



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Facultad de Ciencias Experimentales

Trabajo Fin de Grado

Tectónica de placas y riesgos geológicos

Alumno: Raquel Delgado Ocaña

Julio, 2017



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Facultad de Ciencias Experimentales



Trabajo Fin de Grado

Tectónica de placas y riesgos geológicos

Alumno: Raquel Delgado Ocaña

Una firma manuscrita en tinta negra que dice "Raquel Delgado Ocaña". La firma está escrita de manera fluida y se encuentra dentro de un recuadro rectangular con un borde negro.

Julio, 2017

ÍNDICE

1. RESUMEN / ABSTRACT.....	3
2. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS.....	4
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	5
3.1. Estructura interna de la Tierra.....	5
3.1.1. Corteza.....	5
3.1.2. Manto.....	6
3.1.3. Núcleo.....	7
3.2. Teoría de la tectónica de placas.....	8
3.2.1. Tipos de bordes de placas litosféricas.....	10
3.2.2. Bordes convergentes.....	11
3.2.3. Bordes divergentes.....	13
3.2.4. Bordes transformantes.....	14
4. RIESGOS GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA TECTÓNICA DE PLACAS.....	15
5. RIESGO SÍSMICO. PRINCIPALES TERREMOTOS A NIVEL MUNDIAL.....	17
5.1. Terremoto del norte de Sumatra, Indonesia (Islas Andamán), (2004).....	19
5.1.1. Antecedentes.....	19
5.1.2. Procesos geológicos.....	22
5.1.3. Análisis de daños y contexto socioeconómico.....	24
5.1.4. Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.....	26

5.2. Terremoto de L'Aquila, Italia (2009).....	29
5.2.1. <i>Antecedentes.....</i>	30
5.2.2. <i>Procesos geológicos.....</i>	31
5.2.3. <i>Análisis de daños y contexto socioeconómico.....</i>	33
5.2.4. <i>Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.....</i>	34
 6. RIESGO VOLCÁNICO. PRINCIPALES ERUPCIONES VOLCÁNICAS A ESCALA GLOBAL.....	36
 6.1. Erupción volcánica del volcán Krakatoa (1883).....	38
6.1.1. <i>Antecedentes.....</i>	39
6.1.2. <i>Procesos geológicos.....</i>	41
6.1.3. <i>Análisis de daños y contexto socioeconómico.....</i>	41
6.1.4. <i>Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.....</i>	43
 7. CONCLUSIONES.....	44
 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y OTRAS FUENTES USADAS.....	45

1. RESUMEN.

Este trabajo se centra en el estudio de los riesgos geológicos causados por los procesos asociados a los bordes de las placas litosféricas, que dan lugar a sismicidad y vulcanismo relacionados con el movimiento relativo de las mismas.

A lo largo del trabajo, se han buscado cuáles son las localizaciones donde se concentra la mayor actividad sísmica y volcánica a escala global, junto con sus diferentes niveles de peligrosidad en cada uno de los mismos. Para ello, hemos elaborado un listado de las principales erupciones y terremotos que han ocurrido a nivel mundial a lo largo de la historia de la humanidad y, a partir de esto, se han analizado en profundidad algunos de los ejemplos más significativos, estudiándose los antecedentes de los mismos, su contexto geológico, el análisis de pérdidas económicas y humanas, y la aportación de conocimientos para mitigar y prevenir sus efectos.

Por último, se concluirá resaltando la importancia de estos estudios, que nos serán útiles para llegar a la conclusión de la distribución que tienen los terremotos y volcanes en la Tierra, cuáles son los factores principales que determinan los daños generados, su predicción y las posibles formas de mitigar el daño que causen.

ABSTRACT.

This work focuses on the study of the geological hazards caused by the movements associated with the boundaries of the lithospheric plates, which trigger earthquakes and volcanoes as they move.

Throughout the work, we have searched for the locations where the most significant seismic and volcanic activity is concentrated, together with their different levels of risk in each one of them. To this end, we have drawn up a list of the major eruptions and earthquakes that have occurred throughout the history of mankind and, from this, we have analyzed in depth some of the most significant examples, studying the antecedents. The geological context, the analysis of economic and human losses, and the contribution of knowledge to mitigate and prevent its effects.

Finally, we will conclude by highlighting the importance of these studies, which will become useful for us to conclude the distribution of earthquakes and volcanoes on Earth surface, what are the main factors that control them, their prediction, and the mitigation strategies to reduce the damage they can cause.

1. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS.

La Teoría de la Tectónica de Placas supone una decisiva revolución en el campo de la Geología. Esta teoría nos ofrece una nueva forma de entender la Tierra y de interpretar los procesos geológicos a gran escala que afectan a la corteza terrestre, deformándola y/o destruyéndola. Los terremotos y volcanes no se encuentran dispuestos en la Tierra de forma aleatoria, sino que la mayor parte de ellos están localizados coincidiendo con los bordes de las diferentes placas tectónicas que la componen, de forma que pueden ser analizados y estudiados, con el objeto de avanzar en el conocimiento de las metodologías para su predicción y la prevención de los daños que causan (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

Algunas de las catástrofes más importantes de la humanidad están asociadas a estos fenómenos. Los terremotos y los volcanes suponen riesgos geológicos muy graves que afectan a muchas personas y a sus bienes en todo el planeta. Estos riesgos son muy importantes ya que presentan graves dificultades en su predicción y por tanto, en la toma de decisiones para evacuar las zonas o tomar medidas de prevención (Keller y Blodgett, 2007).

En este trabajo se realizará una revisión e investigación bibliográfica sobre los riesgos sísmicos y volcánicos y su relación con la Tectónica de Placas. En este contexto, conviene conocer las regiones geográficas globales con mayor probabilidad de sufrir riesgo sísmico y volcánico, así como, si en ellas existen métodos para mitigar y paliar los daños causados por los efectos de los mismos.

Estudiaremos la distribución mundial de los terremotos y volcanes, clasificándolos y más tarde centrándonos en algunos de los que más repercusión han tenido a escala mundial. Con ello, se pretende ver qué conexiones y relaciones existen entre la tectónica de placas y los mecanismos que los generan.

El motivo principal de la elección de este tema en el desarrollo del trabajo, se basa principalmente en el interés que despierta en mi persona, así como, por la estrecha relación que tiene el mismo con los estudios realizados a lo largo del Grado y posterior carrera profesional.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.

3.1. Estructura interna de la Tierra.

La Tierra presenta una estructura interna dividida en diferentes capas que la caracterizan. En este apartado, nos vamos a centrar en la estructura interna de la Tierra, también llamada Geosfera.

La Geosfera es la parte de nuestra esfera terrestre que está formada por los diferentes metales y rocas que se pueden encontrar tanto en estado sólido como fundido y que, a su vez, se encuentra dividida en capas: corteza, manto y núcleo. Cuando se produjo la formación de La Tierra, la segregación de los materiales que componen a la misma, produjo una ordenación por características químicas y densidad.

El conocimiento de la estructura interna es indispensable para conocer los fenómenos geológicos que se producen en la misma, como son la formación de rocas y montañas y procesos como el vulcanismo y los terremotos (Alvarado et al., 2003).

3.1.1. Corteza.

La corteza es la capa más externa y superficial de la Tierra, se encuentra en contacto con la atmósfera y la hidrosfera. En ella, se diferencian dos tipos por su composición química y características físicas: la corteza continental y la corteza oceánica.

La corteza continental es la capa de mayor espesor, aproximadamente 35 – 40 kilómetros, aunque puede alcanzar los 70 kilómetros en las regiones montañosas. Es una corteza que tiene una composición relativamente poco homogénea, en la cual tienen lugar numerosos procesos relacionados con la tectónica de placas,

especialmente de origen magmático. Está constituida por unos materiales geológicos rocosos muy antiguos, cuya edad puede superar los 4.000 millones de años. Las rocas de la corteza tienen una densidad media de $2,7 \text{ g/cm}^3$ (Tarbuck y Lutgens, 2008).

Por otra parte, la corteza oceánica presenta un espesor menor que la corteza continental, aproximadamente de 7 kilómetros. En general, está formada por rocas más jóvenes, cuya edad oscila entre los 180 millones de años aproximadamente, que presentan una mayor densidad media de 3 g/cm^3 . A su vez, la corteza oceánica se divide en tres capas: la más superficial de ellas está formada por sedimentos y por rocas volcánicas; la intermedia está formada por rocas máficas y volcánicas y la inferior por rocas ultramáficas (Alvarado et al., 2003).

La corteza oceánica se localiza bajo el mar, aunque hay excepciones constituidas por islas volcánicas como Islandia, que se encuentra por encima del nivel del mar (Tarbuck y Lutgens, 2013).

3.1.2. *Manto.*

Por debajo de la corteza terrestre se encuentra otra capa, el manto, que es la intermedia, ocupando un 84% del volumen de la esfera planetaria y alcanzando los 2.900 kilómetros de profundidad. Está constituido por óxidos de magnesio, de hierro y de silicio en formaciones rocosas muy densas. La peridotita es la roca predominante en el manto. Tiene grandes diferencias con la corteza y es principalmente debido a las características químicas que presentan ambos, lo que da lugar a la discontinuidad de Mohorovicic. Aquí, la velocidad de las ondas sísmicas aumenta debido a que los materiales presentan una densidad y presión muy alta. Se divide en dos partes: el manto superior y el manto inferior (Gallart, 2003).

