

TITANES AL ACECHO – LOS TERREMOTOS Y CÓMO PREPARARSE PARA ENFRENTARLOS

Palabras clave: Catástrofes Naturales - Terremotos - Sismos - Fallas Geológicas - Argentina - Mitigación.
Key words: Natural Disasters - Earthquakes - Geological Faults - Argentina - Mitigation.

La actividad sísmica es un fenómeno natural que causa importantes daños a las actividades humanas. En este trabajo, se analizan las causas geológicas de los terremotos: el movimiento de fallas, explicado en el marco de la tectónica de placas. La energía liberada en el movimiento de las fallas se traduce en ondas sísmicas de diferentes tipos, cuyo paso provoca el temblor del terreno. Además, se producen efectos secundarios que aumentan los daños. La ubicación de Argentina en la placa Sudamericana determina el peligro sísmico en los diferentes sectores del país. Los terremotos destructivos históricos reflejan esta zonación sísmica. Las medidas a tomar para la mitigación de daños se basan en el conocimiento de las fallas y el estudio probabilístico y/o determinístico de la actividad sísmica y consisten en el establecimiento y la aplicación de normas de construcción sismoresistente, el planeamiento de los usos de la tierra y la preparación de la población para responder a un terremoto.

Seismicity is a natural phenomenon, which causes great damage to human activities. In this work, we analyze the geological causes of earthquakes: the movement of faults, explained in the framework of plate tectonics. The energy liberated in fault movement produces seismic waves, which result in shaking of the ground. Secondary effects can increase the damages. The location of Argentina within the South American plate determines the seismic danger in the different areas of the country. The historical destructive earthquakes reflect this zoning. Measures to mitigate seismic damage are based in the knowledge of faults and the undertaking of probabilistic and/or deterministic studies of seismic activity and include earthquake resistant building, land use planning and the preparation of the population to respond to the emergency.

■ INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica es un fenómeno natural que causa importantes daños a las actividades humanas. Las condiciones geológicas que la producen son resultado de la dinámica de nuestro planeta y existen desde hace millones de años. Por lo tanto, en toda su historia, la humanidad ha tenido que convivir con terremotos como lo demuestran los registros históricos alrededor del mundo. Los eventos más antiguos

registrados corresponden a sismos en China del siglo XII A.C. (Lee y Brillinger, 1979). Los pueblos originarios de América conocían bien estos fenómenos, para los que tenían diferentes explicaciones míticas. La región del Mar Mediterráneo y Oriente Medio cuenta con gran cantidad de documentos históricos que hacen referencia a eventos sísmicos desde el siglo XI A.C. (Ambraseys, 2009). Los terremotos dejaron importantes marcas en la historia de la antigua Grecia: destruyeron grandes

obras como el Coloso de Rodas (en el año 226 A.C.), e incluso ciudades enteras como Esparta, de la que según Plutarco sólo quedaron cinco casas en pie después del sismo de 464 A.C.

El famoso sismo de 1755 que destruyó la ciudad de Lisboa (Portugal) conmocionó a toda Europa. Influyó en todos los ámbitos de la actividad humana, desde la economía hasta la filosofía. El filósofo alemán Immanuel Kant escribió so-

José Francisco Mescua¹, Stella Moreiras¹, Laura Giambiagi¹, Silvana Spagnotto², Silvina Nacif³

1. Doctores en Ciencias Geológicas, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT Mendoza, CONICET.

2. Doctora en Geofísica, Departamento de Física, Universidad Nacional de San Luis.

3. Doctora en Geofísica, Instituto Geofísico y Sismológico Ing. F.S. Volponi, Universidad Nacional de San Juan.

jmescua@mendoza-conicet.gob.ar

bre el evento, revisando las teorías sobre el origen de los terremotos vigentes en aquel momento y contraponiendo a la enorme destrucción los efectos benéficos del terremoto – que a pesar de sus esfuerzos por “ver el lado bueno” son bastante modestos, como la formación de baños termales. Los escritos de Voltaire inspirados en esta catástrofe natural, el “Poema sobre el desastre de Lisboa” y un fragmento en el “Cándido”, rompieron con las corrientes filosóficas optimistas predominantes en esa época, influyendo en el cambio ideológico producido en la filosofía europea a fines del s. XVIII (Peñalta Catalán, 2009). Desde el punto de vista de las ciencias naturales, puede decirse que a partir de este evento comenzó a recabarse información sistemática de los efectos de los terremotos, como su fecha y hora, duración, efectos en suelos cerros y construcciones. Estos datos permiten hoy en día a los geólogos estudiar los eventos del pasado.

A partir de mediados del siglo XIX, comenzó a tomar forma la explicación actual para la actividad sísmica. Varias investigaciones sugirieron un vínculo entre los sismos y el movimiento de fallas geológicas. La primera mención de este vínculo se debe a Charles Lyell (1868). En Estados Unidos, G.K. Gilbert (1884) propuso que las montañas de California se habían formado a partir del movimiento de fallas, durante el cual se produciría un *shock* que hacía vibrar la corteza terrestre. En Nueva Zelanda, McKay (1890) observó una escarpa reciente en el sitio del sismo ocurrido dos años antes. También se reconoció una gran escarpa en el terreno formada durante el terremoto de Mino-Owari (Japón), fotografiada y publicada por Koto (1893). Otro evento de gran importancia fue el terremoto de San Francisco de 1906, que fue estudiado en detalle mediante la comparación de relevamientos

topográficos anteriores y posteriores del sismo, lo que permitió demostrar concluyentemente que su origen se debió al movimiento en la falla de San Andrés (Lawson et al., 1908). Todas estas observaciones llevaron a establecer la relación entre los terremotos y el movimiento de fallas. Por esa época también se comenzó a extender el uso de los sismógrafos, instrumentos capaces de medir las ondas sísmicas, una fuente de información clave para comprender de dónde vienen los terremotos. Veamos entonces que son las fallas geológicas y cuál es su relación con la actividad sísmica.

■ LAS FALLAS GEOLÓGICAS

Las fallas geológicas se definen como fracturas en la corteza terrestre, en las que los bloques a ambos

lados de la fractura presentan un desplazamiento paralelo a la fractura. Este desplazamiento puede ser vertical, horizontal o una combinación de ambos (Read y Watson, 1984). Las fracturas se producen porque las rocas se encuentran sometidas a esfuerzos (Anderson, 1951), es decir que son comprimidas o extendidas (ver la sección siguiente). Estos esfuerzos actúan durante miles de años, hasta que logran vencer la resistencia de las rocas y romperlas. Las fallas geológicas se producen en diferentes escalas, desde pequeñas fracturas con desplazamientos de bloques de unos pocos centímetros hasta fallas de cientos de kilómetros de largo en las que los bloques se desplazaron miles de metros. En cuanto a la producción de terremotos, importan las fallas grandes: cuanto más grande es una falla, más

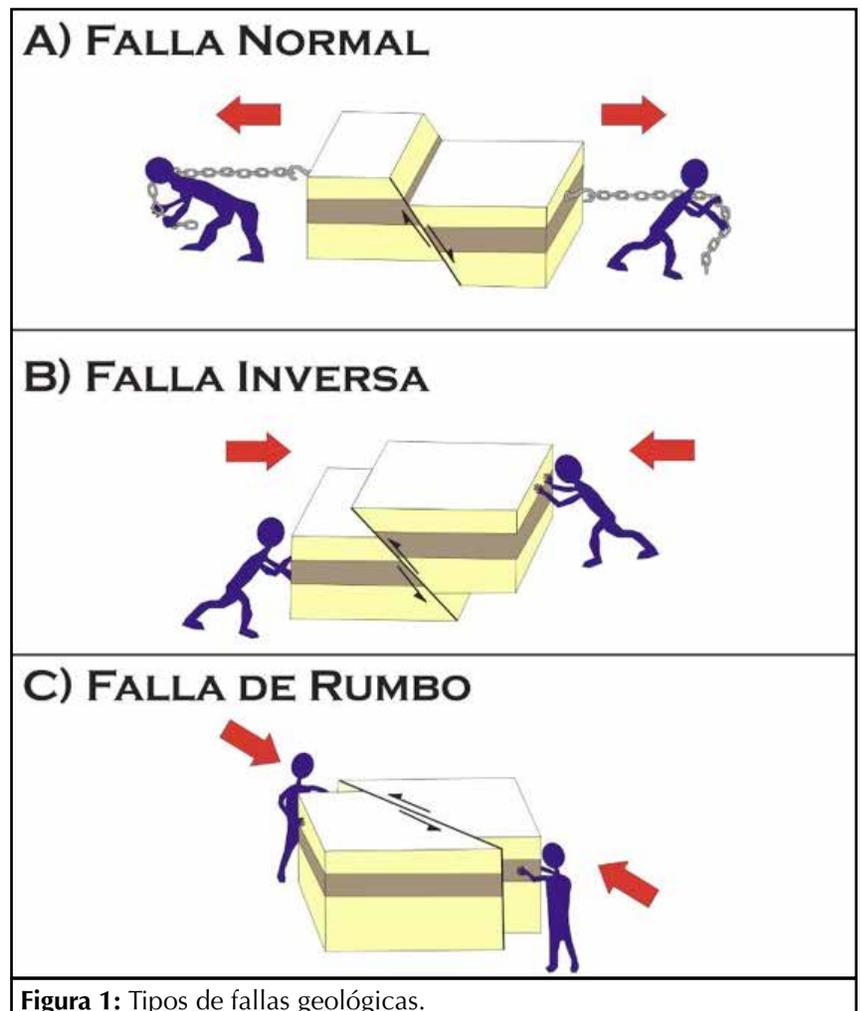


Figura 1: Tipos de fallas geológicas.

grandes son los sismos que puede generar. Usamos en forma indistinta las palabras sismo y terremoto, ya que desde el punto de vista geológico son sinónimos.

Las fallas pueden clasificarse a partir del movimiento relativo de los bloques (Fig. 1). En una *falla normal*, el bloque que se encuentra por encima de la fractura desciende, es decir que el movimiento es a favor de la gravedad. Estas fallas predominan en ambientes extensionales, como el noreste de África. En cambio, una falla se denomina *inversa* cuando el bloque superior asciende con respecto al inferior, lo que ocurre generalmente en ambientes compresivos, tales como los Andes. Pero también puede producirse un movimiento horizontal de los bloques y en ese caso hablamos de una *falla de rumbo*.

Una de las tareas de campo que realizan los geólogos es el mapeo de fallas geológicas para determinar su ubicación, extensión y la cantidad de desplazamiento. ¿Cómo se reconoce una falla geológica (Fig. 2)? Si es posible observar un corte vertical del terreno, las fallas se reconocen como fracturas o, en el caso de fallas más grandes, zonas fracturadas de varios metros de ancho. A ambos lados de la falla, las rocas de cada bloque no coinciden entre sí, están interrumpidas o dislocadas. En caso de rocas estratificadas, puede observarse que las capas no se corresponden a ambos lados de la falla. También pueden encontrarse diferentes tipos de rocas, que originalmente no se encontraban una al lado de la otra. Uno de los aspectos más importantes del estudio de las fallas es determinar si están activas o inactivas. Una falla inactiva es una estructura antigua, que tuvo desplazamiento en tiempos geológicos pero que ya no se mueve en el presente. Podría decirse que es una falla

“fósil”. En cambio, las fallas activas son las que aún se están moviendo y éstas son las que producen los sismos. Las fallas activas pueden reconocerse porque afectan sedimentos que se depositaron recientemente o presentan indicadores geomorfológicos como desplazamiento de ríos y desniveles en el terreno.

