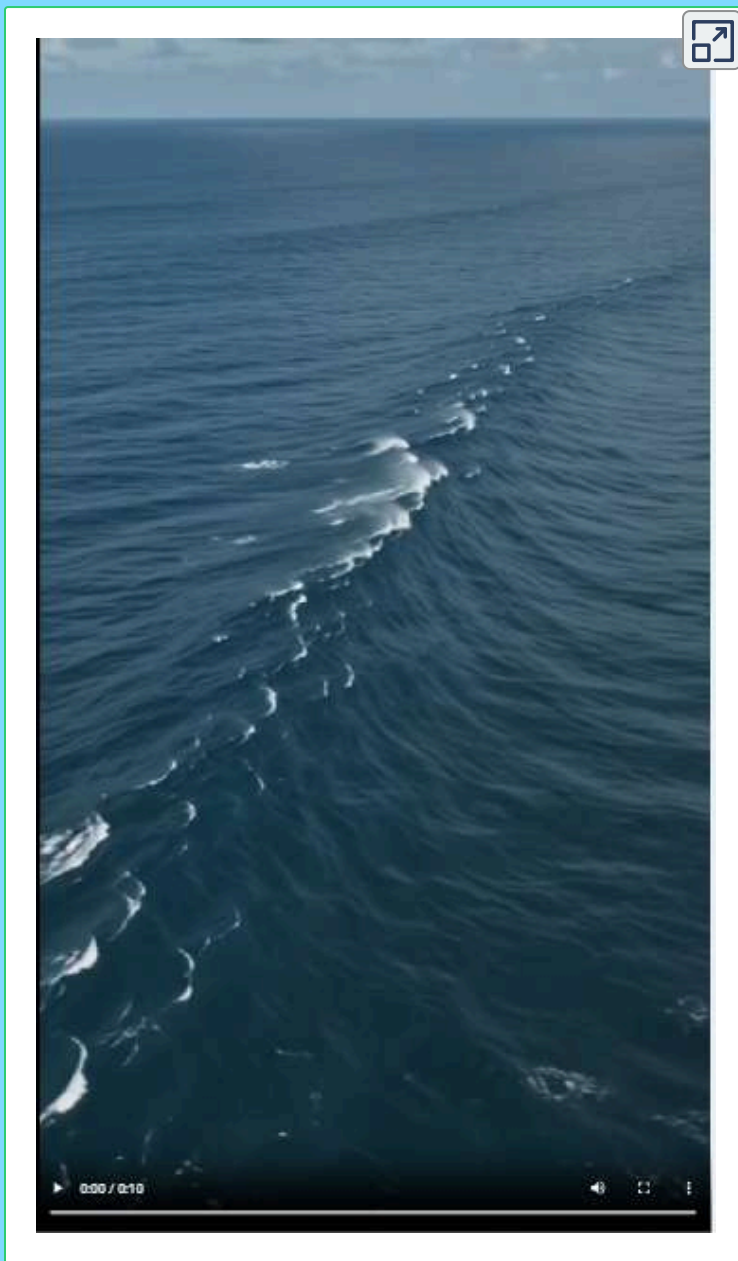
Océano Índico

Energía que viaja
a miles de km/h





Vídeo



Video 11. Simulación de maremoto y tsunami con Omniflash de Flow de Google.

Vídeo



Video 12. Terremoto y tsunami de Japón de 2011 (Video de Hechos Aclarados en [Facebook](#)).

¿Cómo se construyen edificios resistentes a los terremotos?

La ingeniería sismorresistente no busca construir estructuras totalmente rígidas que «luchen» contra la fuerza de la Tierra, sino diseñar edificios capaces de disipar y absorber la energía cinética generada por las ondas sísmicas. Cuando ocurre un terremoto, la aceleración del suelo (a) transmite una fuerza horizontal a la estructura que responde a la segunda ley de Newton: $F = m \cdot a$, donde m representa la masa del edificio.



Figura 22. Así se construyen edificios resistentes a los terremotos.