El manto superior se extiende desde la discontinuidad de Mohorovicic hasta los 650 kilómetros de profundidad. Las ondas sísmicas atraviesan el manto superior a una velocidad mayor que en la corteza, aproximadamente de 8 km/s. Se produce a pocos kilómetros de profundidad una disminución de la misma en la velocidad de las ondas sísmicas longitudinales (ondas P) y una mayor velocidad de las

ondas transversales (ondas S), lo que significa que la velocidad de las ondas sísmicas tiene que ver con la densidad y el estado sólido o semifundido del manto. En cuanto a su composición mineralógica, el manto superior está formado en su mayor parte por rocas ultrabásicas (Alvarado et al., 2003). Se divide en tres capas:

- El manto litosférico: parte rígida superior del manto de 100 km de espesor medio.
- La astenosfera: parte blanda y dúctil que alcanza los 410 km de profundidad, donde las rocas se encuentran parcialmente fundidas.
- La zona de transición: entre los 410 y los 650 km, caracterizada en la parte superior por un aumento brusco de la densidad debido a un cambio en la fase mineral (Tarbuck y Lutgens, 2013).

Por otra parte, se encuentra el manto inferior que va desde los 650 km hasta los 2900 km. Es más compacto y denso que el superior debido a un aumento de presión. En el límite con el núcleo externo se encuentra la capa D'' (Tarbuck y Lutgens, 2008).

3.1.3. Núcleo.

El núcleo se corresponde a la parte más interna de la Tierra. Está formado por hierro y níquel, aunque en menores proporciones se pueden encontrar también oxígeno, silicio y azufre. En él se alcanzan unas presiones y temperaturas muy superiores (de 6.000°C), ya que genera el calor interno de la Tierra y es el causante del campo magnético de la misma por la circulación de corrientes eléctricas. A su vez está dividido en núcleo externo y núcleo interno.

El núcleo externo presenta temperaturas que pueden alcanzar hasta los 6.000°C y su composición es principalmente hierro y níquel fundido. Tiene un espesor de 2.270 km y su límite inferior se sitúa a unos 5.200 kilómetros de profundidad. Las ondas S no atraviesan el núcleo externo y las ondas P disminuyen su velocidad, además, en él se producen numerosas corrientes de convección.

El núcleo interno es una esfera sólida con un radio de 1.216 km y que se encuentra a temperaturas muy elevadas. Se encuentra en estado sólido debido a la enorme presión, y está formado también por hierro y níquel. En su límite

superior se encuentra la discontinuidad de Lehmann. Presenta una densidad de 14 g/cm^3 (Gallart, 2003).

3.2. Teoría de la tectónica de placas.

La teoría de la tectónica de placas explica y describe la estructuración de la litosfera y los diferentes movimientos que se producen en las placas tectónicas durante su movimiento por el manto terrestre. Además, también da respuesta a la formación de orogenias o cadenas montañosas, así como al origen de volcanes y terremotos en puntos concretos de la geografía (Alfaro et al., 2013).

Es la primera teoría que da a conocer los diversos procesos que tuvieron lugar en la superficie de la Tierra, incluidos la formación de las cuencas oceánicas y continentes. Además, gracias a ella, hoy en día se puede explicar la distribución de los terremotos, cinturones montañosos y volcanes. Según la tectónica de placas, la capa externa de la Tierra es rígida (litosfera) y se encuentra por encima de la astenosfera. Está dividida en siete fragmentos de gran tamaño además de otros de tamaño más pequeño llamados placas tectónicas, que se encuentran en movimiento, cambiando a su vez de forma y tamaño (Anguita, 1995).

Para poder entender mejor esta teoría, debemos remontarnos a una forma anterior de nuestro planeta. La distribución de continentes y océanos en la Tierra no se encontraba dispuesta tal y como la conocemos hoy en día, ya que existía un único supercontinente denominado Pangea, que se formó hace 300 millones de años aproximadamente y, posteriormente se fragmentó por el movimiento de las placas tectónicas. Existen dos teorías fundamentales que nos ayudan a conocerla mejor: la teoría de la deriva continental y la teoría de la expansión del fondo oceánico (Tarbuck y Lutgens, 2008).

La teoría de la deriva continental fue propuesta por el meteorólogo y geofísico alemán Alfred Wegener en el año 1912. Lo que se formulaba en ella era la idea de que los continentes actuales estaban encajados como piezas de puzzles en el pasado a cada lado del océano Atlántico, en África y en Sudamérica, formando un supercontinente llamado Pangea y, que este comenzó a separarse hace unos 200 millones de años, por lo tanto, cada fragmento emigró entonces a su posición actual en la Tierra.

Por otra parte, la teoría de expansión del fondo oceánico fue propuesta por el geólogo estadounidense Harry Hammond Hess en 1962, ampliando y mejorando la teoría de la deriva continental. Esta teoría, es aceptada en la actualidad y trata de la expansión de los fondos oceánicos a través de las dorsales oceánicas en las cuales se forma la corteza oceánica debido a la actividad magmática (Tarbuck y Lutgens, 2013).

Estas dos teorías dieron lugar a la que hoy en día conocemos como la Teoría de la tectónica de placas o tectónica global, propuesta en el año 1968.

La teoría de la tectónica de placas se apoya en:

- La distribución a nivel global de los terremotos y su relación con los bordes de las placas tectónicas.
- El grosor de los sedimentos de los fondos de las cuencas submarinas formadas y su correspondiente edad.
- La formación de cadenas de islas que se encuentran sobre puntos calientes y son un foco de referencia que nos permiten saber la dirección en el movimiento de las placas tectónicas (Tarbuck y Lutgens, 2008).

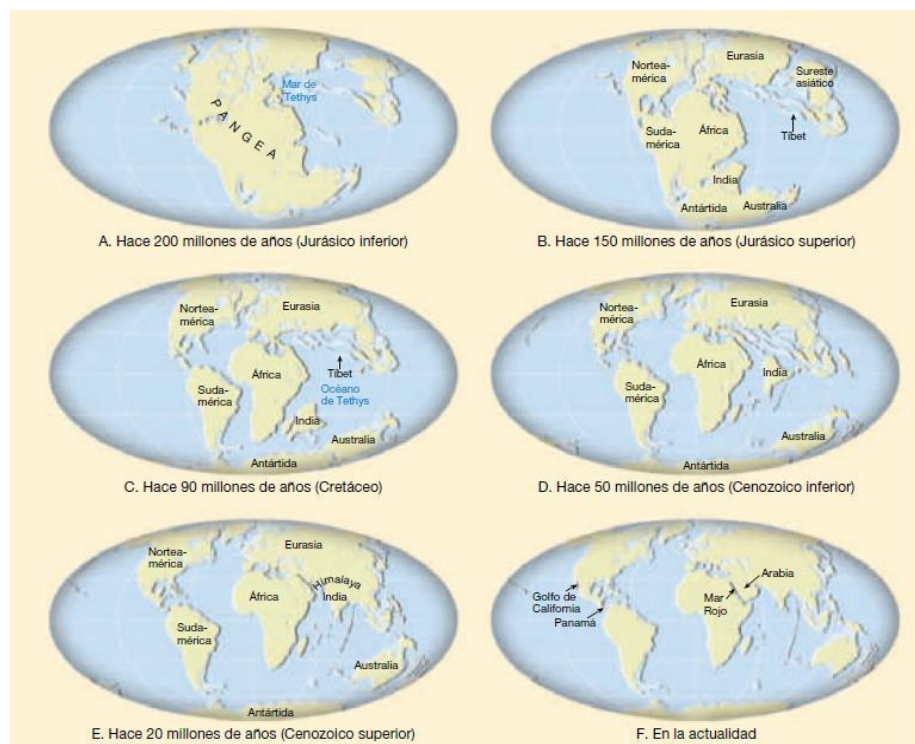


Figura 1. Se muestra la fragmentación del supercontinente Pangea a lo largo de un periodo de tiempo de más de 200 millones de años. Tomado de: (Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K., 2008).

3.2.1. *Tipos de bordes de placas litosféricas.*

La litosfera abarca la corteza y la zona más superficial y externa del manto. Presenta un espesor de 50 – 100 kilómetros aproximadamente. Está fragmentada en una serie de bloques de gran rigidez y tamaño que se denominan placas litosféricas o placas tectónicas, que sufren un desplazamiento a través del manto (que se encuentra parcialmente fundido) y en cuyos bordes se producen fenómenos de creación y destrucción de la litosfera asociados a fenómenos geológicos como magmatismo, fallas (falla de San Andrés), movimientos sísmicos, formación de orogenias (Apeninos, Alpes, Andes, Himalaya), vulcanismo (cinturón de fuego del Pacífico), etc.

La zona donde dos placas limitan es denominada límite o borde de placa. Las placas tectónicas se desplazan a velocidades muy pequeñas por año, por ejemplo 2 cm/año, y se cree que este desplazamiento es generado por las corrientes de convección que se producen debido a que los materiales del manto cuando se calientan, pierden densidad y tienen el poder de ascender hacia la superficie, provocando su enfriamiento y su retorno a las zonas con mayor temperatura, creando un circuito de movimiento en las placas (Tarbuck y Lutgens, 2008).