■ MOVIMIENTOS DE FALLAS, SISMOS Y LIBERACIÓN DE ENERGÍA

La relación entre las fallas geológicas y los movimientos sísmicos se explica mediante la llamada *teoría del rebote elástico* (Reid, 1910). Esta teoría permite comprender que el desplazamiento de los bloques

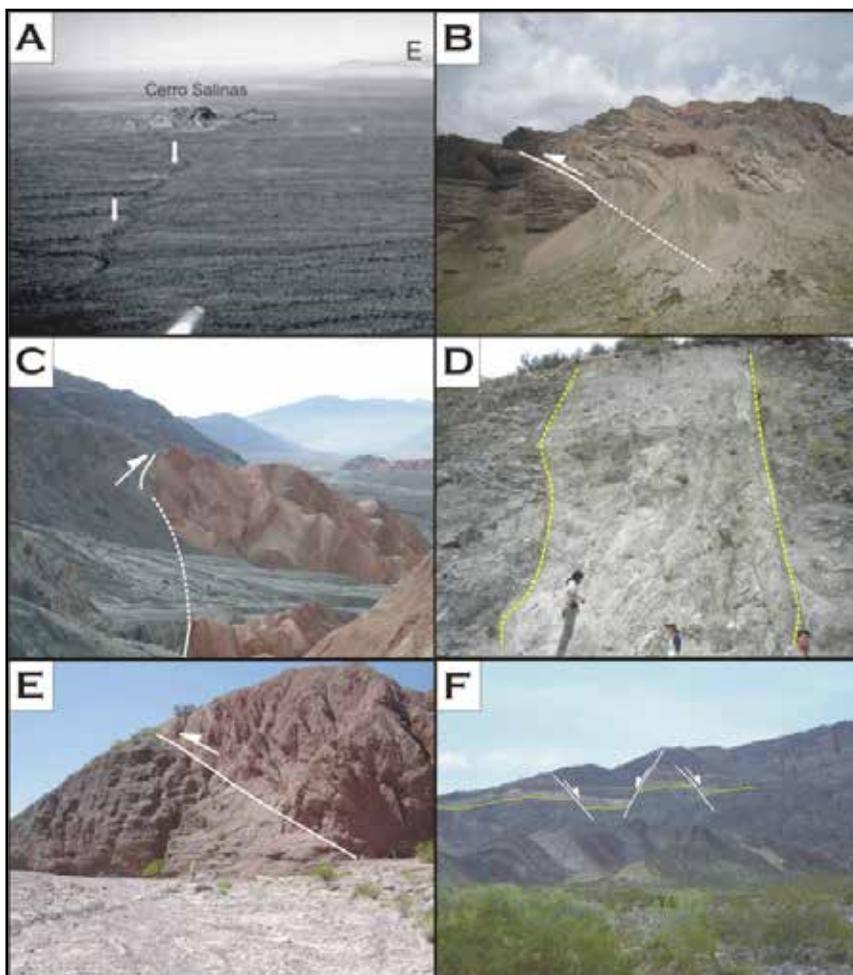


Figura 2: (A) La falla activa del Cerro Salinas, San Juan, una falla inversa ubicada al pie de los Andes. Las flechas blancas señalan la escarpa producida en el terreno por movimientos recientes de la falla. (B) La falla inversa del Cerro Palomares, Cordillera Principal mendocina. Levanta rocas cretácicas de alrededor de 140 millones de años de antigüedad (derecha) sobre rocas terciarias de 10 millones de años (izquierda). Estuvo activa hasta hace 5 millones de años. (C) Falla inversa en la precordillera sanjuanina. Levanta rocas ordovícicas de 450 millones de años (color negro) sobre rocas terciarias de 10 millones de años (color rojo). (D) Zona de falla de varios metros de ancho en los Andes chilenos. El color claro se debe a la alteración de las rocas por circulación de fluidos. (E) La falla activa de la Sierra de las Peñas, Mendoza. Afecta depósitos sedimentarios recientes, lo que demuestra su actividad. (F) Fallas normales en la Sierra de Cara Cura, Mendoza. Estuvieron activas durante el período Jurásico (entre 170 y 200 millones de años).

de falla no es permanente sino episódico: las fallas activas se mueven bruscamente durante un sismo y después se quedan quietas por un tiempo. ¿Por qué ocurre esto? Una masa rocosa sometida a un campo de esfuerzos responde mediante una flexión (Fig. 3), como resultado de la cual se acumula energía. Esta flexión es una deformación elástica, no permanente, de modo que si se retirara el esfuerzo, volvería a su forma original. Como al estirar una bandita elástica, si dejamos de estirla, vuelve a su forma original. Pero si continuamos aplicando el esfuerzo, es decir estirando la bandita, ésta finalmente se rompe, de manera que esta deformación sí es permanente. Lo mismo ocurre con las rocas: un esfuerzo aplicado durante suficiente tiempo logra fracturar la roca y desplazar los bloques a ambos lados de la fractura, liberándose la energía acumulada durante la deformación elástica. Esta liberación de energía se desplaza en todas direcciones en forma de ondas a través del terreno. El punto inicial del movimiento de la falla se denomina hipocentro y se caracteriza por su ubicación y su profundidad. El punto ubicado sobre la superficie terrestre que resulta de la proyección vertical del hipocentro se denomina epicentro.

Una vez formada una falla, se producen nuevos sismos debido a que la falla no puede moverse libremente frente a la acción de los esfuerzos, sino que la fricción debida a la rugosidad natural de las rocas traba los bloques impidiendo su movimiento (Scholz, 2002). Nuevamente, el esfuerzo se acumula a lo largo del tiempo hasta que logra superar la fuerza de rozamiento y mover la falla. También influyen otros factores, como la circulación de fluidos por la fractura, las variaciones en la orientación del campo de esfuerzos, la formación de las lla-

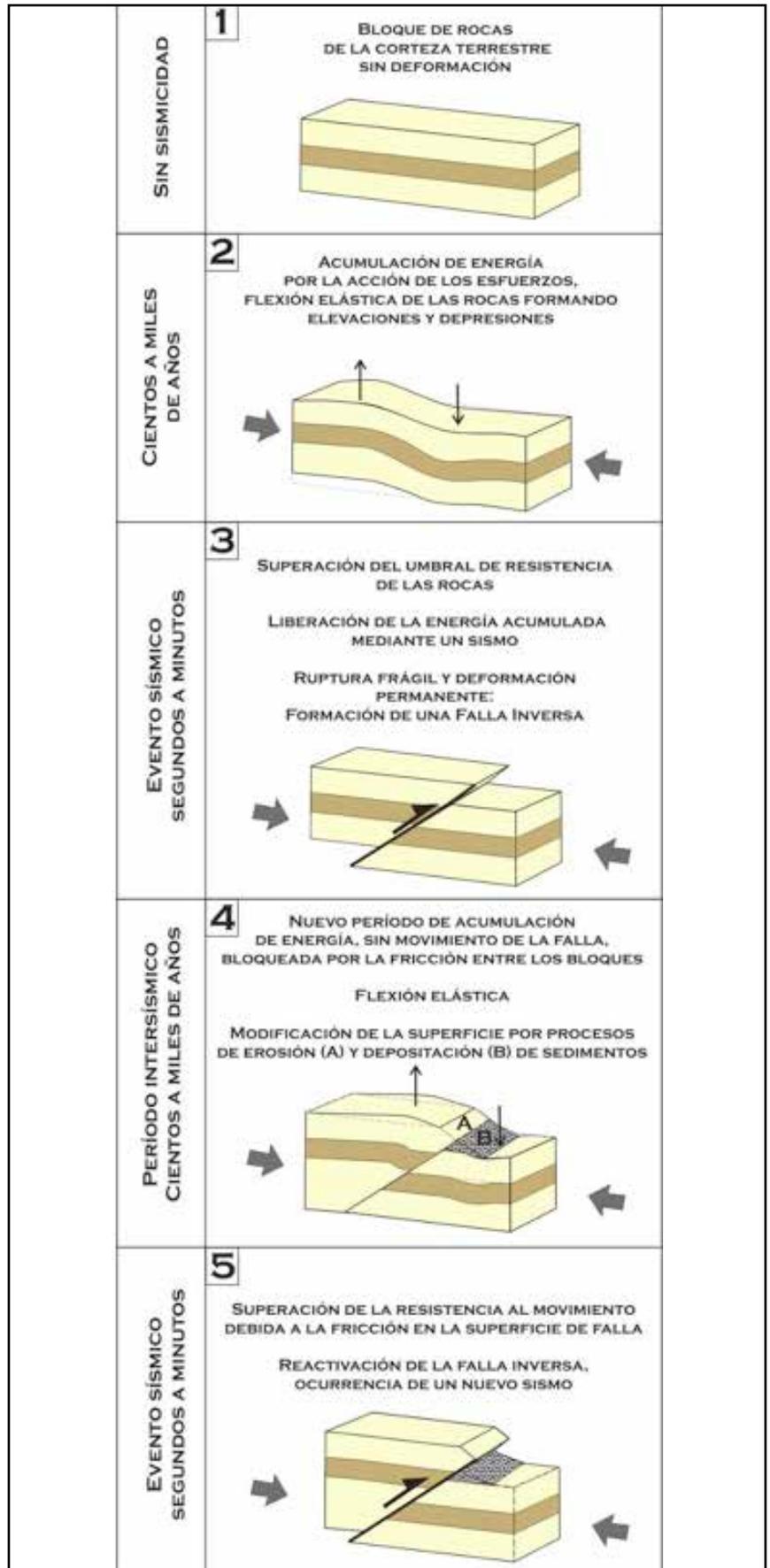


Figura 3: Teoría del rebote elástico. Ver explicación en el texto.

madras rocas de falla (fragmentos de roca que quedan dentro de la zona de falla y son triturados lentamente), que pueden favorecer o retardar la ocurrencia de sismos (Sibson, 2004).

Cada movimiento en una falla genera sucesivos desniveles en el terreno, de tal manera que en cada sismo, uno de los bloques se desplaza unos pocos metros con respecto al otro. Al actuar durante miles o millones de años, estos movimientos son los principales responsables de la formación de montañas y depresiones, modelando el paisaje e influyendo en los ambientes en los que vivimos.

La existencia de fallas geológicas inactivas se explica debido a que llega un momento en el que implica un menor esfuerzo formar una falla nueva que reactivar las antiguas. Por ejemplo, en ambientes compresivos, el movimiento de las fallas debe hacer fuerza en contra de la gravedad para levantar los bloques superiores de las fallas inversas. Los bloques pueden alcanzar una altura determinada por los esfuerzos y entonces la falla se desactiva y se forma una nueva en un sector más bajo.

■ LAS ONDAS SÍSMICAS

La energía liberada en un sismo se desplaza en forma de ondas sísmicas, que son ondas elásticas caracterizadas por los diferentes movimientos que se producen durante su paso. Se dividen en dos clases principales: *ondas de cuerpo* y *ondas superficiales* (Shearer, 1999). Las ondas de cuerpo se desplazan por el interior de las rocas y a su vez se dividen en dos tipos. Las ondas **P** o primarias, son las más rápidas y por lo tanto las primeras en ser detectadas en los sismógrafos (si bien la velocidad de las ondas sísmicas depende del medio por el que se pro-

pagan, la relación de velocidades entre los distintos tipos de onda es siempre la misma). Las ondas **P** provocan una compresión y luego una extensión de las masas rocosas, con un movimiento paralelo a la dirección de propagación de la onda. Las ondas **S** o secundarias son un poco más lentas, llegan en segundo lugar a los sismógrafos y generan un desplazamiento hacia arriba y abajo, con una oscilación perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Fig. 4). Por otro lado, las ondas superficiales se desplazan por la superficie y se atenúan rápidamente con la profundidad. Son más lentas que las ondas de cuerpo. También son de dos tipos (Fig. 4), denominadas con los nombres de los científicos que las estudiaron. Así tenemos las ondas Rayleigh, que tienen un movimiento “elíptico retrógrado”, como un círculo antihorario (son las ondas sísmicas más parecidas a las olas del mar) y las ondas Love, que generan un movimiento horizontal lateral, es decir a izquierda y derecha, perpendicular a la dirección de

propagación de la onda, y su desplazamiento se parece a los movimientos de una serpiente al avanzar.

La detección de las ondas sísmicas se realiza mediante instrumentos llamados sismómetros o sismógrafos, que permiten detectar hasta sismos muy pequeños que de otro modo pasarían inadvertidos. La detección de un sismo en diferentes estaciones sismológicas permite ubicar su epicentro e hipocentro mediante una triangulación. Actualmente, existe una red sismológica mundial (Global Seismographic Network; GSN), que tiene más de 150 estaciones que proveen en tiempo real datos de uso libre. Los datos recolectados por GSN se utilizan para el estudio de los eventos sísmicos en todo el mundo, permitiendo determinar la ubicación, magnitud y el tipo de movimiento de la falla geológica. Además, se ha desarrollado un sistema que permite analizar los grandes sismos automáticamente para la realización de alerta temprana de tsunamis.

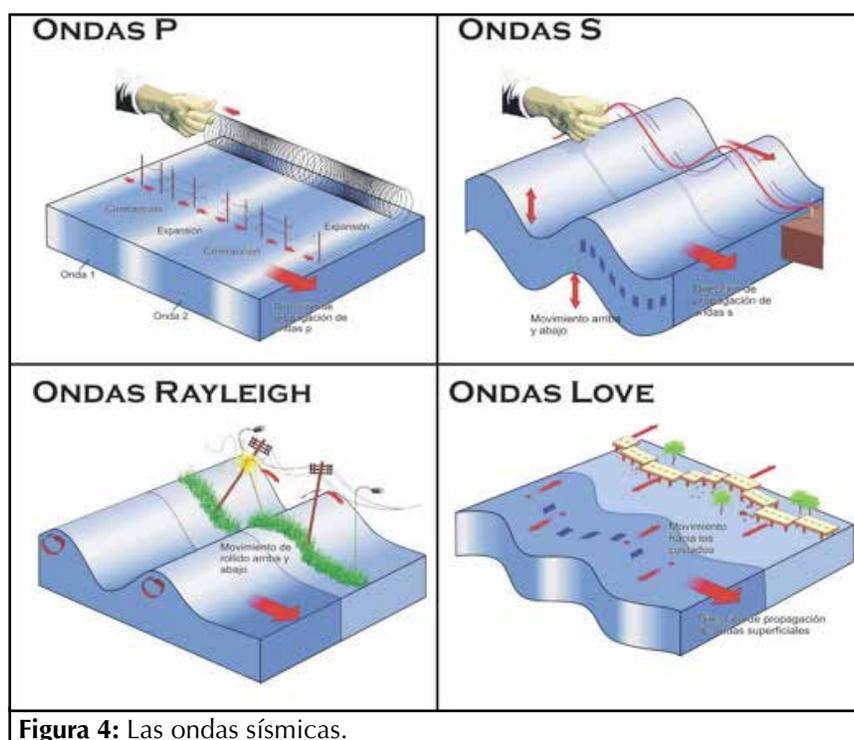


Figura 4: Las ondas sísmicas.