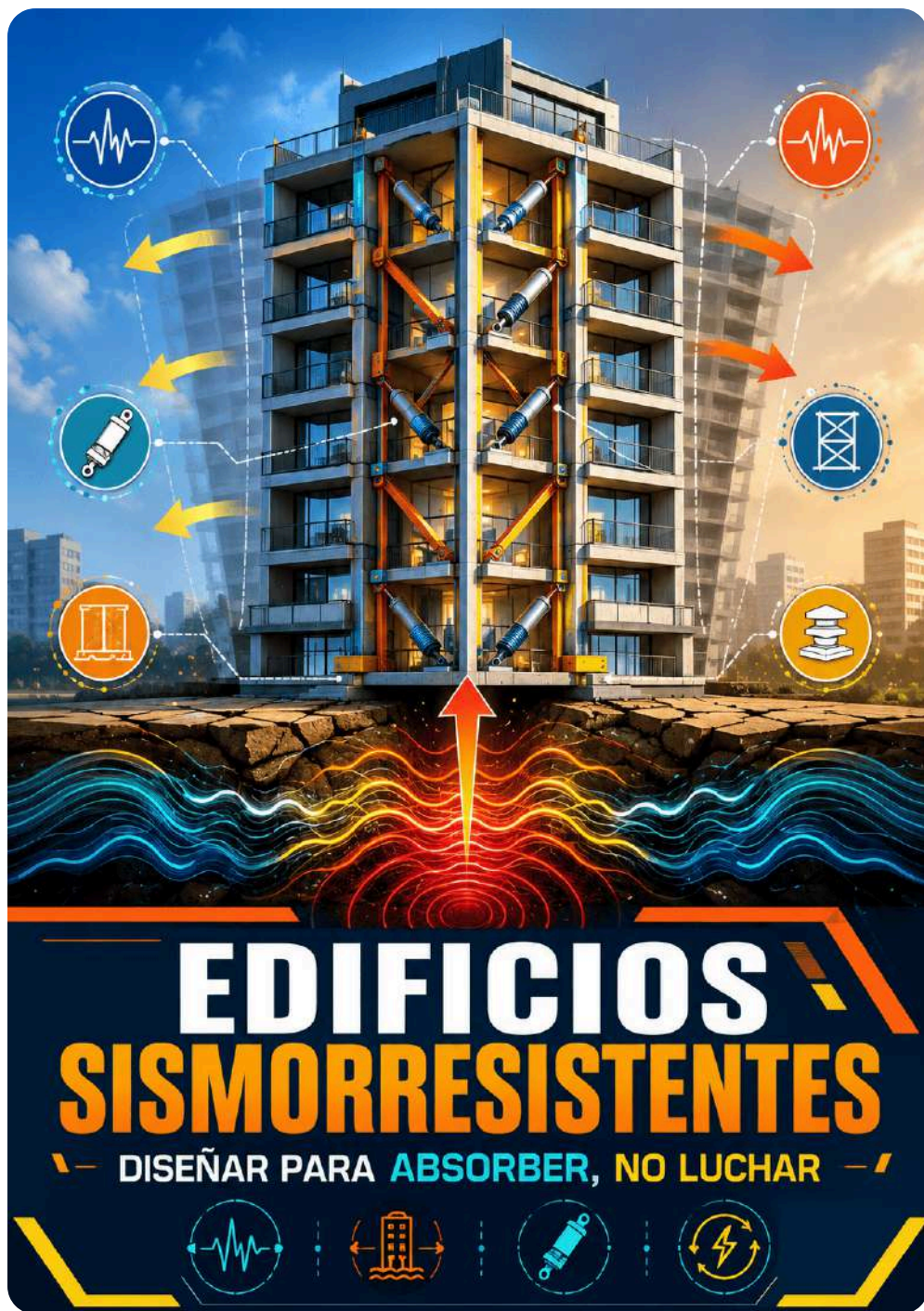


Figura 23. Edificios resistentes diseñados para resistir.