Las principales placas tectónicas son las siguientes:

- Placa Sudamericana: cubre toda la zona del continente sudamericano además del océano Atlántico.
- Placa Australiana o Indoaustraliana: se trata de una placa que abarca el continente indio, Australia, gran parte del este del océano Índico y se puede llegar a extender hasta Nueva Zelanda.
- Placa Euroasiática: se encuentra cubriendo la mayor parte de Eurasia.
- Placa Norteamericana: se encuentra cubriendo toda América del Norte, Cuba, el Mar Caribe, una parte del Ártico y gran parte del Atlántico Norte.
- Placa del Pacífico: se trata de una placa muy extensa que ocupa casi todo el océano Pacífico, es muy característica por las formaciones de puntos calientes que dieron lugar a las islas Hawai.
- Placa Antártica: se encuentra cubriendo la Antártida.

- Placa Africana: se encuentra cubriendo el continente africano hasta la dorsal mesoatlántica.

Además de las placas principales, existen otras placas, algunas de ellas enormemente activas, como la Placa de Cocos, la Placa de Nazca, la Placa Juan de Fuca, etc. y otras microplacas como la Placa de Panamá, la Placa de los Andes del Norte, la Placa de las Pascua, entre otras (Tarbuck y Lutgens, 2013).

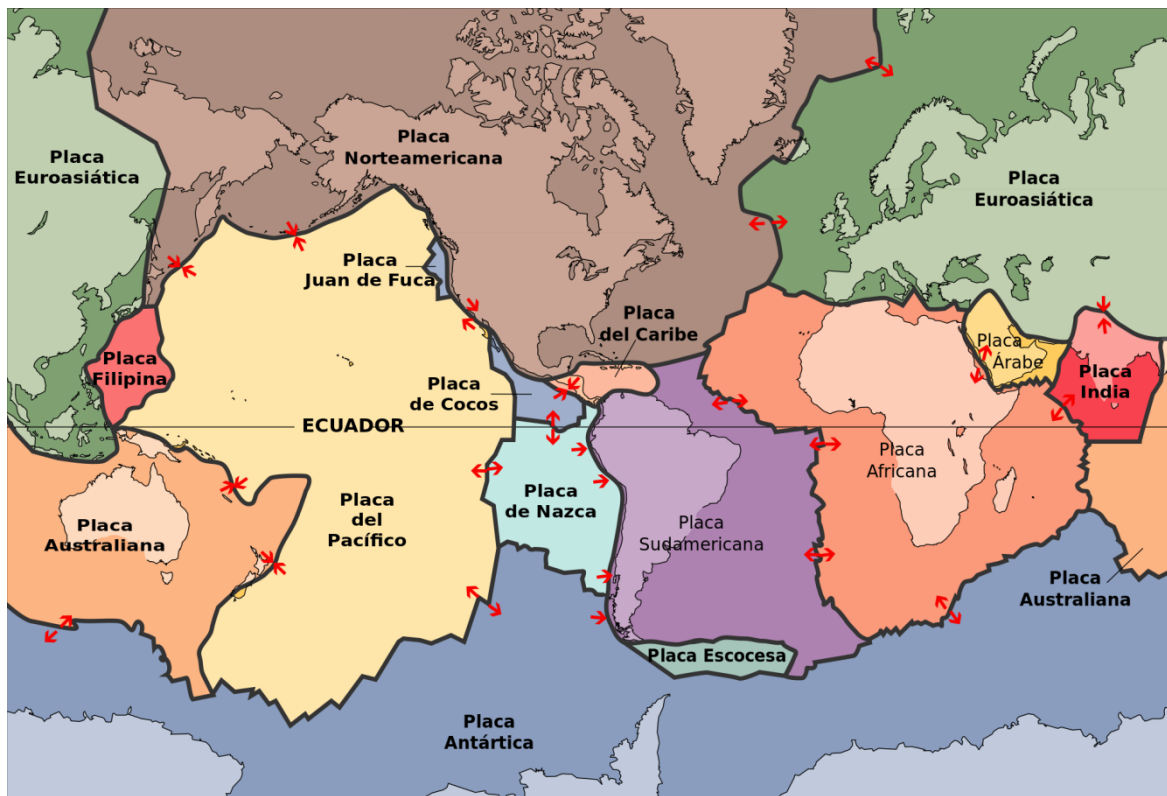


Figura 2. En la imagen adjunta se muestra la distribución de las principales placas tectónicas y los contactos entre las mismas marcados por las flechas rojas, las cuales indican su dirección y sentido de movimiento. Tomada de: US Geological Survey.

3.2.2. Bordes convergentes.

Los bordes de placa convergentes, también denominados bordes de subducción o bordes destructivos, se producen cuando dos placas convergen una frente a otra, produciéndose un deslizamiento de una placa por debajo de la otra. Esta subducción es producida porque la placa oceánica presenta una mayor densidad que la placa continental y por lo tanto es arrastrada por debajo de la continental en un proceso denominado subducción (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

Se pueden distinguir varios tipos de bordes convergentes en función del tipo de placa que intervenga en los mismos:

- **Convergencia oceánica – continental:** tiene lugar cuando se produce el choque entre dos placas, una con corteza continental y otra con corteza oceánica, por lo que se produce la subducción de la litosfera oceánica, (que subduce hasta el manto, transportando una gran cantidad de sedimentos y agua) bajo la litosfera continental, que queda flotando en la superficie. Este tipo de convergencia es la causante de la formación de numerosos volcanes que existen en los continentes, como por ejemplo la Cordillera de los Andes en Norteamérica que es el resultado de los magmas que se generaron por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Otra formación importante es el monte Santa Helena, que se trata de un estratovolcán que se encuentra activo situado en la Cadena de las Cascadas en el NW de Estados Unidos (Tarbuck y Lutgens, 2008).
- **Convergencia oceánica – oceánica:** tiene lugar cuando dos placas oceánicas chocan entre sí, produciéndose la subducción de una de las placas por debajo de la otra. Se produce la fusión de parte de la placa que subduce, con formación de un magma que atraviesa la corteza hasta la superficie dando lugar a procesos volcánicos, lo que finalmente puede culminar con la formación de cadenas de islas o arcos de islas volcánicas cuando la subducción se mantiene en el tiempo. Algunos ejemplos de arcos islas son las islas Marianas, las Aleutianas, el Arco de las Antillas Menores en el Atlántico, etc. La mayoría de ellas se encuentran ubicadas en el océano Pacífico.
- **Convergencia continental – continental:** se produce cuando una placa oceánica que contiene corteza continental, choca contra otro bloque de placa continental. Dado que ambos se encuentran flotando en la astenosfera por su baja densidad, se producirá por tanto, una colisión de los mismos bloques. Así pues, dicha colisión dará lugar a un plegamiento y a la deformación de sedimentos acumulados en los márgenes continentales originando una cordillera montañosa formada por rocas de tipo sedimentario y metamórfico. Este fue el caso que dio lugar a la

formación del Himalaya cuando se produjo la colisión del continente de India contra la placa Euroasiática. Otras orogenias que se han formado debido a esta convergencia son los Alpes, los Pirineos y los Montes Urales (Tarbuck y Lutgens, 2013).

3.2.3. *Bordes divergentes.*

Los bordes divergentes también se conocen con el nombre de bordes de placa constructivos, ya que en ellos se genera litosfera. También se denominan centros de expansión, ya que es en estos bordes donde se produce la expansión del fondo oceánico. En ellos, las placas divergen y en las fracturas producidas, se introduce roca fundida que asciende desde el manto (la astenosfera) por procesos de magmatismo y con ello se crea nueva litosfera, por el enfriamiento y la formación de las rocas (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

En los bordes divergentes, se produce una elevación del fondo oceánico dando lugar a una dorsal oceánica, en la cual el eje del rift (valle central) marca un límite establecido por las dos placas y es donde tiene lugar la formación de nueva corteza oceánica que va a incorporarse posteriormente a cada una de las placas. El mecanismo que actúa a lo largo de las dorsales oceánicas y que genera el nuevo fondo oceánico se denomina expansión del fondo oceánico.

Estos bordes llevan asociados actividad sísmica por lo general de poca intensidad y volcánica muy activa; en las dorsales tiene lugar un intenso vulcanismo y en las fallas asociadas se dan algunos terremotos. Uno de los bordes divergentes más importantes actualmente es la dorsal del Centroatlántica que está produciendo el alejamiento entre Europa y África con los continentes de América del Norte y del Sur, a una velocidad de entre 2,3 y 3,5 centímetros por año (Tarbuck y Lutgens, 2013).

En este tipo de bordes también hay que destacar la formación del Gran Valle de Rift, que comenzó a formarse hace aproximadamente 25 millones de años en África. Su génesis se debe a procesos divergentes en los cuales se produce separación de las placas tectónicas, creando un sistema de fallas normales que da lugar a terremotos y emisiones de lava (Tarbuck y Lutgens, 2008).

3.2.4. Bordes de falla transformantes.

Los bordes transformantes también se denominan bordes de falla pasivos, en ellos se produce un desplazamiento lateral de las placas, una respecto a la otra sin que se produzca o se destruya la litosfera. Las fallas transformantes más activas en la actualidad se caracterizan porque unen a los dos segmentos de la dorsal. Son zonas con un desplazamiento de gran magnitud, donde además, se generan numerosos terremotos de foco superficial.

La falla transformante más conocida actualmente es la falla de San Andrés, que se encuentra en California y que tiene una longitud de unos 1300 kilómetros aproximadamente. En ella se producen infinidad de terremotos por el movimiento de la placa Norteamericana y la placa del Pacífico. Se estima que su deslizamiento lateral es de unos 25 mm/año. Como consecuencia de este movimiento, se han registrado numerosos movimientos sísmicos, entre los que destaca el que ocurrió en San Francisco en el año 1906 de 7,2 grados en la escala Richter (Tarbuck y Lutgens, 2013).