■ EL ORIGEN DE LAS FALLAS: DEFORMACIÓN Y TECTÓNICA DE PLACAS

La formación de fallas geológicas se debe a los esfuerzos provocados por el movimiento de las placas tectónicas. La teoría de tectónica de placas nos dice que la capa más superficial de la Tierra, la *litósfera*, se encuentra dividida en una serie de placas rígidas, que se desplazan con direcciones y velocidades diferentes (definición basada en la de Kearey et al., 2009; este libro incluye también un interesante resumen del desarrollo de la teoría de tectónica de placas a partir de las ideas de deriva conti-

ental y los estudios oceánicos en la década de 1960). La litósfera incluye a la corteza y parte del manto terrestre (el denominado manto litosférico) y su límite inferior corresponde a una capa denominada *asténosfera*, que se caracteriza por contener una porción pequeña (alrededor del 1%) de material fundido. Esta característica es suficiente para desacoplarla de la litósfera y permite que las placas tectónicas se desplacen con respecto al manto que se encuentra por debajo de ellas. El límite entre la litósfera y la asténosfera se encuentra a diferentes profundidades entre 60 y 250 km, debido a que depende de

la temperatura y el gradiente geotérmico (la variación de la temperatura con la profundidad) es diferente en distintos lugares del planeta. Por ejemplo, el volcanismo genera temperaturas elevadas. La litósfera puede ser de dos tipos diferentes: continental u oceánica. La continental posee rocas menos densas y alcanza mayores espesores, mientras que la oceánica es más densa pero con espesores menores. La litósfera está dividida en poco más de una docena de placas mayores (Fig. 5) que se desplazan con velocidades de entre 0,5 y 10 centímetros por año (cm/a). Las diferentes direcciones y veloci-

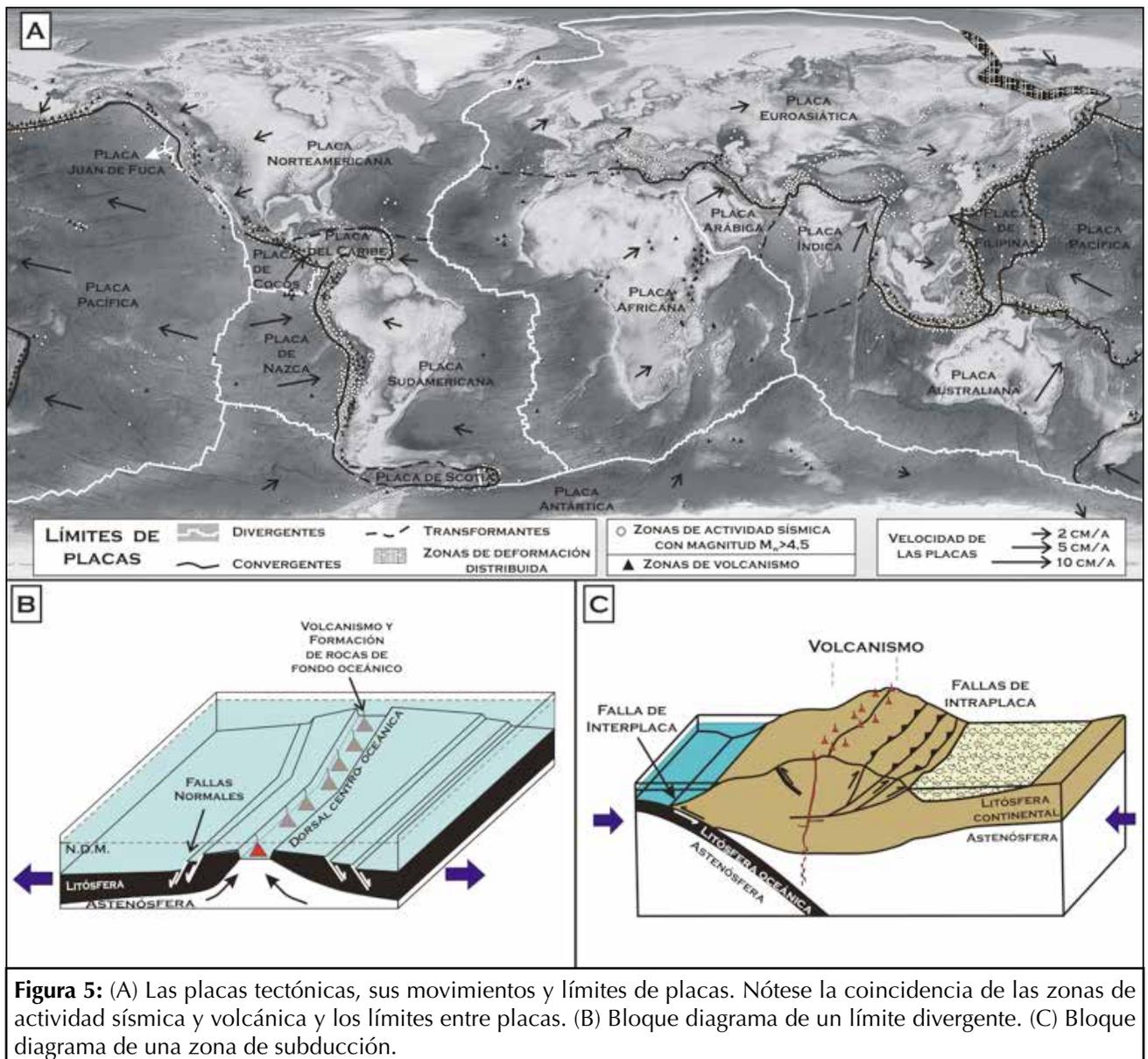


Figura 5: (A) Las placas tectónicas, sus movimientos y límites de placas. Nótese la coincidencia de las zonas de actividad sísmica y volcánica y los límites entre placas. (B) Bloque diagrama de un límite divergente. (C) Bloque diagrama de una zona de subducción.

dades de movimiento de las placas hacen que interactúen en sus límites, lo que determina dos grandes zonas: el interior de las placas, más estable, y las zonas de límite de placas en las que se concentra la actividad geológica como los sismos y el volcanismo (Fig. 5). De acuerdo con el movimiento relativo de las placas, pueden reconocerse tres tipos de límites de placas.

(1) Límites divergentes. Las placas se separan la una de la otra. Corresponden a las llamadas dorsales centro-oceánicas, cordilleras submarinas ubicadas en el centro de los océanos (Fig. 5b). Son zonas de creación de litósfera: la separación entre las placas abre el espacio para el ascenso de material fundido desde la astenósfera, dando lugar a grandes alineamientos de volcanes en formación continua. El movimiento de las placas al alejarse una de otra determina un campo de esfuerzos extensional, con la formación de fallas geológicas normales que provocan una actividad sísmica moderada. La creación continua de litósfera implica que ésta debe consumirse en algún lado, ya que la superficie de la Tierra es constante: esto nos lleva al siguiente tipo de límite de placas.

(2) Límites convergentes. Tienen lugar cuando dos placas se mueven la una hacia la otra. Los más comunes son los llamados márgenes de subducción, en los que la litósfera oceánica producida en las dorsales centro-oceánicas es consumida. La litósfera oceánica de una de las placas se hunde por debajo de la otra placa, y se incorpora a la astenósfera. En el proceso se generan magmas que ascienden a la superficie y forman volcanes. La convergencia de placas lleva general-

mente a un campo de esfuerzos compresivo en la placa superior (ver Fig. 5c), con la formación de fallas inversas que generan una intensa actividad sísmica, y a lo largo de millones de años forman montañas. Los Andes son uno de los mejores ejemplos de este proceso. La transmisión de los esfuerzos depende, entre otros factores, del ángulo con el que la placa subducida se hunde en el manto: cuanto menor es el ángulo, mayor es la actividad en la placa superior. Pero además de esta actividad sísmica de *intraplaca* (es decir, *dentro* de las placas), las zonas de subducción conforman ellas mismas una gran falla geológica. El contacto entre las dos placas es una “megafalla”, que se traba y se destraba episódicamente en grandes terremotos de *interplaca* (es decir, *entre* las placas). Los terremotos de interplaca son los mayores sismos conocidos, ya que la zona de subducción se desplaza en segmentos que pueden tener cientos de kilómetros de largo y profundidad, liberando grandes cantidades de energía. Entre los ejemplos recientes se encuentran el sismo del Maule (Chile) de 2010 o el de Tohoku (Japón) de 2011.

Un caso especial de límite convergente se produce cuando la placa oceánica lleva sobre ella un bloque continental o cuando un océano se cierra y llega todo un continente a la zona de subducción. La litósfera continental es menos densa que la oceánica y no puede hundirse, entonces el sistema se traba, desactivando la subducción. Este caso, que se denomina colisión continental, genera un estado de esfuerzos intensamente compresivo con abundante actividad sísmica y forma grandes cordilleras. Las

montañas más altas de la Tierra, los Himalayas, se formaron mediante este proceso, debido a la colisión de la India contra el continente asiático desde hace 40 millones de años.

(3) Límites transcurrentes. Se forman cuando dos placas se desplazan en forma paralela, en sentidos opuestos o con el mismo sentido pero a velocidades diferentes. En estos límites no se crea ni se consume corteza, pero el rozamiento entre las placas actúa igual que en los demás casos y determina que el movimiento de las placas sea episódico y se produzca mediante terremotos. Una de las fallas más famosas de la Tierra, la falla de San Andrés, en California, EEUU, corresponde al límite transcurrente entre las placas Norteamericana y Pacífica. Su cercanía con la ciudad de San Francisco, a la que destruyó en el terremoto de 1906, causando más de 3.000 muertes y daños estimados en más de 400 millones de dólares según datos del Servicio Geológico de EEUU (USGS) la ha transformado en una de las fallas más estudiadas.

■ INTENSIDAD Y MAGNITUD DE SISMOS

¿Cómo se determina el “tamaño” de un terremoto? Existen dos medidas diferentes para describir un sismo.

Por un lado, las escalas de intensidad buscan estimar la violencia con la que se siente un terremoto a partir de observaciones sobre el daño que produjo. La más conocida es la Escala de Mercalli. Tiene doce grados de intensidad (Tabla 1) que clasifican los sismos desde los imperceptibles hasta la destrucción total. En las escalas de intensidad, un sismo no tiene un único valor. En

Tabla 1: Escala de intensidades de Mercalli.	
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.
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.
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.

diferentes lugares, el mismo evento se siente con diferente violencia. El patrón típico de intensidades es concéntrico, observándose menor grado de intensidad a medida que aumenta la distancia al epicentro. La principal ventaja de las escalas de intensidad es su simplicidad, ya que utilizan parámetros como: qué tan difícil fue mantenerse de pie durante el sismo, si se rompieron cristales, si los muebles se desplazaron, si afectó edificaciones, entre otros. Además, estas observaciones suelen ser el único tipo de información disponible para estudiar sismos que ocurrieron en el pasado, para los que no se cuenta con registros sismográficos. La principal desventaja es que sólo se tienen valores en las zonas pobladas, de manera que si no hay poblaciones cerca del epicentro no se detectan los mayores valores, a lo

que se suma una cierta subjetividad en las observaciones.

En cambio, las escalas de magnitud buscan estimar la energía liberada en un evento sísmico. La escala más utilizada actualmente es la *Escala de Magnitud de Momento* (M_w), que se basa en el parámetro físico llamado momento sísmico, que puede calcularse a partir del área de ruptura en la falla, la cantidad de desplazamiento y la fricción determinada por el tipo de rocas en los bloques de falla (Kanamori, 1977). Como muchas veces es difícil conocer exactamente estos datos, para el cálculo puede utilizarse el registro de las ondas sísmicas en los sismógrafos. La figura 6 muestra el registro típico de un sismo, en el que pueden observarse los arribos de las diferentes ondas sísmicas a la estación. El

sismógrafo registra los movimientos en tres direcciones: en la vertical y dos componentes horizontales, una de dirección E-O y la otra N-S. La magnitud puede calcularse aplicando una fórmula matemática que relaciona la amplitud máxima medida en el registro con la energía liberada en el sismo. Es interesante señalar que el registro sismográfico muestra que las ondas superficiales tienen mayor amplitud que las de cuerpo y por lo tanto provocan los mayores movimientos y los mayores daños.