El objetivo fundamental de la arquitectura moderna es evitar el fenómeno de la **resonancia**, el cual ocurre cuando la frecuencia de las ondas sísmicas coincide con la frecuencia natural de vibración de la estructura, calculada mediante la relación:

$$f_n = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}}$$

En esta ecuación, k representa la rigidez de la edificación. Si la frecuencia sísmica iguala a f_n , las amplitudes de oscilación se multiplican de forma exponencial, provocando la falla estructural o el colapso inminente.

Para contrarrestar estas fuerzas, los ingenieros integran una serie de componentes principales diseñados para alterar la respuesta dinámica de la construcción:

Aislamiento sísmico en la base: Bloques de elastómeros de caucho con núcleo de plomo colocados entre los cimientos y el edificio, desacoplando la estructura del movimiento directo del terreno.

Disipadores de energía: Dispositivos hidráulicos o de fluido viscoso que convierten la energía del movimiento sísmico en energía térmica mediante fricción.

Muros de cortante y marcos arriostrados: Estructuras de hormigón armado y vigas diagonales de acero que aportan rigidez lateral para resistir la deformación por corte.

Durante un evento sísmico, el proceso interno de una edificación protegida transforma las aceleraciones destructivas en deformación elástica controlada, garantizando que la estructura flexione sin rebasar su límite de ruptura.

Un caso emblemático de aplicación práctica es el rascacielos **Taipei 101** en Taiwán. Esta superestructura emplea un **amortiguador de masa sintonizada** (TMD), consistente en una esfera de acero de 660 toneladas suspendida en su parte superior. Cuando las ondas sísmicas empujan el edificio en una dirección, el péndulo oscila en sentido opuesto. El principio de funcionamiento se describe mediante el sistema de ecuaciones diferenciales acopladas para dos grados de libertad:

$$m_1\ddot{x}_1 + (c_1 + c_2)\dot{x}_1 - c_2\dot{x}_2 + (k_1 + k_2)x_1 - k_2x_2 = F(t)$$

Donde los subíndices 1 y 2 representan la estructura y el amortiguador respectivamente, reduciendo las amplificaciones dinámicas hasta en un 40%.

Entre los principales beneficios y ventajas de estos sistemas destacan la preservación de vidas humanas, la protección de la infraestructura crítica e industrial, y la reducción sustancial de costos de reparación tras el desastre. Sin embargo, existen desafíos y limitaciones significativos, como el alto costo inicial de instalación (que puede incrementar el presupuesto estructural entre un 10% y un 25%), el riesgo de licuefacción del suelo (donde el terreno pierde su capacidad de carga al saturarse de agua) y la necesidad de un riguroso mantenimiento preventivo para asegurar que los componentes mecánicos respondan adecuadamente tras décadas de inactividad.

TAIPEI 101: EL GIGANTE QUE OSCILA PARA RESISTIR



Una esfera de acero de
660 TONELADAS
amortigua el movimiento sísmico.