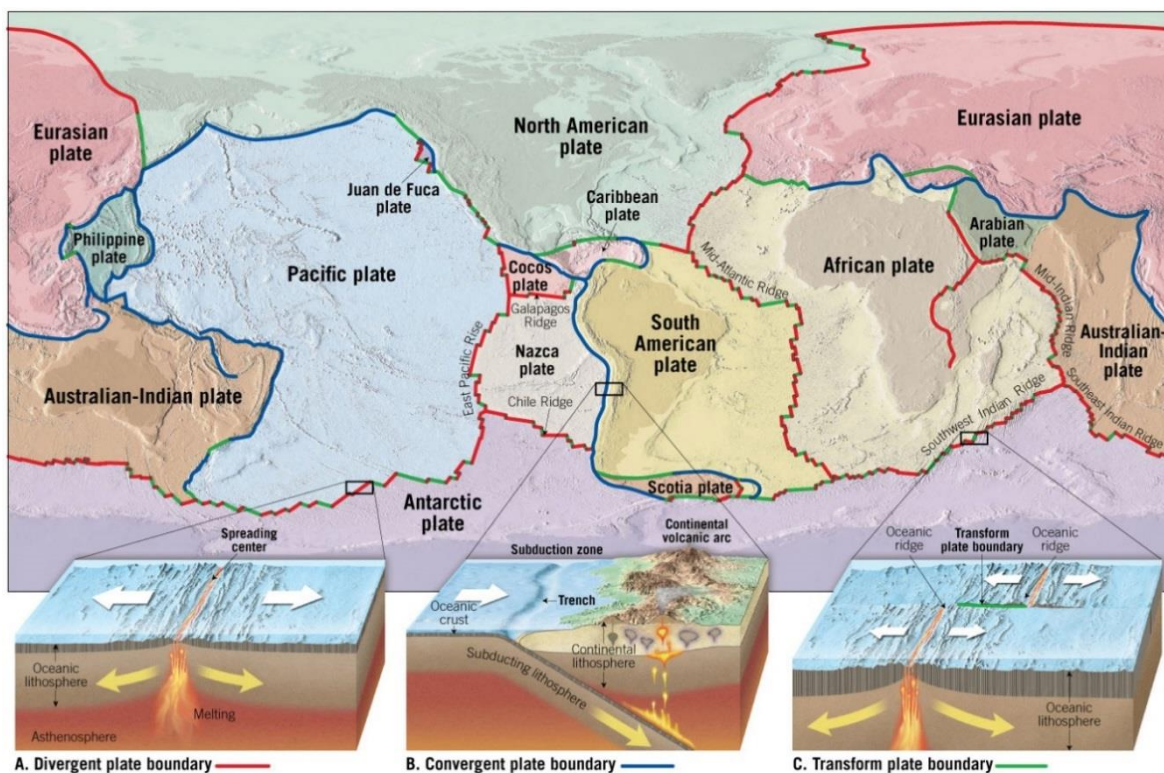


Figura 3. En la figura se muestra un ejemplo de cada tipo de movimiento (convergente, divergente y transformante) asociados a los límites de placa. Tomado de: (Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K., 2013).

4. RIESGOS GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA TECTÓNICA DE PLACAS.

Se entiende por riesgo geológico “todo proceso, situación o suceso en el medio geológico, natural, inducida o mixta, que pueda generar un daño económico o social para alguna comunidad, y en cuya predicción, prevención o corrección han de emplearse criterios geológicos” (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002, p. 176).

Los riesgos geológicos representan numerosas amenazas para las actividades humanas. Se producen por eventos naturales que proceden de la dinámica externa e interna de la Tierra y por ello podemos distinguir procesos de origen interno y externo. En el caso de los riesgos geológicos asociados a tectónica de placas, corresponden a riesgos de origen interno, es decir, aquellos que se originan en el interior de la Tierra. Muchos de ellos, se encuentran en los cinturones sísmicos y volcánicos, en las zonas donde encontramos las dorsales oceánicas, arcos insulares, cadenas montañosas, etc. En el interior de estos cinturones, hay actividad sísmica asociada de forma muy dispersa y, por lo tanto, se relacionan con zonas de fallas activas, mientras que el vulcanismo es muy escaso y se concentra en zonas oceánicas y continentales (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

El vulcanismo consiste en la expulsión desde el interior de la Tierra hasta la superficie de materiales procedentes del manto, como pueden ser rocas fundidas, productos gaseosos, fumarolas, cenizas, etc. Los principales riesgos que ocasiona el vulcanismo son los flujos de lava, la expulsión de piroclastos y las nubes de cenizas además de los riesgos secundarios tales como flujos de lodo, la sismicidad y movimientos de laderas.

El análisis de la distribución mundial de los volcanes muestra que la mayoría de ellos se encuentran en los cinturones sísmicos, aunque también están presentes en las zonas oceánicas y continentales que se encuentran limitadas por esas franjas. Destaca principalmente el cinturón de fuego del Pacífico, sobre todo la parte de Asia y Oceanía, donde se concentra una actividad volcánica activa superior al 80%. El resto de los volcanes del planeta están situados en las dorsales oceánicas, en el Caribe, África, Mediterráneo, Asia central y también hay algunos en relación con fallas transformantes. En definitiva, todo esto lleva a afirmar que existe una relación entre el magmatismo y la tectónica global, ya que

los volcanes se encuentran asociados a los distintos tipos de bordes de placas (Papale y Shroder, 2014).

La sismicidad consiste en una liberación abrupta de tensiones y descarga de energía que se ha encontrado acumulada durante un tiempo en zonas de falla, muchas de las cuales están ligadas a los bordes de las placas tectónicas y que se propaga en forma de ondas sísmicas por el interior de la Tierra. Hoy en día, las zonas afectadas por terremotos son muchas, pero la generación de estos se encuentra en muchos casos asociada a zonas donde hay contacto entre placas tectónicas. En la superficie, causan notables daños procedentes de los temblores del suelo y vibraciones. Pueden llegar a provocar tsunamis, además de grandes deslizamientos. Por ejemplo, el terremoto de Lisboa en el año 1955, se cobró la vida de 1.000 muertos y generó un gran tsunami que afectó a la costa suroccidental de la Península Ibérica (Wyss and Shroder, 2014).

El análisis de la distribución mundial de los terremotos nos lleva a la conclusión de que un 75% de los terremotos con foco superficial (entre 0 y 70 km de profundidad), un 90% de los de foco intermedio (entre 70 y 300 km de profundidad) y, prácticamente casi todos los de foco profundo (profundidad superior a la de 300 km) tienen lugar en los márgenes de placas que se encuentran en el cinturón de fuego del Pacífico (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002). Esto nos permite llegar a la conclusión de que el origen de los terremotos en esta zona del Pacífico corresponde a esfuerzos compresivos, movimientos horizontales que convergen paralelos a la dirección de la superficie de falla.

Sin embargo, los esfuerzos tensionales, es decir, los movimientos horizontales divergentes, se corresponden con terremotos de foco superficial y se localizan en zonas de fractura es decir, en los ejes de las dorsales oceánicas, en las fallas transformantes y también en las fracturas que hay perpendiculares al eje de la dorsal. En conjunto, el área total del planeta que está expuesta a movimientos de tipo sísmico es de 15 millones de km² (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

Por lo tanto, los riesgos de origen interno se pueden explicar desde el punto de vista de la teoría de la tectónica de placas, ya que la actividad volcánica y sísmica se concentra en las franjas o cinturones que coinciden con los bordes de placa, interaccionando entre ellas, liberando toda la energía mediante movimientos

bruscos, originando los terremotos o por el ascenso de magmas y provocando así la formación de volcanes (Papale y Shroder, 2014).

En los apartados siguientes, se aborda el análisis de terremotos y erupciones volcánicas históricas a escala global, con un listado de las más importantes, de las que se analizarán en detalle dos ejemplos de terremotos (Sumatra y L'Aquila) y otro de erupciones volcánicas (Krakatoa). Se desarrollarán además diversos puntos para conocer a fondo las causas de que los originaron, su contexto geológico, qué daños económicos y pérdidas humanas provocaron y por último, se elaborará una discusión sobre las distintas aportaciones a partir del estudio de otros sucesos relacionados donde se tendrán en cuenta las diferentes medidas que se tomaron frente a los mismos.

5. RIESGO SÍSMICO. PRINCIPALES TERREMOTOS A NIVEL MUNDIAL.

En este apartado, se presenta una relación de los principales terremotos ocurridos a escala mundial, muchos de ellos conocidos porque históricamente han sido considerados los más destructivos y mortales de la historia de la humanidad.

1. Terremoto en Valdivia, Chile. Magnitud 8.5 (16-12-1575).
2. Terremoto en Valparaíso y La Serena (Región de Coquimbo). Magnitud 8.7 (8-7-1730).
3. Terremoto de Lisboa. Magnitud 8.5 (1-11-1755).
4. Terremoto en Benkulu, Sumatra, Indonesia. Magnitud 8.8 (24-11-1833).
5. Terremoto en Arica, Chile. Magnitud 8.5 (13-8-1868).
6. Terremoto en Illapel, Chile. Magnitud 8.8 (15-8-1880).
7. Terremoto de la Costa de Esmeraldas, Ecuador. Magnitud 8.8 (31-1-1906).
8. Terremoto en el borde de Chile y Argentina. Magnitud 8.5 (11-11-1922).
9. Terremoto de Assam, Tíbet. Magnitud 8.6 (15-8-1950).
10. Terremoto de Kamchatka. Magnitud 9 (4-11-1952).
11. Terremoto en Chile. Magnitud 9.5 (22-5-1960).
12. Terremoto en Anchorage, Alaska. Magnitud 9.2 (28-1-1964).
13. Terremoto en la Costa de Perú. Magnitud 8.4 (23-6-2001).