Las escalas de magnitud son escalas abiertas, es decir que no tienen un valor máximo, porque no hay un límite para la energía que se puede liberar en un sismo. La mayor magnitud registrada hasta el momento corresponde al sismo de interplaca de Valdivia (Chile) de 1960, que

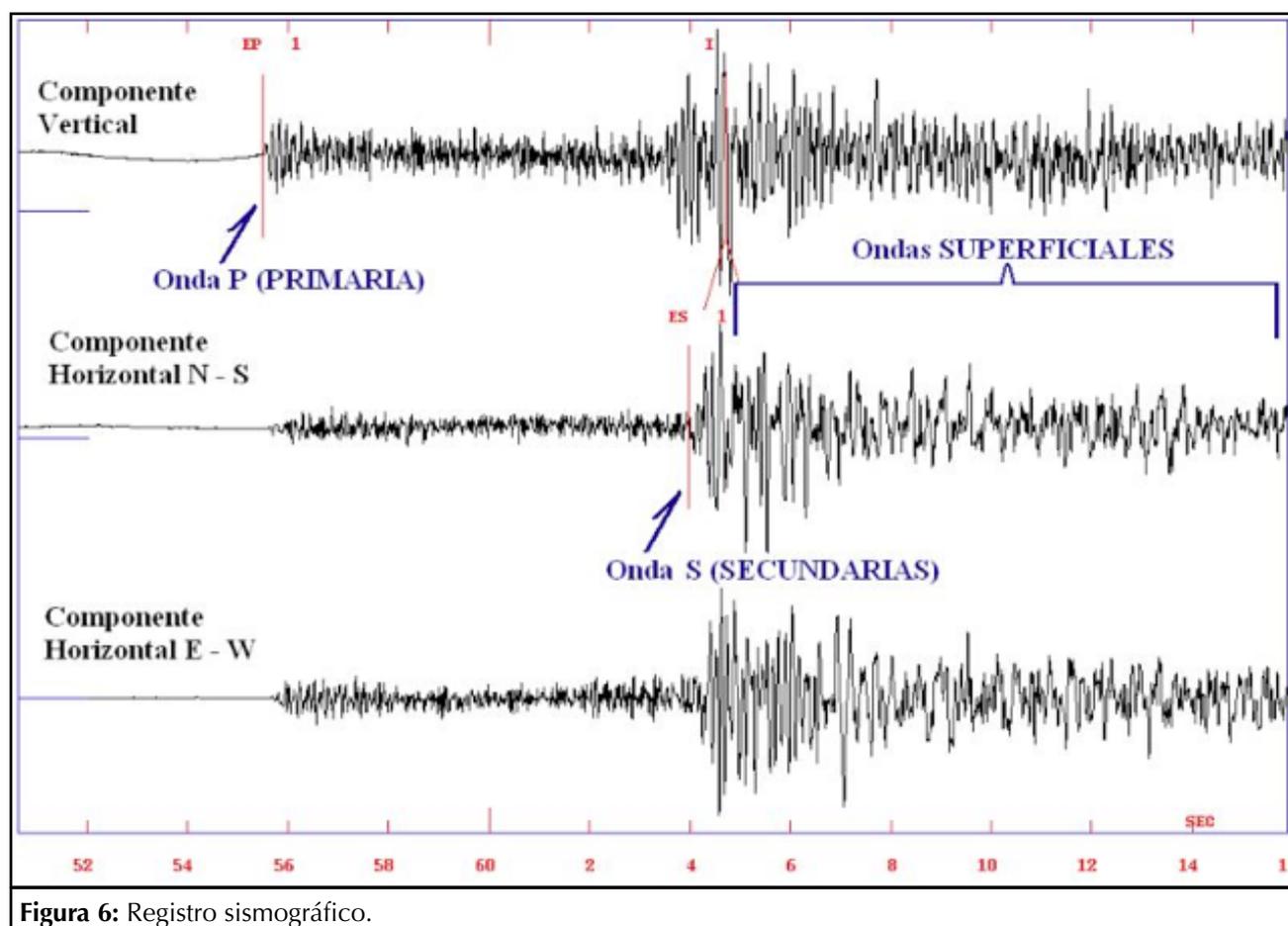


Figura 6: Registro sismográfico.

■ EFECTOS DESTRUCTIVOS

tuvo una magnitud $M_w = 9,2$. Las escalas de magnitud crecen exponencialmente, lo que significa que a medida que se sube en la escala, la energía liberada crece cada vez más entre dos valores de magnitud (Fig. 7). Los sismos que producen daños considerables son aquellos de magnitudes mayores a $M_w = 6$. Anualmente, se producen en todo el mundo infinidad de sismos de baja magnitud. Se calcula que cada año se producen entre 100 y 200 sismos de magnitud entre $M_w = 6$ y $M_w = 7$, alrededor de quince sismos de magnitud entre $M_w = 7$ y $M_w = 8$ y uno o dos sismos de magnitud mayor a $M_w = 8$ (Fig. 7). El uso de escalas de magnitud tiene varias ventajas: permite caracterizar cada sismo con un solo valor y facilita la comparación entre distintos terremotos. Pero siempre es necesario tener en cuenta un parámetro más para evaluar la destrucción producida por un terremoto, su profundidad. No es lo mismo un sismo de $M_w = 6$ producido a 100 km de profundidad, que seguramente se sentirá pero no provocará grandes daños, que uno producido cerca de la superficie, que será muy destructivo.

A la hora de estudiar los efectos destructivos de los sismos, se hace una diferenciación entre la posibilidad de que se produzca un terremoto en una región determinada, lo que se denomina *peligro*, y los daños que el sismo puede provocar, que denominamos el *riesgo* sísmico. El peligro se define como la probabilidad de que un determinado parámetro, como un valor de aceleración del suelo o de intensidad, sea superado para un determinado período de tiempo. Por ejemplo, la probabilidad de que en una región determinada se produzca un sismo de intensidad VII en los próximos 50 años. El riesgo es una estimación de las pérdidas económicas ocasionadas por un determinado sismo, ya sean vidas humanas, heridos, daños a las propiedades, efectos perjudiciales sobre la actividad económica, costos de desalojo, traslado y relocalización de la población, derogaciones debidas a la remediación del sitio o reconstrucciones, etc. Depende de la magnitud del evento sísmico y las condiciones socio-económicas locales, como por ejemplo la cantidad de habitantes, el tipo de

construcciones, medidas preventivas, sistemas de alerta, entre otras. Un factor esencial para disminuir el riesgo es el nivel de preparación o conciencia que tiene la comunidad ante la ocurrencia de un fenómeno dañino.

El primer peligro que genera un terremoto proviene del paso de las ondas sísmicas. En los estudios de prevención sísmica, el movimiento se estima mediante un parámetro físico, la aceleración de suelo, que mide cuánto cambia la velocidad de movimiento del suelo con el tiempo. Las construcciones deben ser diseñadas para resistir las aceleraciones de suelo máximas esperadas en cada lugar. La aceleración depende de la magnitud del sismo, de la distancia al hipocentro, la topografía y del llamado *efecto de sitio*, que consiste en la propiedad de algunos materiales del subsuelo de amplificar las ondas.

Sin embargo, el paso de las ondas sísmicas no es el único factor de riesgo que provocan los terremotos. Como consecuencia de un sismo, pueden producirse una serie de *efectos secundarios* que en algunas

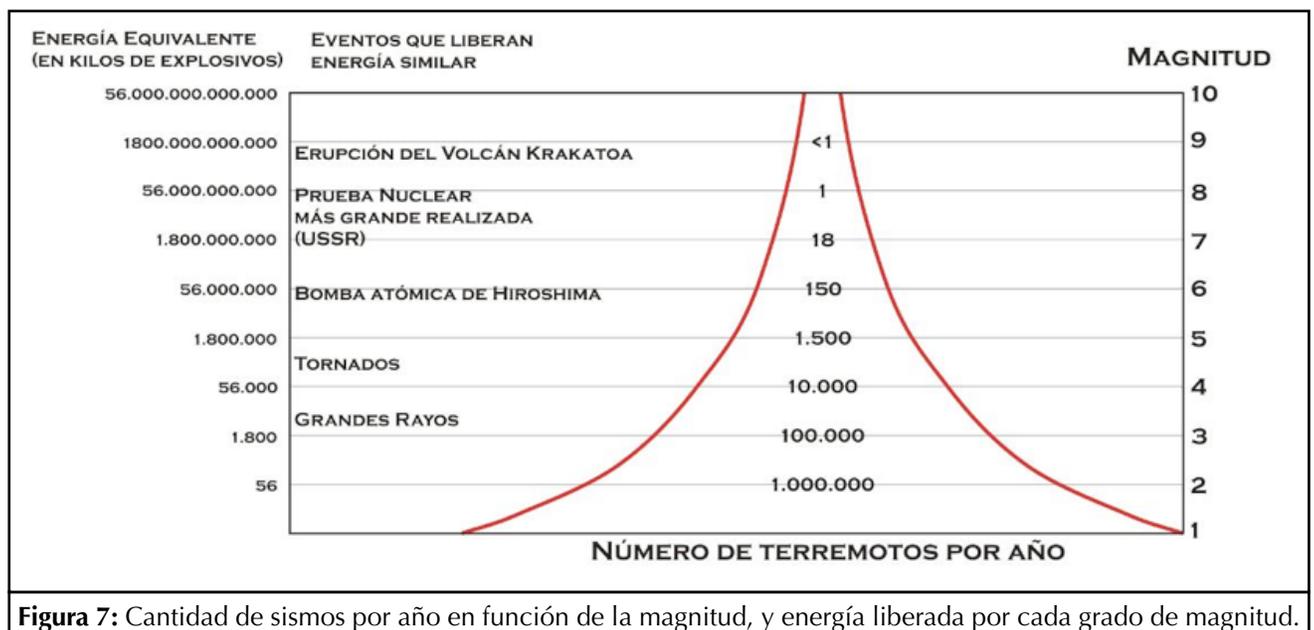


Figura 7: Cantidad de sismos por año en función de la magnitud, y energía liberada por cada grado de magnitud.

ocasiones son más perjudiciales que el paso de las ondas.

Uno de ellos es la licuación de suelos, que se produce con sismos mayores a $M_w=5$ cuando el sustrato posee capas de sedimentos finos

tamaño limo a arena saturados en agua o asociados a un nivel freático cercano a la superficie (menos de 3 m de profundidad). El sacudimiento producido durante el sismo provoca la expulsión del agua, que asciende hacia la superficie arrastrando lodo,

lo que genera manantiales temporarios y los llamados “volcanes de lodo” (Fig. 8). Como resultado de esta expulsión, la arena se reacomoda de forma más compacta, provocando hundimientos localizados del terreno, que pueden afectar las

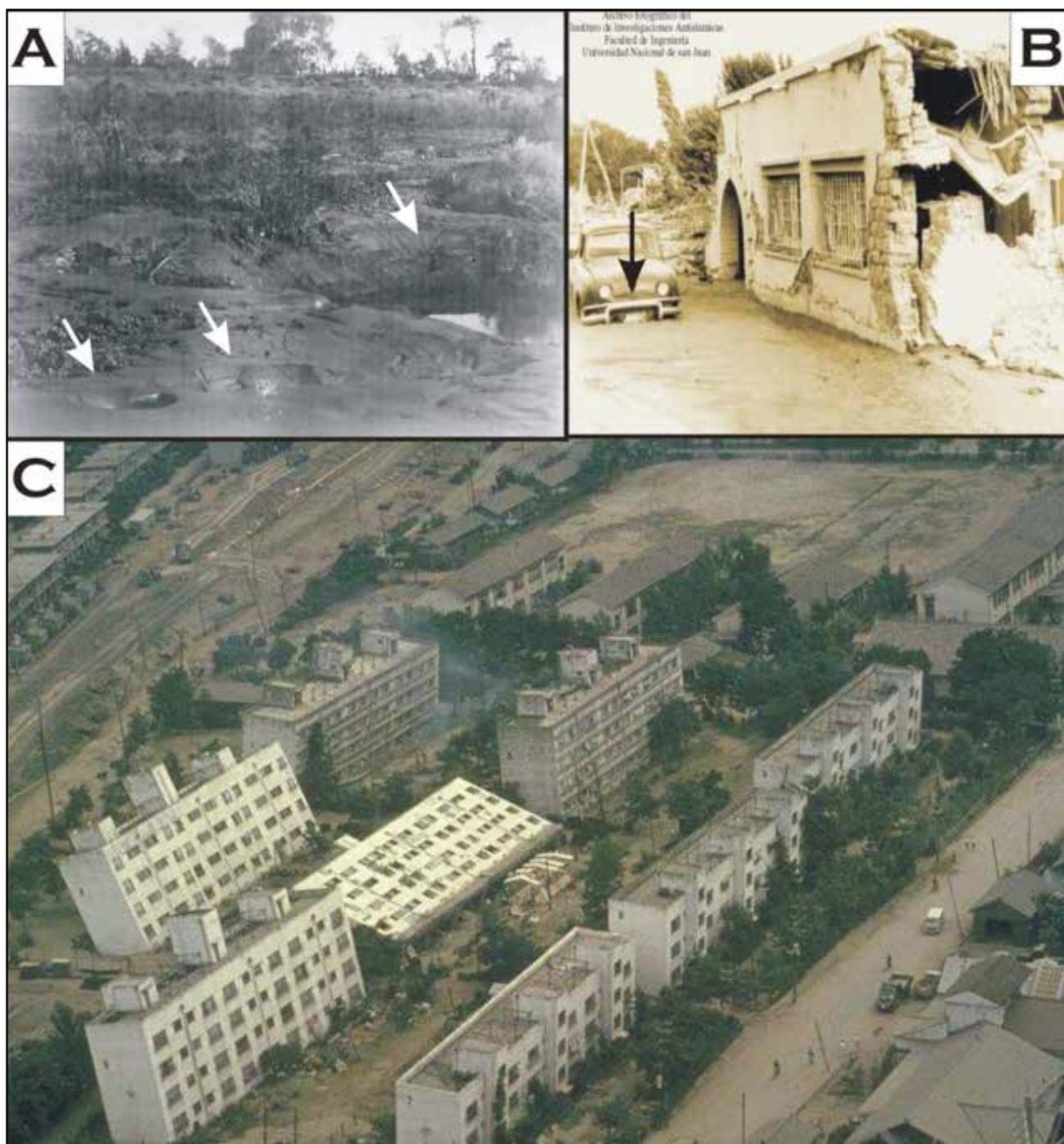


Figura 8: Efectos de la licuefacción de suelos. (A) Volcanes de lodo y hoyos en Albardón, San Juan, producidos por el sismo de 1894. Fotografía de Bodenbender (1895). (B) Licuefacción de suelos producida por el sismo de Caucete (1977), San Juan. Nótese que el automóvil quedó enterrado en el lodo. Fotografía de Perucca y Moreiras (2006). (C) Edificios volcados por licuefacción producida por el sismo de Niigata, Japón, 1964. Fotografía de Comité Nacional de Ingeniería de Terremotos de Japón (1965).