**PÉNDULO AMORTIGUADOR
DE MASA SINTONIZADA**



SE MUEVE
EN DIRECCIÓN
OPUESTA

CONTRARRESTA
EL MOVIMIENTO
DEL EDIFICIO


660
TONELADAS



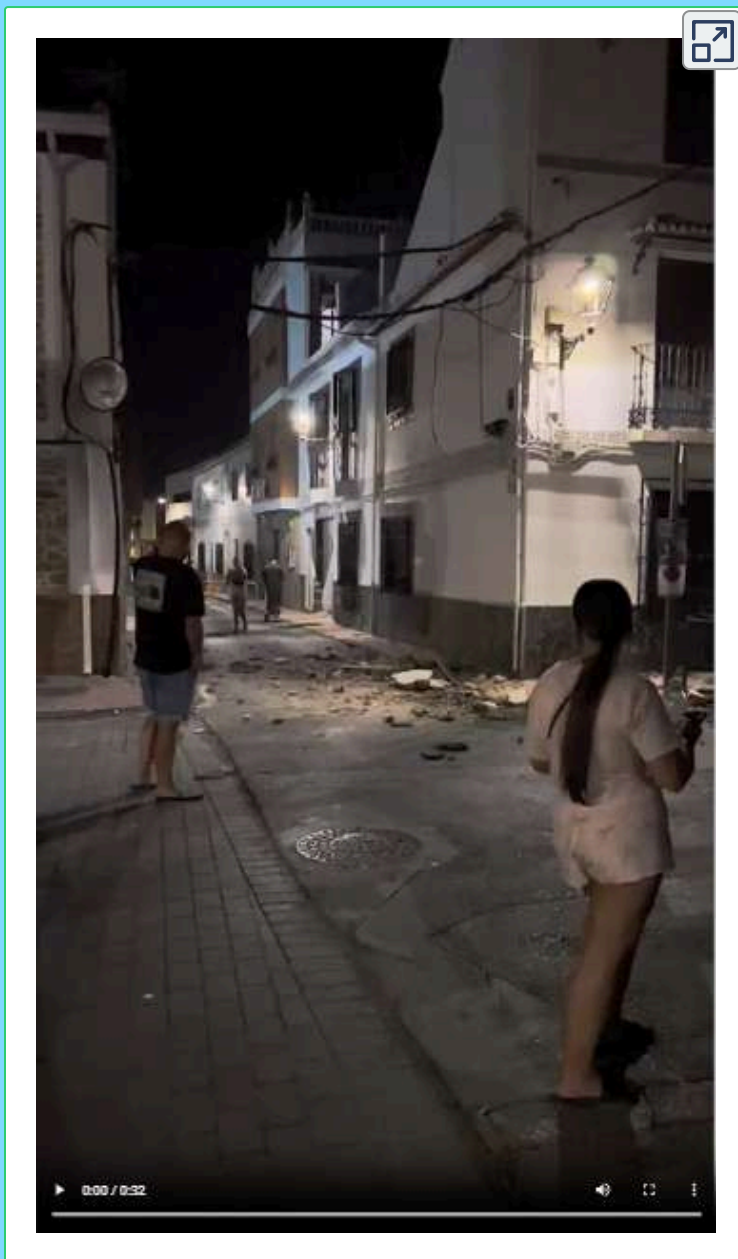


Vídeo



Video 13. La gran bola que protege el edificio TAIPEI 101 (Video de MundoCurioso en [Facebook](#)).

Vídeo



Video 14. Terremoto en Granada (España) el 15 de agosto de 2026
(Video de EspañaSpain en [Facebook](#)).

¿Cuáles han sido los terremotos más importantes de la historia?

A lo largo de la historia de la Tierra, la liberación súbita de energía acumulada en la litosfera ha dado lugar a eventos telúricos de magnitudes devastadoras. Para comprender la magnitud de estos sismos, la geofísica moderna utiliza la escala de magnitud de momento (M_w), la cual mide la energía total liberada basándose en las propiedades físicas de la falla.



Figura 24. Terremotos históricos.



Figura 25. Terremotos más grandes del mundo.

A diferencia de las escalas antiguas, la magnitud de momento no se satura ante grandes eventos y se calcula rigurosamente mediante la fórmula:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7$$

Donde M_0 representa el **momento sísmico**, un componente fundamental definido por $M_0 = \mu \cdot A \cdot D$, siendo μ la rigidez de las rocas, A el área de la ruptura de la falla y D el desplazamiento medio del terreno. Debido al carácter logarítmico de esta relación, un incremento de un entero en la escala no significa un aumento lineal, sino que representa un incremento de aproximadamente 32 veces en la energía liberada, según la ecuación de energía:

$$E = 10^{1.5M+4.8}$$

El evento de mayor magnitud registrado instrumentalmente en la historia del planeta ocurrió en **Valdivia, Chile (1960)**, con una magnitud astronómica de $M_w 9.5$. Este megaterremoto de subducción quebró un segmento de la falla Nazca-Sudamericana de casi 1000 km de longitud, liberando tanta energía que alteró ligeramente el eje de rotación terrestre. Otro caso emblemático ocurrió en el **Océano Índico (Sumatra, 2004)**, con una magnitud de $M_w 9.1$, donde el proceso interno de fractura tectónica levantó el lecho marino varios metros verticalmente en pocos segundos, desplazando gigalitros de agua y desencadenando un tsunami transoceánico catastrófico. De igual forma, el gran terremoto de **Tōhoku, Japón (2011)**, de magnitud $M_w 9.1$, demostró cómo la ruptura submarina masiva de la placa del Pacífico genera una combinación destructiva de ondas sísmicas de gran amplitud y maremotos.

El estudio profundo de estos casos reales ha permitido identificar los componentes principales que determinan el impacto de un sismo: el hipocentro (foco interno donde se inicia la ruptura), el epicentro (punto en la superficie vertical al foco) y la velocidad de propagación de las ondas de cuerpo (P y S) y de superficie (Rayleigh y Love). Comprender el principio de funcionamiento de estos grandes terremotos ha tenido valiosas aplicaciones prácticas en el desarrollo de la ingeniería sísmica moderna, la formulación de códigos de construcción avanzados y la creación de redes de alerta temprana mediante sensores de presión oceanográfica y sismómetros de alta precisión.

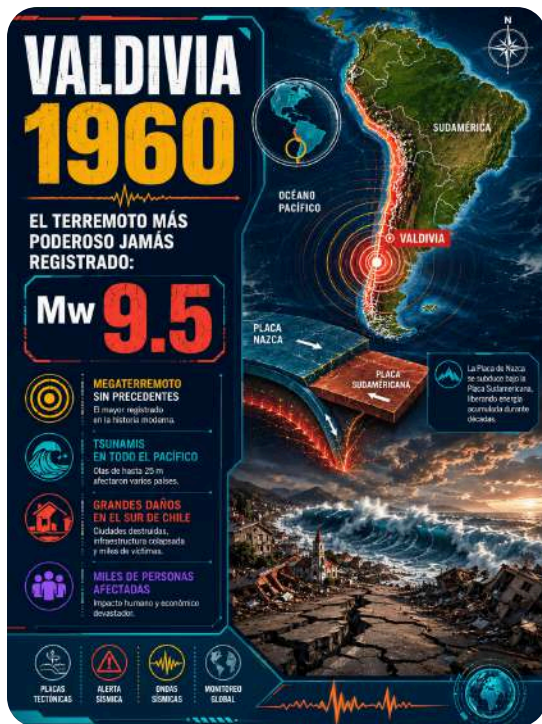


Figura 26. Terremoto de Valdivia, Chile (1960).

A pesar de estos avances, la ciencia geofísica enfrenta serios desafíos y limitaciones: es técnicamente imposible predecir con exactitud el día, la hora y el epicentro exacto de un terremoto, debido a la naturaleza caótica y no lineal de la acumulación de tensiones tectónicas. No obstante, el principal beneficio de estudiar estos eventos históricos radica en la elaboración de mapas de riesgo sísmico y en la preparación comunitaria, transformando la comprensión de la física terrestre en la herramienta más efectiva para salvar vidas humanas frente a la inevitable dinámica del planeta.