14. Terremoto de Indonesia, Sumatra, Islas Andamán. Magnitud 9.1 (26-12-2004).
15. Terremoto del Norte de Sumatra, Indonesia. Magnitud 8.6. (28-3-2005).
16. Terremoto de las Islas Kuriles. Magnitud 8.3 (15-11-2006).
17. Terremoto de L'Aquila, Italia. Magnitud 6.7 (6-4-2009).
18. Terremoto en Puerto Príncipe, Haití. Magnitud 7. (12-1-2010).
19. Terremoto de Japón. Magnitud 9. (11-3-2011).
20. Terremoto en Lorca, Murcia. Magnitud 5.2 (11-5-2011).
21. Terremoto en las Islas Canarias, España. Magnitud 5.1. (31-3-2013).
22. Terremoto de Iquique, Chile. Magnitud 8.2 (1-4-2014).
23. Terremoto en Canela Baja, Región de Coquimbo, Chile. Magnitud 8.4 (16-9-2015).
24. Terremoto en Amatrice, Italia. Magnitud 6.2 (24-8-2016).
25. Terremoto en Pupúa, Nueva Guinea. Magnitud 7.9 (22-1-2017).

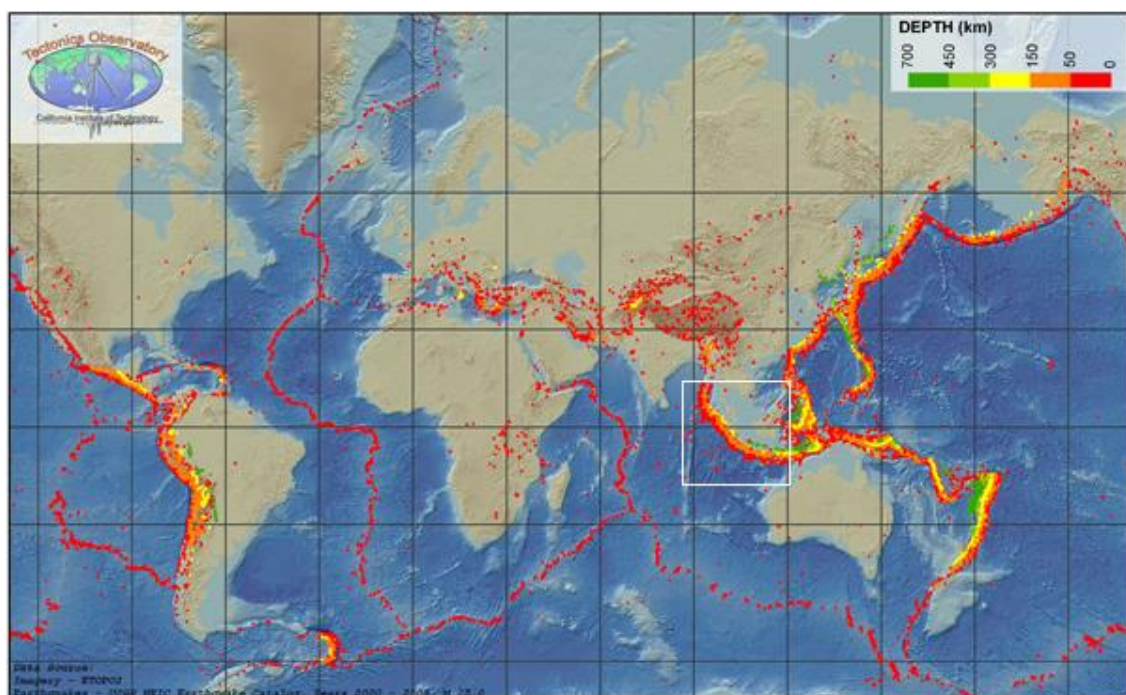


Figura 4. En la figura se muestra la distribución mundial de los bordes con mayor actividad sísmica. Tomado de: California Institute of Technology (Caltech).

http://www.tectonics.caltech.edu/images/sumatra/global_seismicity_final_web.jpg

La información facilitada anteriormente ha sido tomada de las siguientes fuentes:

- Instituto Geográfico Nacional, (IGN). <http://www.ign.es/web/ign/portal>.

- Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica).
<http://www.emdat.be/about>
- (Coppola, 2007).
- (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).
- (Wyss and Shroder 2014).

5.1. Terremoto del norte de Sumatra, Indonesia (Islas Andamán), (2004).

Este terremoto de origen submarino, tuvo lugar en el océano Índico el domingo día 26 de diciembre de 2004 a las 00:58 UTC o 7:58 horas en el tiempo local. Su magnitud fue de 9.3 grados en la escala Richter. Su epicentro fue registrado en la costa de Ao Nang, provincia costera de Krabi, ubicada en Tailandia (Indonesia), a unos 30 kilómetros por debajo del nivel del mar (Dewey et al., 2004).

Como consecuencia, este terremoto originó un gran tsunami muy devastador compuesto de varias olas que impactaron en las costas del océano Índico y que provocaron la muerte de un gran número de personas en muchos países que se encuentran en las costas del océano Índico, ya que las olas de grandes dimensiones (hasta 30 metros) inundaron las costas de todas las islas ubicadas en este océano, afectando mayoritariamente al sur y sureste de Asia. También, fue notada su presencia en la costa este de África (Barthomeuf et al., 2009).

5.1.1. Antecedentes.

Geográficamente, Indonesia está formada por 17.508 islas dispersas y situadas entre el Sudeste Asiático y Oceanía, de las cuales aproximadamente 6.000 islas se encuentran habitadas. Indonesia, desde el punto de vista geológico, se encuentra situada entre los bordes de tres placas tectónicas con una importante actividad sísmica y volcánica; éstas son la Placa del Pacífico, la Placa Indoaustraliana y la Placa Euroasiática, de ahí que se conozca a esta zona como el 'Cinturón de fuego del Pacífico' por la infinidad de catástrofes que ocurren en ella debido al movimiento de sus placas tectónicas. De hecho, Indonesia es una isla con una intensa actividad volcánica y en ella hay numerosos volcanes activos,

entre ellos, los más conocidos por las erupciones más devastadoras; son el Krakatoa, el supervolcán Toba y el Monte Tambora (Dewey et al., 2004).

También cuenta con una gran actividad sísmica, dejando registros de terremotos muy devastadores como el que estudiamos en este epígrafe; el terremoto del norte de Sumatra, Indonesia (Islas Andamán) en el año 2004 y algunos más que mencionaremos a continuación.

El archipiélago de Indonesia sufre una media de 7.000 terremotos al año, pero miles de ellos son de escasa magnitud, produciendo daños muy leves y escasa mortandad. Sin embargo, otros muchos han quedado registrados por los graves daños materiales causados y el número de víctimas mortales y desaparecidos que han dejado a su paso (Coppola, 2007).

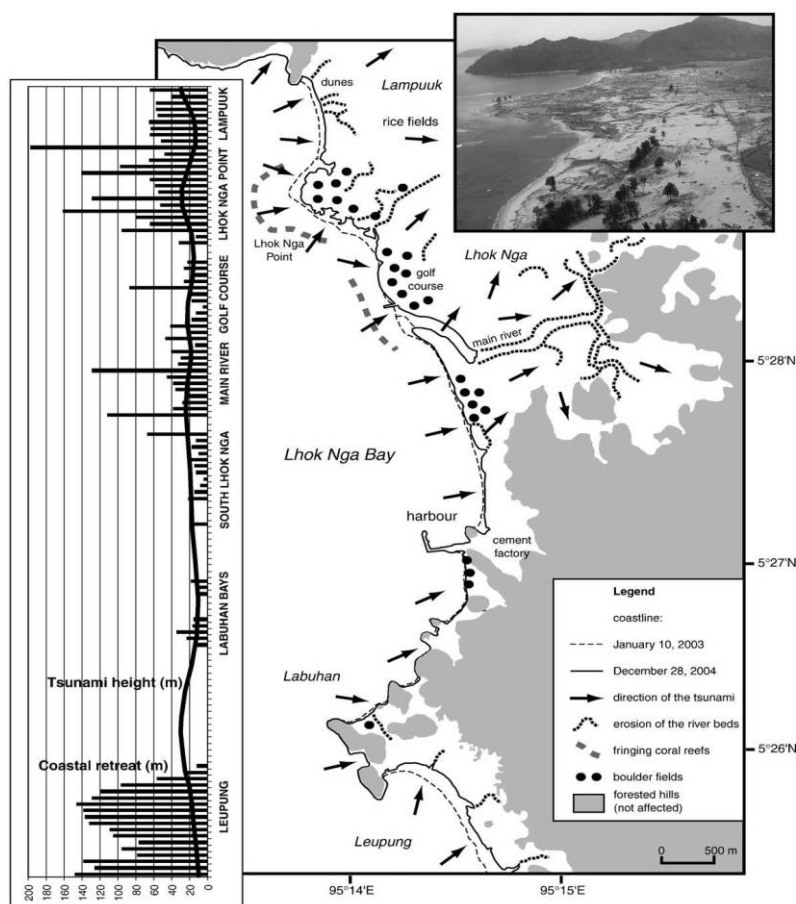


Figura 5. Se muestra el mapa del impacto que provocó el tsunami en la costa de Indonesia. Recuperado de: (Barthomeuf, et al., 2009).