construcciones, inclinando y volcando edificios (Fig. 8). Todo estudio de zonación de peligro sísmico a utilizar para ordenar el territorio y establecer los tipos de construcción permitidos debe tener en cuenta la posible ocurrencia de licuación de suelos ya que una construcción sismo-resistente sería afectada igualmente

En zonas de montaña, los sismos provocan deslizamientos que pueden variar desde caídas de bloques de rocas de unos pocos metros hasta las avalanchas de rocas, que remozan cientos de kilómetros cúbicos de material. Los deslizamientos más pequeños pueden provocar inconvenientes como cortes de caminos. Los deslizamientos de mayor tamaño son un serio peligro para las poblaciones de montaña y han ocurrido trágicos casos en los que ciudades enteras han quedado sepultadas, como la avalancha de rocas y nieve del Nevado de Huascarán en Perú, provocada por un terremoto de $M_w = 7.8$ en 1970. Los grandes deslizamientos también pueden ser riesgosos cuando represan ríos de montaña, ya que las presas que pueden romperse en forma catastrófica dando lugar a aluviones. Un ejemplo de esto tuvo lugar en el norte de la Patagonia argentina, cuando un deslizamiento en la cordillera interrumpió el curso del río Barrancas, en el límite entre Mendoza y Neuquén, generando una laguna. El desagote catastrófico de este cuerpo de agua en 1914 generó una crecida en el río Colorado (con el que confluye el río Barrancas), que recorrió más de 1.000 km hasta el océano Atlántico y provocó cientos de muertes en el alto valle del río Colorado. El estudio de las zonas con peligro de deslizamientos se realiza en forma complementaria a los estudios de prevención sísmica, ya que los deslizamientos pueden ser disparados por otras causas (por ej. grandes llu-

vias), pero es indispensable en zonas de montaña.

Los sismos han sido vinculados también a la actividad volcánica como repuesta al efecto distensivo post-sísmico. La actividad del Puyehue en 1960 se asocia al sismo de Valdivia (Chile) de ese año, mientras que erupciones del Peteroa y el volcán San José, ubicados en la frontera argentino-chilena a la latitud de la provincia de Mendoza, se asociaron al terremoto del 2010.

Los sismos también pueden provocar cambios en los niveles freáticos alterando los cuerpos de agua o propulsando la generación de ciénagas o manantiales.

Quizás el efecto secundario más conocido de los sismos sean los tsunamis, desde el ocurrido en el océano Índico debido al sismo de Sumatra del 26 de diciembre de 2004. Los *tsunamis* son grandes olas generadas por un movimiento sísmico de gran magnitud ($M_w \sim 7$) ocurrido bajo el mar. El movimiento del suelo oceánico desplaza una enorme cantidad de agua, que se eleva por sobre la superficie del océano y cae dando origen a la ola de *tsunami*. En alta mar, el *tsunami* puede tener sólo unos centímetros de alto, pero al acercarse a las costas, la interacción con el fondo marino genera olas que pueden tener grandes alturas, alcanzando los 30 m. Las áreas de mayor peligro de *tsunami* son las costas de los océanos en los que hay zonas de subducción, como el Índico y el Pacífico, ya que en ellas se producen los grandes sismos submarinos de la megafalla de subducción. Las costas argentinas tienen un muy bajo peligro de *tsunamis* por su ubicación en el océano Atlántico, en el que la actividad sísmica es de menor importancia.

■ DISTRIBUCIÓN DE ACTIVIDAD SÍSMICA EN ARGENTINA

La distribución de la actividad sísmica en Argentina se explica debido a su situación en la placa Sudamericana. El mapa de zonación de peligro sísmico realizado por el INPRES, basado en los registros históricos de sismos, refleja esta distribución (Fig. 9). Toda la parte oriental del país, ubicada en el interior estable de la placa, tiene peligrosidad *reducida* o *muy reducida*. A medida que nos desplazamos hacia el oeste, acercándonos a la zona de subducción de Chile, la peligrosidad aumenta. La parte central del norte del país y la Cordillera Patagónica presentan peligrosidad *moderada*. Mientras que los sectores de peligrosidad *elevada* y *muy elevada* corresponden a parte del Noroeste que incluye las ciudades de Salta y Jujuy, parte de la región de Cuyo (oeste de La Rioja, San Juan y norte de Mendoza) y los alrededores de la ciudad de Ushuaia en Tierra del Fuego.

Las variaciones del peligro a lo largo de la Cordillera son el resultado de diversos procesos. El peligro menor de la Cordillera Patagónica se debe a las altas precipitaciones de ese sector, que aumentan la erosión de la cordillera. Los grandes volúmenes de sedimentos generados terminan en el océano y son subducidos, embebidos en agua, junto con la placa de Nazca. Los sedimentos actúan como un lubricante facilitando que la placa oceánica se hunda en el manto y disminuyen la transmisión de esfuerzos a la placa Sudamericana. La sismicidad en la cordillera aumenta hacia el norte en forma coincidente con el aumento de la aridez. Este patrón se ve modificado en la región de Cuyo, que presenta una actividad sísmica anómalamente elevada. En esta región, desde hace 12 millones de años se ha desarrollado una *zona de sub-*

ducción plana. La placa de Nazca, que normalmente se hunde en el manto con un ángulo de 30° , entre el norte de Mendoza y el norte de La Rioja lo hace con un ángulo de 5° a 10° (Fig. 10). Este menor ángulo favorece la transmisión de los esfuerzos, de modo que en esta región se producen mayores sismos y más frecuentes.

La zonación sísmica está basada en los sismos de intraplaca. Los sismos de interplaca se encuentran en Argentina a gran profundidad como para influir significativamente. La distancia al hipocentro evita que los terremotos de interplaca sean muy destructivos como sí lo son en Chile, donde la megafalla de subducción está más cerca de la superficie. Pero pueden provocar efectos secundarios como deslizamientos, y disparar réplicas en fallas de intraplaca. Las réplicas son sismos de menor magnitud que el terremoto principal, ocasionados por el reacomodamiento de los esfuerzos. Las réplicas pueden ocurrir inmediatamente después del sismo principal o producirse durante meses, como en el terremoto de Chile del 27 de febrero de 2010, de magnitud $M_w = 8,8$. En este

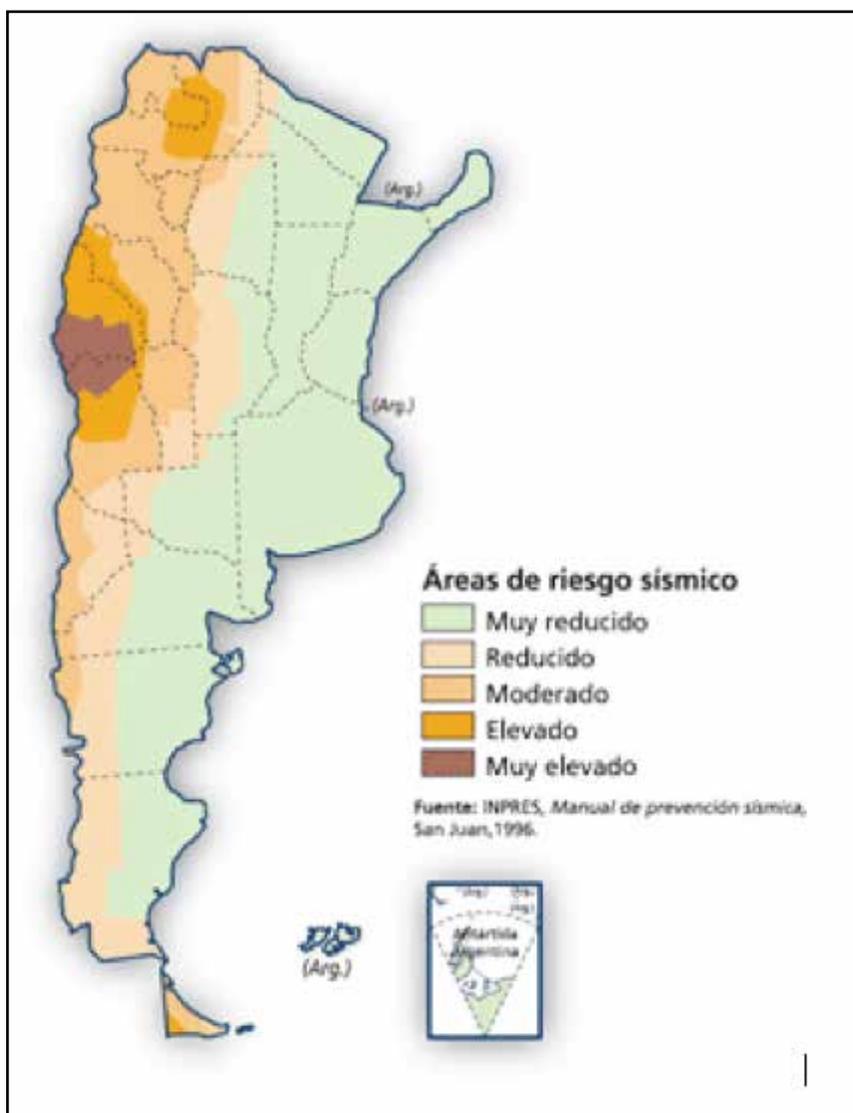


Figura 9: Mapa de peligro sísmico de la Argentina. Modificado de INPRES.

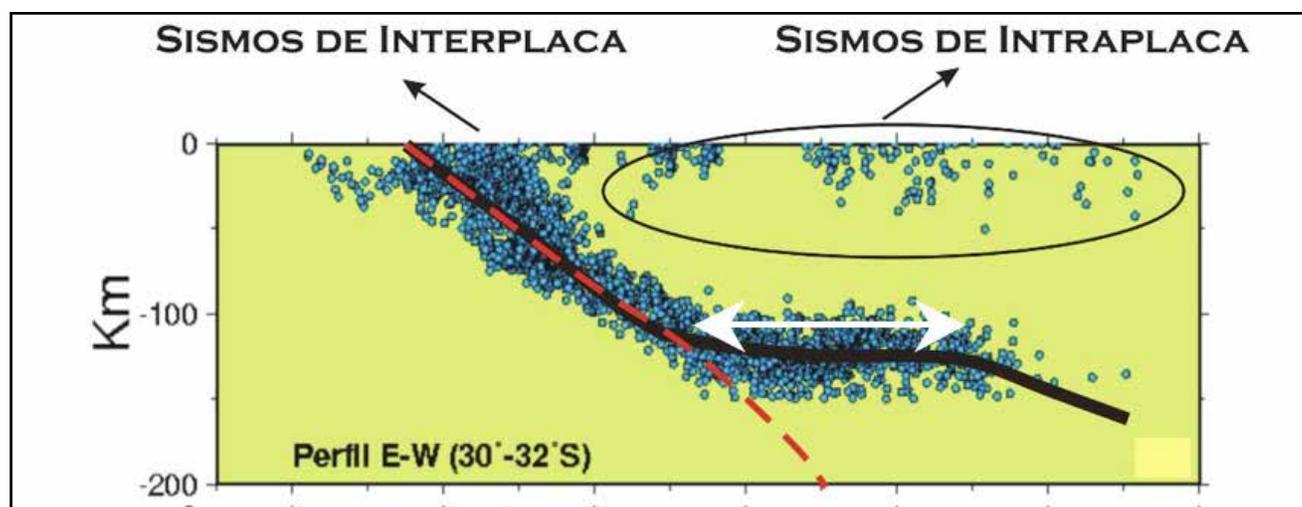


Figura 10: La zona de subducción plana del centro-oeste argentino. Cada punto azul señala un sismo. Los sismos de interplaca indican la ubicación del contacto entre las placas. La línea blanca marca la zona de subducción plana. La línea punteada roja muestra la inclinación de una zona de subducción normal. Imagen base a partir de sismos registrados por: catálogo PDE, INPRES y Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

caso, es difícil establecer cuando la actividad sísmica deja de responder al terremoto principal y es independiente de él.