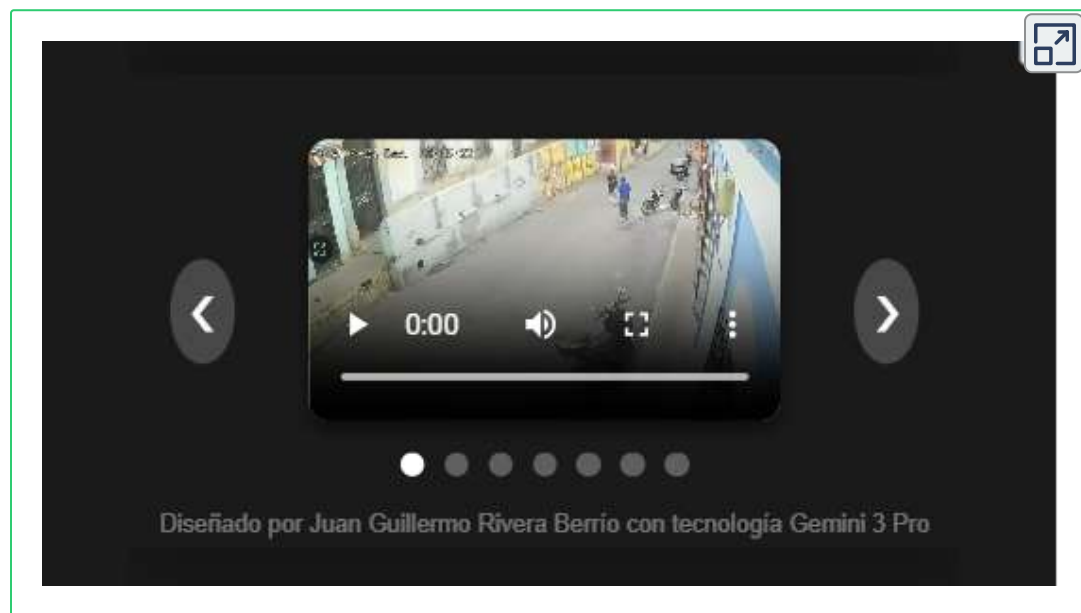
Monitor Sísmico Global con cerca de 1600 sismos presentados en los últimos 30 días, con fecha al 16 de agosto de 2026 ([NSF Seismological Facility for the Advancement of Geoscience](#)).



Los 20 terremotos más grandes desde 1900 ([USGS](#)).

Terremotos de Venezuela de 2026

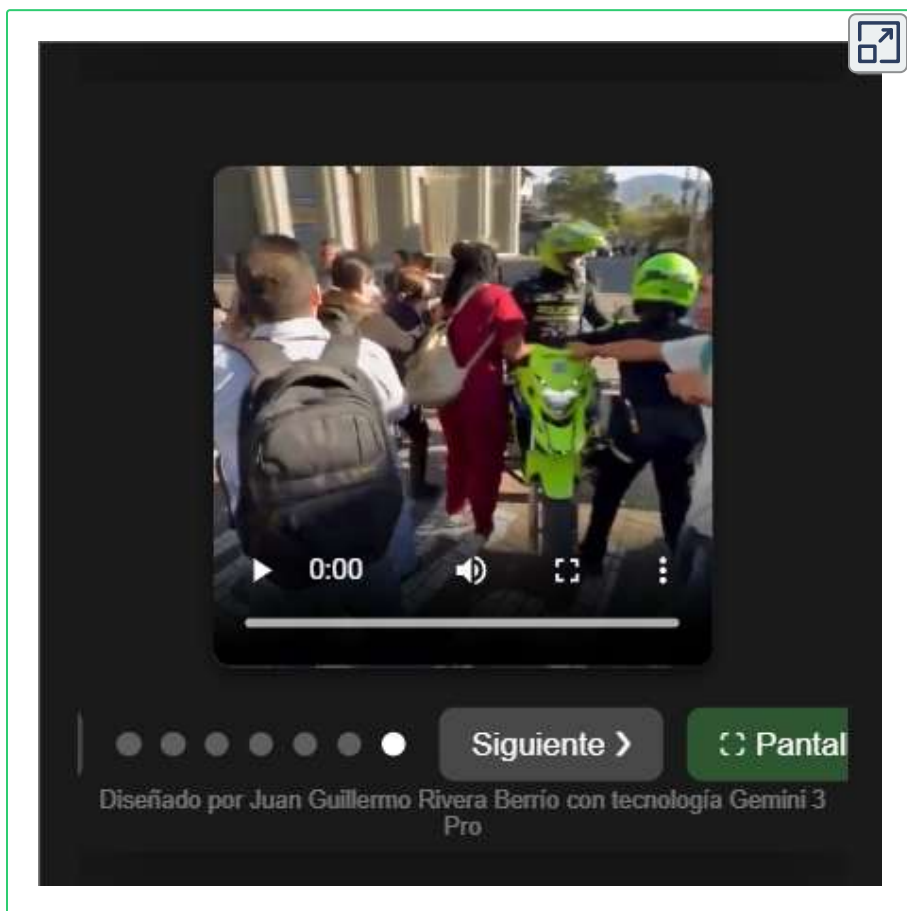
Doblete de magnitudes 7,2 y 7,5 Mw ocurrido el 24 de junio. Según el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), ambos se localizaron a una profundidad de 10,0 km. Los terremotos ocurrieron durante la conmemoración de la batalla de Carabobo y las fiestas de San Juan, por lo que muchos comercios se encontraban cerrados. El número de víctimas mortales ascendió a 6301 personas (según cifras reportadas a 11 de agosto), junto con 73 356 personas heridas.[10] Además, se registró el colapso de viviendas, edificios y afectaciones en redes de transporte, incluido el Aeropuerto Internacional de Maiquetía en La Guaira, la principal terminal de Venezuela. También se reportaron destrozos y deterioros en infraestructuras en los estados de Falcón, Yaracuy, Miranda y La Guaira, y en las ciudades de Maracay, Valencia y Caracas.[11] La respuesta del Gobierno venezolano ha sido criticada, siendo descrita como lenta e ineficiente ([Wikipedia](#)).