En la siguiente lista, se muestra una recopilación de algunos de los antecedentes de sismos de mayor magnitud y más devastadores, registrados en la península de Indonesia desde el año 1900 hasta nuestros días:

- Terremoto de Bali ocurrido el 20 de Enero de 1917, con una magnitud de 6,6 grados en la escala Richter, provocó deslizamientos y movimientos de las masas de tierra de la zona, además dejó aproximadamente una cifra de 1500 muertes.
- Terremoto de Sumatra ocurrido el 28 de Diciembre de 1935 de 7,7 grados en la escala de Richter, provocó un tsunami en la zona de Sumatra. No dejó heridos ni muertes.
- Terremoto del Mar de Banda ocurrido el 2 de Enero de 1938, de 8,4 grados en la escala Richter, provocó un tsunami en esa zona. No dejó heridos ni muertes.
- Terremoto de Sumatra ocurrido el 8 de Junio de 1943 de 7,2 grados en la escala Richter, provocó un doble sismo en el mismo lugar en un periodo de tiempo muy corto. No dejó heridos ni muertos.
- Terremoto de Sumatra ocurrido el 9 de Junio de 1943 de 7,5 grados en la escala de Richter. Este terremoto se produjo a causa del mencionado anteriormente, como podemos observar, tuvo lugar un día después y en la misma ubicación. No dejó heridos ni muertos.
- Terremoto de Sumba ocurrido el 19 de Agosto de 1977 de magnitud 8,3 grados en la escala de Richter. Este terremoto provocó un tsunami que afectó a la misma zona donde se produjo el terremoto y dejó una cifra de 180 muertos y más de 1.000 heridos.
- Terremoto de Sumatra (Islas Andamán) ocurrido el 26 de Diciembre de 2004, de 9,3 grados en la escala de Richter, que provocó más de 250.000 muertes y miles de heridos y desaparecidos debido a la devastación total de un tsunami que afectó a toda la cuenca oceánica, haciéndose notar también en África.
- Terremoto de Java ocurrido el 26 de Mayo de 2006 de magnitud 6,4 en la escala de Richter, que provocó más de 5.000 muertes y más de 30.000 heridos, además causó graves daños materiales y provocó miles de desplazamientos por los mismos.

- Terremoto de Sumatra ocurrido el 30 de Septiembre de 2009 de 7,6 grados en la escala de Richter que provocó más de 3.000 muertos, miles de heridos y más de 400.000 personas sin hogar a causa de los graves daños causados por un tsunami local.
- Terremoto de la Cuenca de Wharton ocurrido el 11 de Abril de 2012 de 8,6 grados en la escala de Richter, provocó una decena de heridos y muertos, además saltaron las alertas por riesgo de tsunami y conllevó a la aparición de un doble sismo, que se produjo horas después, este segundo, de 8,2 grados.

La información facilitada en este apartado ha sido tomada también de las siguientes fuentes:

- (Dewey et al., 2004).
- Instituto Geográfico Nacional, (IGN). <http://www.ign.es/web/ign/portal>.
- Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica). <http://www.emdat.be/about>
- (Coppola, 2007).
- (EFE, 2012).

5.1.2. *Procesos geológicos.*

Para entender los riesgos o causas geológicas asociadas a este terremoto, debemos recurrir a la Teoría de la Tectónica de Placas y viajar atrás en el tiempo geológico.

La India se separó de la Antártida y se dirigió hacia el norte hasta colisionar con el continente asiático. Fruto de esta colisión se formó la cordillera del Himalaya y la llanura Tibetana, pero también se generó una gran deformación que dio lugar a la formación del sureste asiático, incluyendo la zona de Indonesia. Actualmente, la placa de la India se está moviendo hacia el norte y se extiende hasta la costa de Sumatra, siendo su límite la placa de Birmania (Barthomeuf et al., 2009).

La Placa de Birmania, que se encuentra en el sudeste asiático es una microplaca ubicada entre dos placas, la de la India y la de Sonda. Por una parte, la Placa de Sonda está separada en su margen por una falla transformante, dando lugar a

que se produzca una zona de expansión del fondo oceánico que ha provocado la formación del mar de Andamán, debido a la separación de las islas que se encuentran en esa parte de Asia. Sin embargo, por otra parte la Placa de la India está subduciendo por debajo de la Placa de Birmania provocando una gran actividad sísmica debido a la convergencia de ambas placas y a la acumulación de energía transmitida también por la falla que separa las placas de Sonda y Birmania produciendo un desplazamiento que en el año 2004 originó un gran terremoto (Dewey et al., 2004).

Este sismo se caracterizó por ser de gran magnitud y muy devastador. Pero, la característica principal del mismo radica en que se produce bajo el mar, originado por la ruptura en el fondo marino a causa de la falla. Aquí, la placa superior se arrastra hacia abajo y provoca un efecto rebote en el fondo marino que crea un levantamiento de un gran volumen de agua, es decir, una ola gigante, lo que conocemos con el nombre de ‘tsunami’ (Ghobarah et al., 2004).

Además, este terremoto produjo una serie de réplicas a lo largo de una extensión de 1.200 kilómetros. Los estudios que se realizaron en la zona llevaron a la conclusión de que la ruptura de la falla fue muy grande. El epicentro del terremoto fue ubicado al oeste de Sumatra, aproximadamente a unos 120 kilómetros de distancia y con una profundidad de 30 kilómetros bajo el nivel del mar (Dewey et al., 2004).

En definitiva, este terremoto junto con el ocurrido en Chile el 22 de Mayo de 1960, son dos de los más devastadores sismos de la historia de la humanidad. Ambos provocaron la formación de tsunamis en el océano Pacífico, pero el terremoto de Sumatra generó una mortandad superior (Wyss and Shorder, 2014).

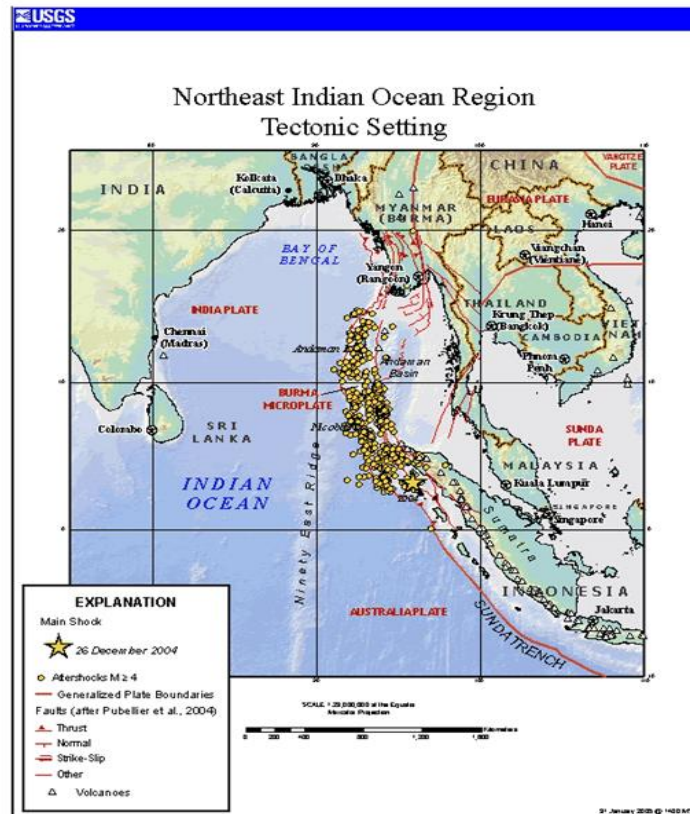


Figura 6. En la figura, se muestra el mapa tectónico correspondiente al océano Índico, donde tuvo lugar el tsunami y en el cual aparecen las placas que dieron lugar al mismo. Tomado de: *US Geological Survey*.

5.1.3. Análisis de daños y contexto socioeconómico.

Este terremoto se produjo en el Océano Índico y provocó un tsunami resultante con olas de hasta 30 metros de altura que afectaron como consecuencia a diversas zonas del área mundial geográfica, entre ellas Indonesia principalmente, Sri Lanka, India, Tailandia, Malasia, Islas Andamán y las Islas Maldivas. El mismo, también se hizo notar en la costa oeste de África.

Las pérdidas humanas fueron innumerables, se estimaron hasta más de 200.000 muertos, miles de personas desaparecidas y otras miles se quedaron desprotegidas sin hogar debido a tan grande tragedia.

Indonesia fue el país que sufrió más pérdidas humanas, aproximadamente 128.000 muertos y más de 37.000 desaparecidos. Medio millón de personas se quedaron sin hogar. Esta zona recibió mucha ayuda por parte de agencias y organizaciones humanitarias que distribuyeron hogares y alimentos para las

personas que habían sobrevivido a este desastre natural. La reconstrucción de toda la zona afectada en Indonesia se estimó en unos 5000 millones de dólares que fueron donados por el gobierno y los países (BBC Mundo, 2005). En Sri Lanka, se contaron hasta 30.000 muertes y 4500 personas desaparecidas. Se superó el medio millón de personas sin hogar, ya que se superó en más de 100.000 el número de viviendas totalmente devastadas. Sri Lanka recibió más de 2.000 millones de dólares por parte de países para volver a construir casas, hoteles, etc. Casi medio millón de personas perdieron su trabajo, sobretudo en el sector turístico, ya que son países con una gran importancia turística.