■ SISMOS HISTÓRICOS EN ARGENTINA

La actividad sísmica ha influido en la historia argentina de diversas maneras. Si bien su influencia fue mayor en el área cordillerana, donde se concentran los terremotos, su influencia se ha extendido a todo el país reflejada en consecuencias sociopolíticas. La más famosa es seguramente el encuentro entre Juan Domingo Perón y Evita durante una colecta realizada para colaborar con la reconstrucción de San Juan después del terremoto de $M_w = 7,4$ del 15 de enero de 1944. Según Healey (2012), la importancia histórica de este evento fue aún mayor: la reconstrucción de San Juan fue un campo de pruebas para el proyecto peronista, que influyó en la historia de este movimiento y su ascenso al poder, evento clave en la historia argentina del siglo XX. Por otro lado, el Consejo de Reconstrucción de San Juan creado en esa ocasión se transformó en 1972 en el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), organismo nacional dedicado a la investigación en sismología e ingeniería antisísmica.

El terremoto más destructivo ocurrido en Argentina tuvo lugar el 20 de marzo de 1861, cuando un sismo de magnitud estimada $M_w = 7,2$ destruyó la ciudad de Mendoza. Dejó un saldo de alrededor de 6.000 muertos sobre una población de 18.000 (INPRES, www.inpres.gob.ar). Pocos edificios quedaron en pie, destruyéndose el Cabildo y las iglesias principales además de la mayor parte de las casas (Schavelzon, 2007). Después del sismo se decidió trasladar la ciudad, y se encargaron informes para elegir la

nueva ubicación. Los informes técnicos del inglés David Forbes y los chilenos Carlos Huidobro y Wenceslao Díaz recomendaron localidades alejadas de la antigua. Se desató un intenso y prolongado debate sobre el emplazamiento de la ciudad y por razones políticas se eligió la ubicación actual, a unos dos kilómetros de la antigua Plaza de Armas. Estudios posteriores han atribuido el sismo de 1861 al movimiento de la falla La Cal, cuya escarpa generó un terraplén sobre el que se construyó la vía ferroviaria que atraviesa la ciudad (Mingorance, 2006). De ser correcta esta atribución, la nueva ciudad capital de Mendoza se ubica aún más cerca de la falla geológica que destruyó la anterior en 1861.

Pocos años después, en 1894, se produjo el sismo de mayor magnitud registrado en la Argentina, estimada en $M_w = 8,2$ (Castano y Zamarbide, 1978). Afectó a las provincias de San Juan y La Rioja, aunque llegó a sentirse en casi todo el país, en Chile y en el sur de Brasil. La destrucción fue muy alta en los departamentos de Iglesia y Rodeo (noroeste de San Juan), zona en la que se encontró el epicentro. Pero también en la región de Albardón, Angaco, y Mogna entre otras localidades del este de la provincia, debido a fenómenos de licuefacción (Bodenbender, 1895).

Ya en tiempos más recientes, se destacan dos terremotos en la misma región de alta peligrosidad. El sismo de Caucete, el 23 de noviembre de 1977, de magnitud $M_w = 7,4$, afectó el sur de San Juan y norte de Mendoza, causando la destrucción de edificios en las ciudades de San Juan y Caucete (Volponi et al., 1984). El movimiento se produjo en la falla de Niquizanga, en la sierra de Pie de Palo (Bastías, 1986). El sismo de Mendoza del 26 de enero de 1985, debido a un desplazamiento de la falla Barrancas ubicada 20 km

al sur de la ciudad, destruyó 12.000 viviendas de adobe y ladrillos antiguos, afectando hospitales y otros edificios, pero afortunadamente produjo pocas víctimas (INPRES, 1985). Se le ha asignado una magnitud de $M_w = 6,3$. La misma falla se reactivó en numerosas ocasiones, como el sismo del 5 de agosto de 2006 ($M_w = 5,7$).

La zona del noroeste argentino también ha registrado importantes sismos. El terremoto más antiguo del que se cuenta con relatos detallados tuvo lugar en esa región, afectando la ciudad de Esteco (Salta) el 13 de septiembre de 1692. Se ha estimado su magnitud en $M_w = 7$. Según el INPRES, los sismos del noroeste no afectaron a las zonas más densamente pobladas y esto lleva a una subestimación del riesgo que los sismos implican para esta región.

Las zonas de peligro reducido y muy reducido también han tenido algunos terremotos significativos. En ninguna parte del país el peligro es nulo, porque incluso en las zonas del interior de la placa Sudamericana, en el pasado se produjeron fallas geológicas que actualmente se encuentran cubiertas por sedimentos. Estas fallas acumulan esfuerzos más lentamente que las ubicadas cerca de los límites entre placas, es decir que tardan más en superar las fuerzas de rozamiento que impiden su movimiento. Por lo tanto, los tiempos de recurrencia de las fallas en el interior de placa son más largos, del orden de miles de años.

Un ejemplo de este tipo de eventos es el terremoto de Santiago del Estero del 4 de julio de 1817, que tuvo una magnitud estimada entre $M_w = 6,5$ y 7, y una intensidad máxima de grado VIII (datos del INPRES), causando graves daños en la capital provincial. El 4 de junio de 1888, un sismo producido bajo las aguas del

Río de la Plata sacudió la región rioplatense, y produjo daños leves en las ciudades de Buenos Aires y Montevideo (Folguera et al., 2005).

Puede concluirse que no existen zonas asísmicas, ya que los esfuerzos generados por el movimiento de las placas tectónicas se transmiten incluso a la región interna de las placas. De todas maneras, la zona de mayor actividad sísmica, y en la que se producen los sismos de mayor magnitud es el oeste del país, y especialmente la región de Cuyo donde se desarrolla la zona de subducción plana.

■ ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS

Una vez que se han determinado las zonas con mayor peligrosidad sísmica, ¿cuánto más se puede hacer desde el estudio geológico y sismológico? Es necesario dejar en claro que, al menos hasta hoy, resulta imposible *predecir* un terremoto. Se ha intentado utilizar diferentes métodos (la ocurrencia de sismos precursorres, variaciones en las aguas subterráneas, emisión de gases, comportamientos anómalos de animales, etc.), para predecir cuándo y dónde se producirá un movimiento de una falla, pero ninguno ha tenido éxito. Esto se debe a que las fallas geológicas son sistemas muy complejos y las características de los principales parámetros que controlan el comportamiento de una falla determinada son desconocidos o poco conocidos por encontrarse en el subsuelo (Kanamori, 2003). Si bien en algunos casos se han reportado fenómenos precursorres, en otros casos los terremotos se producen sin estos fenómenos, de manera que no pueden aplicarse sistemáticamente (Scholz, 2002). Por lo tanto, se han desarrollado dos enfoques diferentes para estudiar la actividad de las fallas: el *probabilístico* y el *determinístico*.

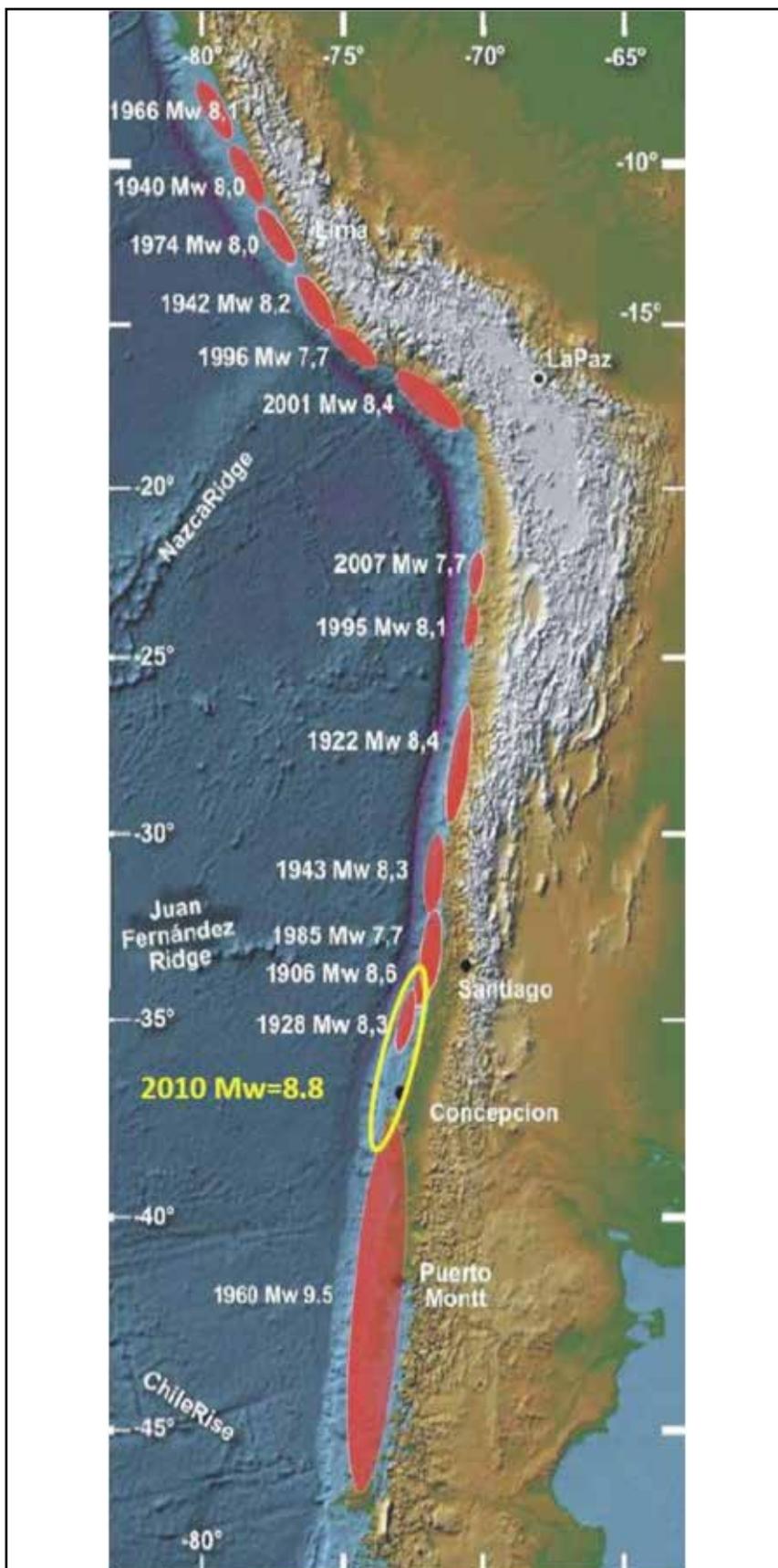


Figura 11: Sismos de interplaca a lo largo del margen de subducción sudamericano. En amarillo la zona de ruptura del sismo de 2010, que no había tenido actividad durante el siglo XX, conformando una laguna sísmica. Imagen de la Sociedad Geológica de Chile.

El enfoque probabilístico busca establecer la probabilidad de que una falla o región sísmica genere un terremoto de determinada magnitud en un plazo de tiempo determinado. La calidad de la probabilidad obtenida depende directamente de los conocimientos que se tengan, por lo que estos estudios suelen ser útiles en zonas de muy alta actividad. Si la recurrencia sísmica de la falla tiene lugar en períodos muy largos, o si no se cuenta con datos antiguos (por ej. en zonas recientemente pobladas), la información no será suficiente para una buena determinación probabilística del peligro. La falta de información puede subsanarse en parte realizando investigaciones paleosísmicas: estudios de trincheras excavadas en una falla que permiten conocer cuántas veces se desplazó y durante que lapsos de tiempo. El principal problema en estos estudios es establecer la fecha de los sismos antiguos, para lo que se necesita encontrar material que pueda datarse, como materia orgánica (para datar por el método de ^{14}C), o algún material geológico del que se pueda obtener la edad.

El enfoque probabilístico se relaciona con el concepto de *laguna sísmica*, que se aplica para los terremotos de interplaca de las zonas de subducción. Un tramo de zona de subducción se caracteriza como una laguna sísmica cuando presenta una actividad menor que el promedio de toda la zona. Por ejemplo, el sismo de Chile del 27 de febrero de 2010 se produjo en un segmento que no presentaba actividad sísmica en los últimos 175 años, a diferencia de la mayor parte de la zona de subducción que presenta al menos un sismo durante el siglo XX (Fig. 11). El terremoto de 2010 fue tan grande porque liberó la energía acumulada entre las placas en este largo período (Melnick et al., 2012). Estimar en forma teórica la energía acumulada

en un tramo de zona de subducción es simple, ya que el desplazamiento posible en la falla equivale a la velocidad de convergencia entre las placas multiplicada por el número de años de laguna sísmica.

En cambio, en zonas de intraplaca la situación es más compleja. Es difícil conocer detalladamente el campo de esfuerzos y la deformación se distribuye en varias fallas que absorben una parte del desplazamiento cada una, en forma variable en el tiempo, es decir, las fallas están activas por un tiempo y después quedan inactivas. Por lo tanto el concepto de laguna sísmica es difícil de aplicar en estos ambientes.