Videos e imágenes del terremoto (ver en pantalla ampliada).

Terremoto de Colombia de 2026

Terremoto de magnitud 7,4 ocurrido en la mañana del 10 de agosto de 2026 en el occidente de Colombia, con epicentro en las proximidades de San José del Palmar, en el departamento del Chocó. El terremoto fue percibido en una extensa parte del país, incluidas las ciudades como Bogotá, Cali, Medellín, Pereira, Manizales, Armenia, Popayán, Ibagué, Buenaventura y Quibdó, y en países vecinos como Ecuador, Panamá y Venezuela ([Wikipedia](#)). A la fecha (16 de agosto), el número de fallecidos es de 289.



Videos e imágenes del terremoto (ver en pantalla ampliada).



TERREMOTO

EN VENEZUELA



VENEZUELA

El 24 de junio de 2026 se registró una secuencia sísmica con dos sismos fuertes en el occidente del país.

DATOS DE LOS EVENTOS

EVENTO PREMONITOR

7,2 Mw



24 de junio de 2026
06:59 a. m. (hora local)



20 km al este de
San Felipe, Yaracuy



Profundidad: 10 km



Magnitud de momento (Mw)
7,2 en la escala de Richter (M_L)

EVENTO PRINCIPAL

7,5 Mw



24 de junio de 2026
07:20 a. m. (hora local)



17 km al oeste de
Catia La Mar, La Guaira



Profundidad: 10 km



Magnitud de momento (Mw)
7,5 en la escala de Richter (M_L)

★ DATOS DESTACADOS

- 7,2 y 7,5 en la escala de Richter (M_L).
- Sismos sentidos ampliamente en varias regiones del país.
- No se reportaron víctimas fatales.
- Daños leves en algunas edificaciones.
- Réplicas menores registradas durante el día.

ESCALA DE MAGNITUD (Mw)

1 2 3 4 5 6 7 8 9



LEVE

No se siente o
muy leve.



MODERADO

Se siente
ligeramente.



FUERTE

Sacudida fuerte,
posibles daños
leves.



MAYOR

Daños severos
a graves.

¿POR QUÉ OCURREN LOS TERREMOTOS?

Los terremotos ocurren por la liberación repentina de energía acumulada debido al movimiento y la fricción entre las placas tectónicas.

Placa del Caribe

Placa Suramericana



Placa de Nazca



La preparación salva vidas. Infórmate, planifica y actúa.



S DE 2026

A Y COLOMBIA



COLOMBIA

El 10 de agosto de 2026 se registró un sismo fuerte en el occidente del país.