La costa suroeste de India quedó muy afectada. Se registraron aproximadamente 9000 muertes y casi 100.000 personas fueron trasladadas a centros para que recibieran ayuda. Se destruyeron miles y miles de hogares, centenares de kilómetros de carreteras y una veintena de puentes. Se estima que la reparación de los daños estuvo en torno a los 1.200 millones de dólares.

La costa oeste de Tailandia quedó también muy afectada. Se calculó la muerte de 6000 personas aproximadamente. Y casi 3000 se dieron por desaparecidas. En este caso, el país pidió ayuda para identificar a los fallecidos, pero nunca ayuda económica o humanitaria, por lo tanto no aparecen datos económicos.

Malasia fue otra de las zonas afectadas. En esta zona se produjo un número menor de muertes, aproximadamente 100 personas, pero miles de ellas fueron afectadas directa o indirectamente por el tsunami (Ghobarah et al., 2006).

En las Islas Andamán se produjeron daños principalmente por la contaminación del agua dulce que se utiliza para el regadío con las olas procedentes del tsunami, lo que produjo la devastación de grandes extensiones de cultivo. En cuanto a pérdidas humanas, se registraron hasta 4000 muertes y miles de personas desplazadas. En esta zona el gobierno donó casi 5 millones de dólares para la reconstrucción de muros que protejan a las islas frente a otra catástrofe de índole similar (BBC Mundo, 2005).

Por último, las Islas Maldivas, de las que únicamente 203 están habitadas, sufrieron la destrucción de 20 islas. Aproximadamente 5000 personas se quedaron sin hogar y hubo daños hasta el punto de la devastación de hogares,

zonas turísticas, etc. El gobierno estimó que el coste aproximado para la reconstrucción de las infraestructuras era de 400 millones de dólares. También recibieron ayuda por parte de otros países, pero la cantidad fue siempre inferior a esa cifra.

Otros países con costas en el océano Índico fueron también afectados por el tsunami, como por ejemplo: Birmania, Somalia, Kenia, Tanzania, Islas Seychelles, etc. pero los daños en estas zonas fueron mucho menores que en las zonas anteriormente citadas (Parwanto y Oyama, 2014).



Figuras 7 (A y B). En las figuras adjuntas se muestran algunos de los daños producidos por el tsunami en viviendas familiares, hoteles turísticos. Tomado de: (Ghobarah et al., 2006).

5.1.4. Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.

El terremoto ocurrido en Indonesia fue un fenómeno impredecible que sorprendió a toda la población que fue afectada por sorpresa. Tanto la prevención como la predicción de terremotos son dos aspectos muy importantes a tratar para evitar o reducir que se produzcan pérdidas humanas, económicas y materiales que se producen. La aplicación de ambas medidas fue mínima en este terremoto, ya que lo único “positivo” que tuvo fue despertar el interés para que tomaran medidas de predicción y sobretodo de prevención, para poderlas aplicar en el caso en el que se produjera un futuro fenómeno de características semejantes (Parwanto y Oyama, 2014).

Si hubieran existido las medidas predictivas y preventivas necesarias, miles de personas se habrían salvado por la posible existencia de un sistema de alarma temprana, que avisara con antelación de la gran catástrofe que se iba a producir. Sin embargo, aunque se hubiera tenido conciencia del peligro al que estaban expuestos, tampoco se habría podido alertar a los otros países y costas que se vieron afectados, básicamente porque no existía ningún sistema de alerta de tsunamis en el océano Índico (Parwanto y Oyama, 2014). Establecer medidas de carácter preventivo y predictivo en estos países es muy complicado, ya que son países en vías de desarrollo y con un escaso poder económico y bajo nivel social, por lo que no disponen de los medios necesarios para ello, ya que los sistemas de alarma temprana son infraestructuras muy caras y complejas (Ghobarah et al., 2006).

Una característica a resaltar es que hubo muchos testimonios por parte de personas que observaron días antes de producirse la gran catástrofe como el mar comenzaba a retraerse a gran velocidad y cómo los animales terrestres y las aves huían despavoridos presagiando lo que iba a ocurrir en días posteriores, pero estos testimonios no fueron tenidos en cuenta por las autoridades debido a la falta de cultura de muchos. Cuando ocurrió el tsunami, no hubo tiempo para protegerse frente a él ni para ponerse a salvo, por lo que hubo un gran número de muertes e infinidad de daños materiales (Ai, et al., 2016).

Un año después de que se produjera esta gran tragedia, se establecieron por parte de la UNESCO sistemas de aviso y alerta de tsunamis por el Océano Índico. Empezaron a funcionar en el año 2011 y son de gran eficacia ya que han respondido positivamente a los tres simulacros que se han realizado en los años anteriores, concretamente en 2009, 2011 y 2014.

A día de hoy, se ha avanzado mucho en cuanto a las medidas impuestas para mitigar los desastres de esta región, aunque se insiste que se necesita seguir potenciando la prevención y la alerta temprana para los países que tengan un alto riesgo de sufrir terremotos. Por ejemplo, en el año 2007, en Indonesia se aprobó una ley para la prevención de riesgos y su gestión y, poco después del tsunami, en Tailandia se estableció un departamento para la prevención de desastres, en

el cual se coordinan los sistemas de alarma y se ponen de manifiesto las rutas de evacuación en el caso de que ocurriera un desastre en el futuro.

El gobierno de la India, puso en marcha un sistema de alarma que avisara mediante mensajes de texto a los móviles que se encuentren en ciertas áreas sobre la posibilidad de una nueva catástrofe. En otros países como Sri Lanka y Camboya se creó un centro de gestión de desastres y ahora cuentan con diques para inundaciones en situaciones de alerta. También, se han instalado más de 20 boyas de detección en el océano Índico, ya que la boya recibe la señal ejercida por la presión que tiene sobre el fondo la ola gigante y la envía a un satélite, hasta que es transmitida a la red de alerta situada en la sala de control. Muchos gobiernos de las regiones afectadas han conseguido resolver todos los daños causados por el tsunami. Se han construido casas, escuelas, hospitales y más de 100 aeropuertos (Clark, 2009).

A parte de todas las medidas propuestas, existen otras medidas de prevención frente a los tsunamis, como son por ejemplo (Ai et al., 2016):

- Realizar rutas de evacuación.
- Mejorar las medidas de evacuación existentes: para ello hay que realizar mapas de riesgo que muestren las posibles inundaciones del posible tsunami en las zonas costeras a las que pueda afectar.
- Potenciar los medios de comunicación entre unas zonas y otras para que la evacuación pueda ser más fácil.
- Elevar los rompeolas en las zonas en las que hay un mayor índice de tsunamis y construir muelles sismo-resistentes en las zonas costeras.
- Realizar el traslado inmediato de la población a las zonas que sean menos vulnerables y de bajo riesgo para desastres de esta índole.
- Mejorar la red vial, lo que incluye el refuerzo sismo - resistente en el desarrollo de las carreteras para así, asegurar las vías de transporte en el caso de emergencia, ya que desempeñan un papel fundamental en las tareas de salvamento.
- Es imprescindible potenciar la educación de prevención frente a los desastres en los colegios y por lo tanto, organizar simulacros de evacuación frente a maremotos.

En definitiva, tanto las medidas predictivas como preventivas son imprescindibles para evitar o reducir los posibles daños producidos por un terremoto. Los países que tienen mayor riesgo a padecerlos, deben difundir todos los conocimientos necesarios sobre ello y enseñar la información exacta de la magnitud del maremoto a los demás países (Bach, et al., 2014).

5.2. Terremoto de L'Aquila, Italia (2009).

Este terremoto ocurrió el día 6 de Abril de 2009 a las 3:35 horas en el centro de Italia y fue registrado con una magnitud de 6,7 grados en la escala de Richter. El epicentro de este terremoto se localizó en la región de Abruzzos, cuya capital es L'Aquila, a una profundidad de 5 kilómetros. Este terremoto dejó cifras de centenares de muertos, más de un millar de heridos y al menos 50.000 ciudadanos sin hogar como consecuencia de los daños causados por las ondas sísmicas. También se percibieron temblores en Roma, donde alcanzaron una magnitud de 4,2 grados en la escala de Richter, ocasionando la destrucción de parte del patrimonio arquitectónico (Chiarabba et al., 2015).

Cabe destacar que este terremoto tuvo réplicas que fueron notadas días después de que se produjera el temblor de tierra más fuerte, algunas de estas réplicas alcanzaron una magnitud de más de 5 grados en la escala de Richter (Ferraro et al., 2016).

Un aspecto a destacar de este terremoto es que un sismólogo italiano llamado Giampaolo Giuliani lo predijo semanas antes de que ocurriera. Para ello, basó sus estudios en las concentraciones del gas radón y se centró en las zonas con mayor sismicidad. Este comenzó a alertar a la población, causando el pánico entre los habitantes de la región, pero tras varias denuncias se vio obligado a retirar sus manifestaciones. Aunque el terremoto se produjo como él anunciaba, sin embargo falló en la fecha y en la magnitud del mismo. No se ha podido demostrar que sus predicciones fueran ciertas, simplemente se trata de una casualidad (con los mismos precursores, en muchos otros casos no se han producido después terremotos), pero en todo caso fue un aspecto muy mediático de este terremoto (Blaschke et al., 2013).