En estas regiones suele utilizarse el enfoque determinístico, en el que se estudian en detalle las características de una zona de falla, buscando obtener una descripción lo más completa posible que permita estimar el sismo máximo que puede producir.

Para esto, se realiza un trabajo de campo en el que se mapea la expresión superficial de la falla, y de ser posible, se utilizan datos de subsuelo provenientes de pozos de agua y petróleo y estudios geofísicos. Los datos de pozos brindan información sobre los tipos de roca que se encuentran en subsuelo y si atraviesan alguna falla geológica, brindan

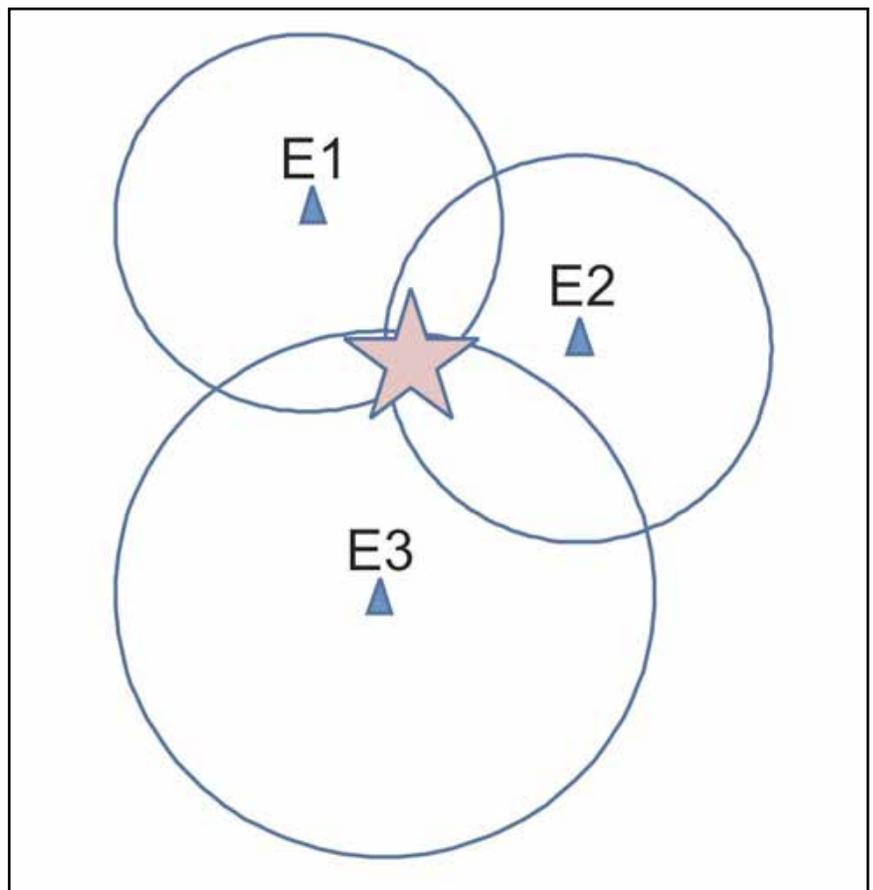


Figura 12: Método de determinación del hipocentro y epicentro de un terremoto. La detección de los arribos de las diferentes ondas sísmicas en tres estaciones sismográficas (E1, E2, E3) permite calcular la distancia al hipo/epicentro desde cada una. Intersectando los datos de todas las estaciones se obtiene su ubicación. La figura muestra una vista en planta y el cálculo para el epicentro. Para el hipocentro, el método necesita de una cuarta estación.

un dato puntual sobre su ubicación. Los estudios geofísicos permiten conocer diferentes aspectos de las fallas. Existen técnicas que permiten obtener información del subsuelo. La geoelectrónica brinda una imagen de la resistividad eléctrica de los materiales. Para esto se envía una corriente eléctrica por el subsuelo y se mide la corriente recibida en varios puntos de la superficie mediante electrodos. Ha sido utilizada para detectar fallas debido a la circulación de aguas que suele producirse a lo largo de las mismas, que generan una menor resistividad eléctrica que la de rocas y sedimentos. La técnica de georadar consiste en la emisión de ondas de radio hacia el subsuelo, que se reflejan en superficies como los contactos entre dos tipos de rocas o sedimentos y son recibidos en una antena. El georadar brinda una imagen de las capas sedimentarias en la que puede observarse la interrupción de las mismas que provoca una falla. Ambas técnicas presentan limitaciones, entre ellas que la profundidad a la que pueden penetrar en el subsuelo no es muy grande (decenas de metros), pero son un complemento muy útil para los estudios de campo. La sismología, por su parte, brinda información sobre la actividad sísmica presente en un área a partir de los tiempos de llegada de las diferentes ondas a los sismógrafos y permite en algunos casos vincularla a las fallas conocidas. Por un lado, puede lograrse una caracterización del hipocentro, conociendo su hora, latitud, longitud y profundidad de iniciación de la ruptura. Para obtener los datos de origen del hipocentro, se debe resolver un problema de inversión, es decir, desde la llegada obtener la salida (Shearer, 1999). Para cada estación, se puede conocer la distancia al hipocentro a partir de la diferencia de tiempo de arribo de cada onda. Utilizando los datos de al menos cuatro estaciones, se ubica el hipocentro de acuerdo a

lo mostrado en la figura 12.

Además de esto, puede estudiarse la geometría y el movimiento (normal, inverso o de rumbo) de una falla durante un sismo, lo que se conoce como *mecanismo focal*. El método utiliza sólo el primer movimiento de las ondas de cuerpo registrado en el sismógrafo. El primer movimiento es compresional en las estaciones donde la falla se mueve hacia la estación y es dilatacional donde el movimiento se aleja (Fig. 13). De ésta forma el primer movi-

miento define cuatro cuadrantes, dos dilatacionales y dos compresionales. La división entre cuadrantes ocurre a lo largo de la falla y sobre un plano perpendicular a ésta llamado plano nodal (Aki y Richards, 1980). Los diagramas de mecanismo focal se representan en una esfera que corresponde a una vista en planta y representan la esfera dividida en cuatro cuadrantes (dos cuadrantes compresionales y dos dilatacionales) separados por los planos nodal y de falla. El mecanismo focal debe analizarse conjuntamente con

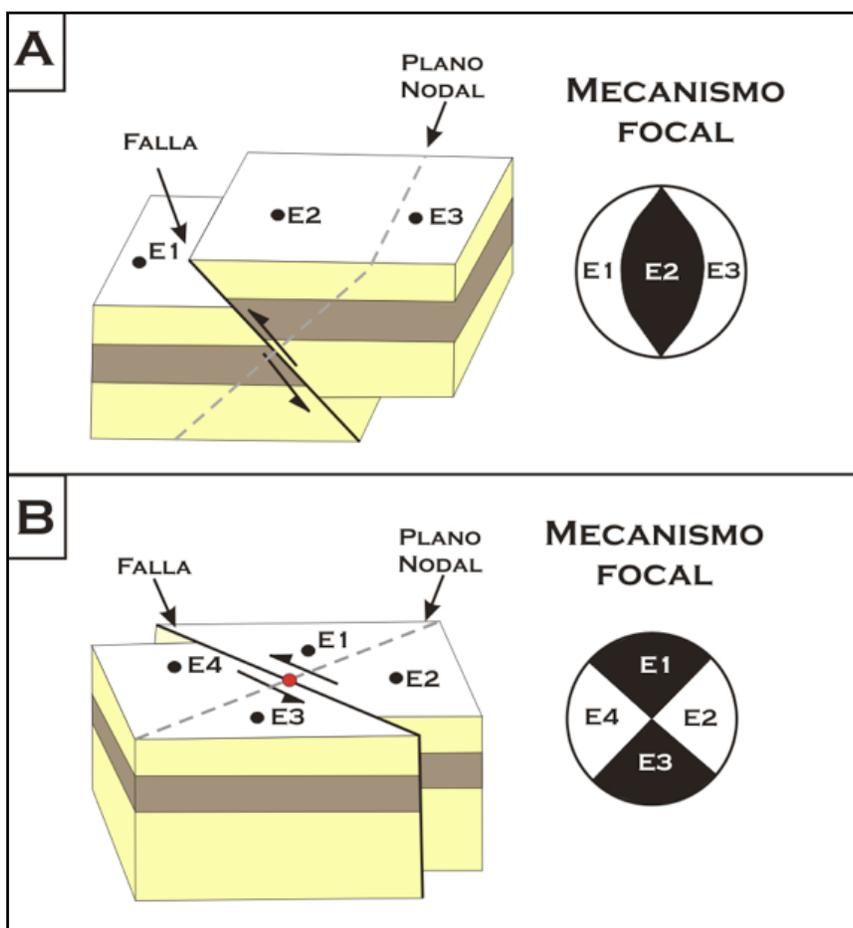


Figura 13: Determinación del mecanismo focal a partir del primer arribo de ondas sísmicas. El mecanismo se representa como una semiesfera vista en planta, el color negro significa compresión y el blanco dilatación. (A) En una falla inversa, las estaciones E1 y E3 ven el primer arribo como un movimiento dilatacional, mientras que la estación E2 lo ve como un movimiento compresional. El cuarto cuadrante compresional queda en el subsuelo y no es observado (ver flechas del movimiento de falla) (B) En una falla de rumbo, pueden observarse los cuatro cuadrantes: las estaciones E1 y E3 presentan un primer arribo compresional, mientras que E2 y E4 uno dilatacional (ver flechas del movimiento de falla).

los datos geológicos para decidir cual es el plano de falla y cuál es el plano nodal. Los mecanismos focales tienen la ventaja de que permiten caracterizar el movimiento de fallas que no afloran en superficie, las denominadas *fallas ciegas*.

En una escala de tiempo más prologada, el movimiento de una falla geológica en el pasado se caracteriza a partir de marcadores geológicos observados en el terreno, los *indicadores cinemáticos*. El más común consiste en una serie de estrías causadas por la fricción entre los bloques al moverse (Fig. 14). El estudio de estas marcas permite conocer la dirección y el sentido de movimiento entre los bloques rocosos fallados. Para caracterizar el movimiento, se deben medir indicadores cinemáticos en diferentes sectores de la falla. Los datos son integrados mediante métodos matemáticos para obtener la dirección de desplazamiento coherente con todos los indicadores obtenidos.

En el método determinístico, toda la información recolectada permite generar un modelo en el que se describe la falla y utilizando una serie de ecuaciones obtenidas

empíricamente pueden relacionarse distintos parámetros (la longitud de ruptura superficial, el desplazamiento medido sobre la falla, el área de rotura de falla) con la magnitud máxima posible (Wells y Coppersmith, 1994). Este enfoque no brinda información sobre cuándo va a ocurrir el sismo, pero nos indica cual es el potencial máximo de una fuente sísmica, que es el valor que debería utilizarse para el ordenamiento territorial, los códigos de construcción antisísmica, etc.

A estos estudios se suman los de los posibles efectos secundarios del sismo, como las áreas con alto potencial de deslizamientos y de licuefacción de suelos. En el caso de los tsunamis, se implementan redes de alerta que realizan modelos de la evolución de la ola, con el objetivo de evacuar las regiones donde pueda causar daños.

■ MITIGACIÓN Y PREVENCIÓN

Dado que la complejidad del comportamiento de las fallas geológicas impide realizar pronósticos precisos de cuándo va a ocurrir un terremoto, los estudios geológicos y sismológicos pueden brindar in-

formación sobre el comportamiento a largo plazo (decenas a cientos de años) de las fallas. Estos estudios son la base fundamental para determinar el peligro sísmico y el grado de vulnerabilidad de una sociedad, a partir de los cuales se pueden establecer las normas de construcción sismorresistente en cada región y que deben ser tenidos en cuenta al realizar el planeamiento de los usos de la tierra en regiones sísmicas. El mayor riesgo asociado a la actividad sísmica se debe a la construcción deficiente. La determinación de normas de construcción adecuadas y su implementación es un factor clave para que los daños sean menores cuando se produce un terremoto. Un claro ejemplo de este problema fue el sismo de Mendoza de 1985, en el que los daños se concentraron en las zonas con predominio de construcciones antiguas de adobe.

Por otro lado, la población debe estar preparada para afrontar un evento sísmico destructivo. El plan de respuesta frente a un gran terremoto incluye planes de evacuación de edificios públicos y una infraestructura adecuadamente preparada para actuar rápidamente, con sistemas de comunicación, equipos de rescatistas y hospitales que puedan funcionar en condiciones de emergencia.