DATOS DEL EVENTO



10:14 a. m. (hora local)

Magnitud: 7,4 Mw

Profundidad: 103 km

Epicentro: proximidades de San José del Palmar, departamento del Chocó



ZONAS DONDE SE SINTIÓ

Chocó, Valle del Cauca, Antioquia, Risaralda, Caldas, Bogotá D.C. y otras regiones del país.



DATOS DESTACADOS

- Sismo sentido fuerte en gran parte del occidente y centro del país.
- No se reportaron víctimas fatales.
- Daños leves en algunas edificaciones.
- Réplicas menores registradas.

PLACAS TECTÓNICAS QUE AFECTAN LA REGIÓN



RECOMENDACIONES DE PREPARACIÓN



Ten lista una mochila de emergencias.



Durante el sismo, protégete: agáchate, cúbrete y sujétate.



Revisa y asegura muebles y objetos pesados.



Elabora un plan familiar y puntos de encuentro.



Infórmate por canales oficiales y sigue indicaciones.



Fuentes: Servicio Geológico Colombiano, Funvisis y Wikipedia (2026)

¿Qué hacer antes, durante y después de un terremoto?

Entender la física tras la tectónica de placas es la base para una preparación efectiva. Un terremoto es la liberación repentina de energía potencial elástica acumulada en las rocas de la corteza terrestre debido a la fricción e interacción en una falla sísmica. El aumento exponencial del riesgo destructivo en sismos de gran magnitud es un llamado a la prevención y la reducción de nuestra vulnerabilidad.



Figura 27. Terremoto: prepárate, protégete y actúa.

Antes de un sismo, el objetivo central es la prevención y la reducción de la vulnerabilidad física. Los componentes principales de esta fase abarcan la fijación de objetos pesados al suelo o muros, el refuerzo estructural de edificaciones y el diseño de planes de emergencia familiares. A nivel de infraestructura, las tecnologías modernas aprovechan el principio de funcionamiento de las ondas sísmicas para implementar sistemas de alerta temprana. Dado que las ondas *P* son longitudinales y causan menos daños que las posteriores ondas secundarias (*S*) o superficiales, la diferencia entre sus velocidades de llegada permite activar alarmas automáticas segundos o minutos antes de que comience el sacudimiento fuerte.



Figura 28. Terremoto: prepara hoy la seguridad del mañana.

Durante un sismo, la aplicación práctica de las normas de seguridad se fundamenta en principios de la mecánica clásica: la regla de oro es agacharse, cubrirse y sujetarse. Al agacharse, una persona reduce el centro de gravedad de su cuerpo, minimizando la probabilidad de ser derribada por el momento de fuerza o torque generado por las aceleraciones horizontales del suelo. Cubrirse debajo de una estructura sólida (como una mesa resistente) protege contra la caída de escombros e inercia de objetos desprendidos. Asimismo, es crucial mantenerse alejado de ventanales debido a la flexión del cristal. El principal desafío o limitación en esta etapa es la imposibilidad científica de predecir el momento exacto de un sismo, lo que exige que las decisiones de autoprotección sean automáticas e inmediatas.



Figura 29. Terremoto: agáchate, cúbrete y sujétate.

Después de un sismo, se inician los procesos de control de riesgos secundarios e inspección. Es fundamental revisar instalaciones de gas, agua y electricidad para prevenir incendios, evacuar los inmuebles si se observan fisuras diagonales en muros de carga, y desplazarse a zonas elevadas si el evento ocurrió cerca de la costa por riesgo de tsunami. Casos reales como el terremoto de Gran Japón en 2011 ($M_w = 9.1$) o el de Puebla en México en 2017 ($M_w = 7.1$) demuestran que las poblaciones capacitadas en este protocolo reducen drásticamente las tasas de mortalidad. La gran ventaja de integrar la ciencia sísmica en la cultura ciudadana es transformar la inevitable amenaza geológica en una comunidad resiliente capaz de salvar vidas.



Figura 30. Terremoto: protege, inspecciona y actúa.