Algunos avances tecnológicos recientes prometen ser de gran ayuda para responder a un terremoto destructivo. El desarrollo de sistemas de alarma temprana de terremotos se basa en la *sismología en tiempo real*, que consiste en la implementación de un sistema automático de procesamiento de datos de estaciones sismológicas. Esto permite ubicar el hipocentro y la magnitud del sismo, estimar la aceleración de suelo en la región afectada por el evento y enviar los resultados a las instituciones encargadas de responder frente a las



Figura 14: Estrías de falla señalando un movimiento de rumbo.

emergencias en unos pocos minutos (Kanamori, 2005; Satriano et al., 2011). Dependiendo de la distancia al hipocentro, en algunas localidades los datos llegarán después del paso de las ondas sísmicas y servirán para determinar los sectores más afectados y que necesitan asistencia inmediata, mientras que en las más alejadas los datos llegarán antes que las ondas sísmicas y permitirán la implementación de medidas preventivas. A nivel personal, pueden tomarse medidas de protección como alejarse de estructuras inestables o maquinarias y ubicarse en sectores seguros. A nivel institucional, se pueden evacuar edificios públicos, detener trenes en movimiento para evitar que descarrilen, cerrar las entradas a autopistas, entre otras medidas. Este tipo de sistemas se encuentran en uso actualmente en Japón, México y Taiwan (Kanamori, 2005).

■ CONCLUSIONES

La actividad sísmica es un fenómeno natural debido a la dinámica de la Tierra, cuya localización se concentra en los límites entre placas tectónicas y especialmente en los márgenes convergentes. Los terremotos se originan en el movimiento de fallas geológicas, que producen una liberación de energía que se desplaza por el terreno en forma de ondas elásticas. El paso de las ondas sísmicas genera el movimiento del suelo en diferentes formas y direcciones (ondas P, S, Love y Rayleigh) lo que puede producir grandes daños a las construcciones. Además de esto, los sismos producen efectos secundarios como la licuación de suelos, deslizamientos y tsunamis que pueden ser aún más destructivos que el propio paso de las ondas.

En Argentina, el peligro sísmico es máximo en la región cordillerana, especialmente en el centro-oeste del país donde se desarrolla una zona de subducción plana. La ocurrencia

en el pasado de terremotos destructivos que afectaron las ciudades de Mendoza y San Juan es un reflejo de esta distribución de la actividad sísmica.

Si bien los terremotos no pueden evitarse, sus daños pueden reducirse considerablemente mediante acciones apropiadas. En las regiones sísmicas, es necesario realizar estudios geológicos y sismológicos para conocer las fallas y determinar sus características, así como las zonas susceptibles de sufrir efectos secundarios. La estimación del peligro sísmico y la máxima magnitud posible son datos a partir de los cuales deben determinarse las normas de construcción sismorresistente y el planeamiento de usos de la tierra. Esto se complementa con la preparación e implementación de planes de respuesta frente a la ocurrencia de un gran terremoto, de modo que puede lograrse una importante mitigación de los daños.

■ BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, E. M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver and Boyd, 206 pp. Edinburgo.
- Ambraseys, N. (2009). Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. A multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 968 p.
- Bastias, H. (1986). Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral (inérita). FCEFyN. Universidad Nacional de San Juan, 154 p.
- Bodenbender, G. (1895). El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, 14: 293-329.
- Castano, J., Zamarbide, J. (1978). Determinación de los Coeficientes Sísmicos Zonales para la República Argentina. *Publicación Técnica INPRES N° 6*, 23 p., San Juan.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Mendía, J. (2005). Buenos Aires tiembla. *Revista Exactamente*, año 10, número 33, pp. 28-31.
- Gilbert, G.K. (1884). A theory of the earthquakes of the Great Basin, with a practical application. *American Journal of Science*, 37: 49-54.
- Healey, M. (2012). El peronismo entre las ruinas. El terremoto y la reconstrucción de San Juan. Ed. Siglo XXI, 384 pp., Buenos Aires.
- INPRES (1985). El terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. 137 p.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82: 2981-2987.
- Kanamori, H. (2003). Earthquake prediction: an overview. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, Volume 81B: 1205-1216.
- Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 33: 195-214.
- Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J. (2009). *Global Tectonics* (3rd edition). Editorial Wiley-Blackwell, 459 p.
- Koto, B. (1893). On the cause of the great earthquake in central Japan. *Journal of the College of Science, Imperial University of Japan*, 5, 295-353.

- Lawson, A.C., Gilbert, G.K., Reid, H.F., Branner, J.G., Leuschner, A.O., Davidson, G., Burkhalter, C., Campbell, W.W. (1908). *The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission. Vol. 1, 451 p.*
- Lee, W.H.K. y Brillinger, D.R. (1979). On Chinese earthquake history: an attempt to model an incomplete data set by point process analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 117: 1229-1257.
- Lyell, C. (1868). *Principles of Geology*, 10th edition, John Murray, London.
- McKay, A. (1890). On the earthquakes of September 1888, in the Amuri and Marlborough districts of the South Island, New Zealand. *New Zealand Geological Survey, Report of Geological Exploration*, 20, 1-16.
- Melnick, D., Moreno, M., Cisterna, M., Tassara, A. (2012). Darwin seismic gap closed by the 2010 Maule earthquake. *Andean Geology*, 39(3): 558-563.
- Peñalta Catalán, R. (2009). Voltaire: una reflexión filosófico-literaria sobre el terremoto de Lisboa de 1755. *Revista de Filología Románica*, 26: 187-204.
- Read, H.H., Watson, J.J., 1984. *Introducción a la Geología*. 684 p. Ed. Alhambra, Madrid.
- Reid, H.F. (1910). *The Mechanics of the Earthquake. The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, 192 p.*
- Satriano, C., Wu, Y.M., Zollo, A., Kanamori, H. (2011). Earthquake early warning: Concepts, methods and physical grounds. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31: 106-118.
- Schavelzon, D. (2007). *Historia de un terremoto: Mendoza, 1861*. Editorial de los Cuatro Vientos, 120 p., Buenos Aires.
- Scholz, C.H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting* (2nd Edition). Cambridge University Press, 471 p.
- Shearer, P. M. (1999). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 272 p.
- Sibson, R.H. (2004). Frictional mechanics of seismogenic thrust systems in the upper continental crust: implications for fluid overpressures and redistribution. En: McClay, K.R. (editor), *Thrust Tectonics And Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82, Tulsa, pp. 1-17.
- Volponi, F., Quiroga, M., Robles, A. y Sisterna, J. (1984). El terremoto de Caucete del 23 de noviembre de 1977. *Publicación Técnica Instituto Sismológico Zonda, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan*, 110 p., San Juan.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Falla: fractura observable a simple vista en las rocas en la que los bloques a cada lado se desplazaron uno respecto del otro. Su movimiento es episódico y produce los sismos.
- Hipocentro: lugar en el que se produce el movimiento de una falla y desde el cual se irradian las ondas sísmicas.
- Intensidad: medida de los daños que produce un terremoto determinada a partir de los daños producidos. Para un sismo, la intensidad no es un valor único sino que en diferentes lugares se siente con diferente intensidad.
- Magnitud: medida de la energía liberada en un sismo, determinada a partir de la amplitud de las ondas en un registro sismográfico.
- Onda sísmica: transporte de la energía liberada en un sismo, que se irradia desde el hipocentro en todas las direcciones como un sacudimiento del terreno. Los diferentes tipos de ondas sísmicas se determinan de acuerdo al tipo de movimiento que producen y su velocidad.
- Placa tectónica: fragmento de litósfera que se desplaza horizontalmente con dirección y velocidad propias.
- Sismógrafo: Instrumento que detecta y mide ondas sísmicas.
- Sismos de interplaca: sismos producidos a partir de la falla conformada por la interfase entre dos placas tectónicas.
- Sismos de intraplaca: sismos producidos por fallas en el interior de una placa.

■ GLOSARIO

Epicentro: Proyección en la superficie del lugar en que se produce un sismo.

El 98 por ciento de los doctores formados por el CONICET tiene empleo

Según un informe dado a conocer por este organismo científico acerca de la inserción de doctores, sólo un 1 por ciento de estos ex-becarios no tiene trabajo o no poseen ocupación declarada y un 10 por ciento posee remuneraciones inferiores a un estipendio de una beca doctoral.

Asimismo, proyecta que el 89 por ciento de los encuestados tiene una situación favorable en su actividad profesional, pero sobre todo asegura que más del 98 por ciento de los científicos salidos del CONICET consigue trabajo.

Los datos surgidos del estudio "Análisis de la inserción laboral de los ex-becarios Doctorales financiados por CONICET", realizado por la Gerencia de Recursos Humanos del organismo, involucró 934 casos sobre una población de 6.080 ex-becarios entre los años 1998 y el 2011.

Al respecto, en el mismo se considera que del número de ex-becarios consultados, el 52 por ciento (485 casos), continúa en el CONICET en la Carrera del Investigador Científico y Tecnológico.

De los que no ingresaron en el organismo pero trabajan en el país, sobre 341 casos, el 48 por ciento se encuentra empleado en universidades de gestión pública y un 5 por ciento en privadas; el 18 por ciento en empresas, un 6 por ciento en organismos de Ciencia y Técnica (CyT), un 12 por ciento en la gestión pública y el resto en instituciones y organismos del Estado.

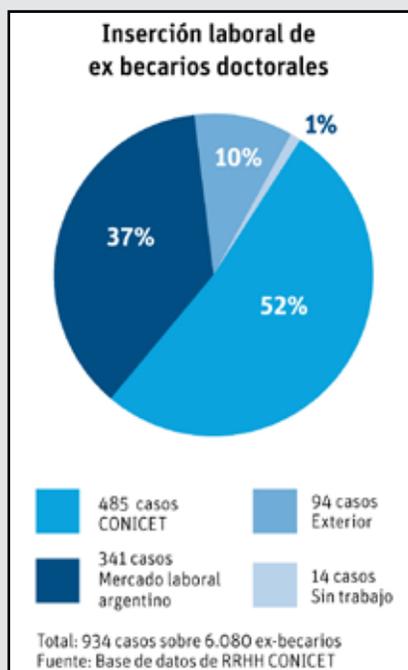
En tanto, en el extranjero, sobre 94 casos, el 90 por ciento trabaja en universidades, el 7 por ciento en empresas y el 2 por ciento es autónomo.

El mismo informe traduce que la demanda del sector privado sobre la

incorporación de doctores no es aún la esperada, pero está creciendo. La inserción en el Estado, si se suma a las universidades nacionales y ministerios, se constituye en el mayor ámbito de actividad.

Frente a ello, a los fines de avanzar en la inserción en el ámbito publico-privado el CONICET realiza actividades políticas de articulación con otros organismos de CyT, es decir, universidades, empresas, a través de la Unión Industrial Argentina (UIA), y en particular con YPF que requiere personal altamente capacitado en diferentes áreas de investigación.

Desde el CONICET se espera que en la medida que la producción argentina requiera más innovación, crecerá la demanda de doctores. Para cuando llegue ese momento el país deberá tener los recursos humanos preparados para dar respuestas. Es por ello se piensa en doctores para el país y no solamente doctores para el CONICET.



Programa +VALOR.DOC

Sumar doctores al desarrollo del país

A través de esta iniciativa nacional, impulsada por el CONICET y organismos del Estado, se amplían las posibilidades de inserción laboral de profesionales con formación doctoral

El programa +VALOR.DOC bajo el lema "Sumando Doctores al Desarrollo de la Argentina", busca vincular los recursos humanos con las necesidades y oportunidades de desarrollo del país y fomentar la incorporación de doctores a la estructura productiva, educativa, administrativa y de servicios.

A partir de una base de datos y herramientas informáticas, se aportan recursos humanos altamente calificados a la industria, los servicios y la gestión pública. Mediante una página Web, los doctores cargan sus curriculum vitae para que puedan contactarlos por perfil de formación y, de esta manera, generarse los vínculos necesarios.

Con el apoyo del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva, este programa tiene como objetivo reforzar las capacidades científico-tecnológicas de las empresas, potenciar la gestión y complementar las acciones de vinculación entre el sector que promueve el conocimiento y el productivo.

+VALOR.DOC es una propuesta interinstitucional que promueve y facilita la inserción laboral de doctores que por sus conocimientos impactan positivamente en la sociedad.

Para conocer más sobre el programa www.masVALORDoc.conicet.gov.ar.



Ciencia Tecnología Innovación

34 CENTROS DE INVESTIGACIÓN PROPIOS, ASOCIADOS, VINCULADOS O EN RED

INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

- CARRERA DEL INVESTIGADOR CIENTÍFICO Y TECNOLÓGICO
- CARRERA DEL PERSONAL DE APOYO A LA INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO
- PROGRAMA DE BECAS
 - Becas de entrenamiento para alumnos universitarios
 - Becas de estudio
 - Becas de perfeccionamiento
- SUBSIDIOS
 - Para la Realización de Reuniones Científicas y Tecnológicas y Asistencia a Reuniones
 - Para Publicaciones Científicas y Tecnológicas
 - Para Proyectos de Investigación de Interés Provincial

INNOVACIÓN, TRANSFERENCIA TECNOLÓGICA Y CULTURA EMPREDEDORA

- PROGRAMA DE MODERNIZACIÓN TECNOLÓGICA
- PROGRAMA EMPRECIC
- CRÉDITO FISCAL
- PROGRAMA DE FORMACIÓN DE FORMADORES EN EMPRENDEDORISMO

 [comisioendeinvestigaciones.cientificas](https://www.facebook.com/comisioendeinvestigaciones.cientificas)

www.cic.gba.gov.ar