5.2.1. Antecedentes.

La península Itálica se caracteriza por presentar abundantes terremotos, ya que se trata de una zona con una importante actividad tectónica relacionada con el contexto geodinámico, debido al movimiento entre la Placa Africana, la Placa Euroasiática y la Placa Adriática en un contexto de subducción. Además, existen también varias microplacas asociadas a esta región relacionadas con las placas mayores. Estos desplazamientos entre ellas son los que originan las fracturas y las fallas en la corteza, y la fricción de las placas libera mucha energía que se traduce en temblores de diferentes magnitudes (Falcucci, et al., 2013).

A continuación, se recogen algunos de los terremotos más importantes y más devastadores registrados en la península Itálica desde el año 1900 hasta nuestros días:

- Terremoto de Avezzano ocurrido el 13 de Enero de 1915 de magnitud 6,8 grados en la escala de Richter, provocando más de 30.000 muertes.
- Terremoto de Irpinia ocurrido el 23 de Julio de 1930 con una magnitud de 6,5 grados en la escala de Richter, provocando más de un millar de muertos.
- Terremoto de Friuli ocurrido el 6 de Mayo de 1976 de magnitud 6,2 en la escala de Richter, dejando casi un millar de muertes y miles de damnificados debido a las diversas réplicas que se produjeron después del temblor principal.
- Terremoto de Campania y Basilicata ocurrido el 23 de Noviembre de 1980, de 6,9 grados de magnitud en la escala de Richter dejando más de 2500 muertes, además del derrumbe de numerosos edificios.
- Terremoto de L'Aquila ocurrido el 6 de Abril de 2009, de magnitud 6,3 en la escala de Richter, dejando centenares de muertes, además de una gran pérdida a nivel de valor artístico y cultural.
- Terremoto de Norcia, Amatrice, ocurrido el 24 de Agosto de 2016, de magnitud 6,2 en la escala de Richter, dejando más de 200 muertos, además de la destrucción de casi la mitad de la ciudad llevándose consigo una gran pérdida del patrimonio de la misma.

La información facilitada anteriormente ha sido tomada también de las siguientes fuentes

- Instituto Geográfico Nacional, (IGN). <http://www.ign.es/web/ign/portal>.
- Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica). <http://www.emdat.be/about>
- (Coppola, 2007).

5.2.2. *Procesos geológicos.*

El terremoto de L'Aquila es debido a que la península Itálica se encuentra ubicada en tres importantes placas tectónicas como son la Placa Africana, la Placa Euroasiática y la Placa Adriática, que hacen presión sobre la misma empujando en direcciones opuestas cada una (Ragozzino, 2016).

El motivo es porque se produce un choque de convergencia de la Placa Euroasiática con la Africana y además, a todo esto se le suma la aparición de una pequeña Placa que pasa de este a oeste por debajo de Italia, como es la Adriática y produce la compresión de las dos anteriores (Czubaj, 2009).

Estas placas son las responsables de la formación de cordilleras muy conocidas como los Apeninos y los Alpes, y además es aquí y en el sureste de Italia donde se registra la mayor cantidad de movimientos sísmicos (Chiarini et al, 2012).

Dichas placas a su vez, están formadas por una serie de microplacas que se van desplazando de manera constante aproximadamente a unos 9 milímetros por año. Gran parte de la energía acumulada en ellas se libera y produce los terremotos; cuanto más cercano es el epicentro a la superficie de la tierra, más devastador es el terremoto, en este caso, cabe destacar que este sismo tuvo un epicentro de unos 5 kilómetros de profundidad, por esta razón produjo esta cantidad de daños (Amoroso et al., 2017).

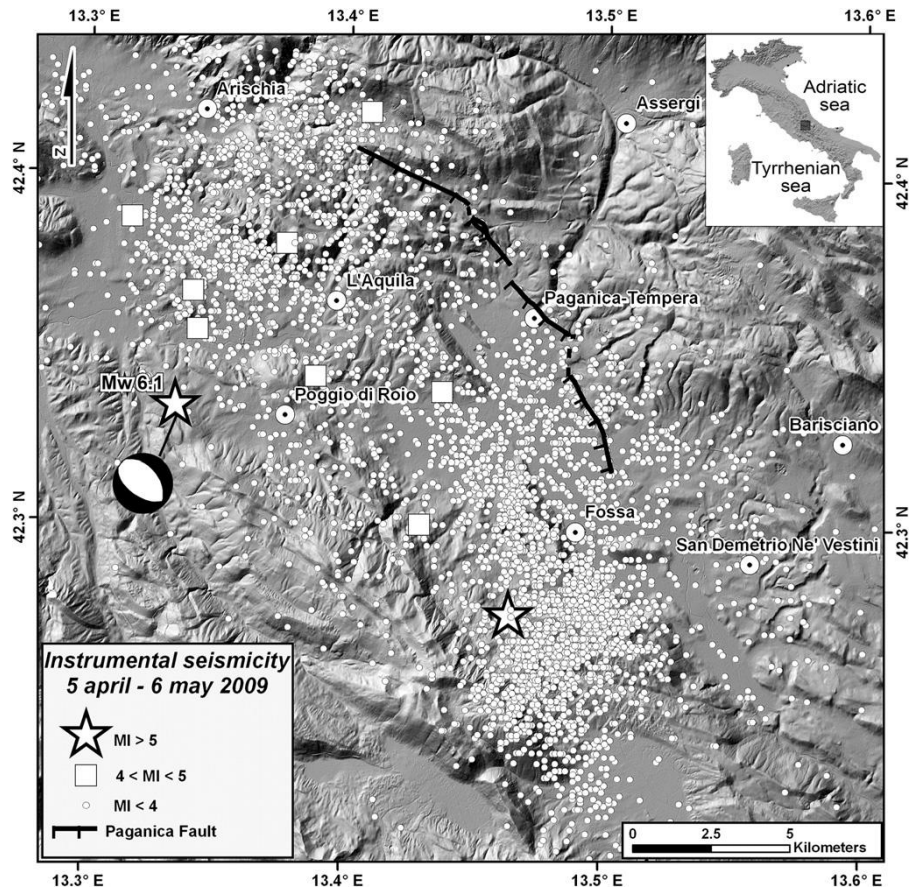


Figura 8. Estudio de la sismicidad instrumental en la zona donde se produjo el terremoto de L'Aquila (2009). Tomado de: (Falcucci et al., 2013).

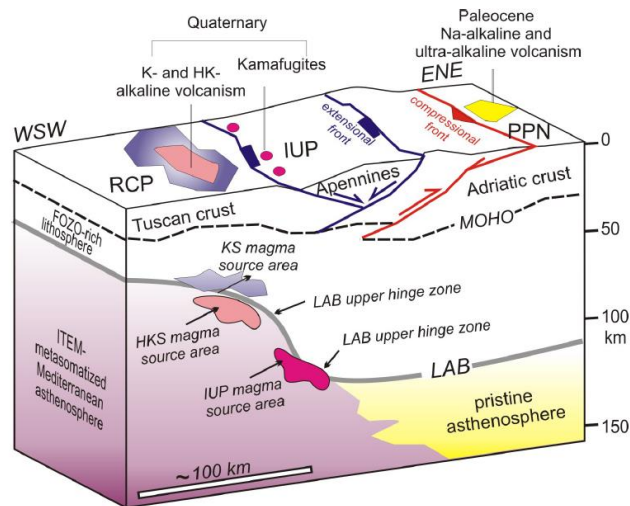


Figura 9. En la figura se muestra un esquema de la estructura litosférica que presenta el subsuelo de Italia y su correspondiente distribución. Además se muestran los diferentes tipos de magmas y su ubicación en el manto. Tomado de: (Lavecchia y Bell, 2012).

5.2.3. Análisis de daños y contexto socioeconómico.

Las zonas más afectadas por el terremoto fueron principalmente el centro de Italia, de las cuales destacan Abruzzos y Lacio. El terremoto de L'Aquila se cobró la vida de 308 personas, mientras que 1500 personas resultaron heridas y dejó a otras miles de ellas sin hogar, debido a las réplicas que se produjeron después del terremoto original. Respecto a las infraestructuras, sufrieron numerosos daños los edificios antiguos, de tal forma que se derrumbaron algunos albergues para estudiantes, casas en el centro histórico completamente devastadas e iglesias, etc. Sin embargo, las vías de comunicación como autopistas y líneas ferroviarias no sufrieron daños severos, aunque sí se cortó el paso de vehículos por diversas autopistas de la zona. Otros daños de mayor importancia fueron los producidos en los tendidos eléctricos, lo que motivó que miles de personas quedaran sin electricidad (Brandonisio et al., 2013).

El terremoto tuvo una importancia notable en la zona de Abruzzos; ésta zona es muy rica por su patrimonio medieval y arquitectónico, pero, debido al terremoto de L'Aquila, esta ciudad perdió gran parte de su patrimonio arquitectónico. El sismo también se hizo notar en Roma, donde ocasionó importantes daños en figuras del patrimonio de la ciudad como las Termas de Caracalla y un Castillo del siglo XV.

En cuanto a las ayudas socioeconómicas para reconstruir las zonas dañadas, Italia recibió apoyo de diversos países. También, varios artistas muy reconocidos de diversa índole, aportaron donaciones para la reconstrucción. Silvio Berlusconi, primer ministro, aprobó la admisión de ayudas para Italia valoradas en más de 30.000 millones de euros para paliar los daños (Antonacci et al., 2013; Crónica Internacional, 2009).

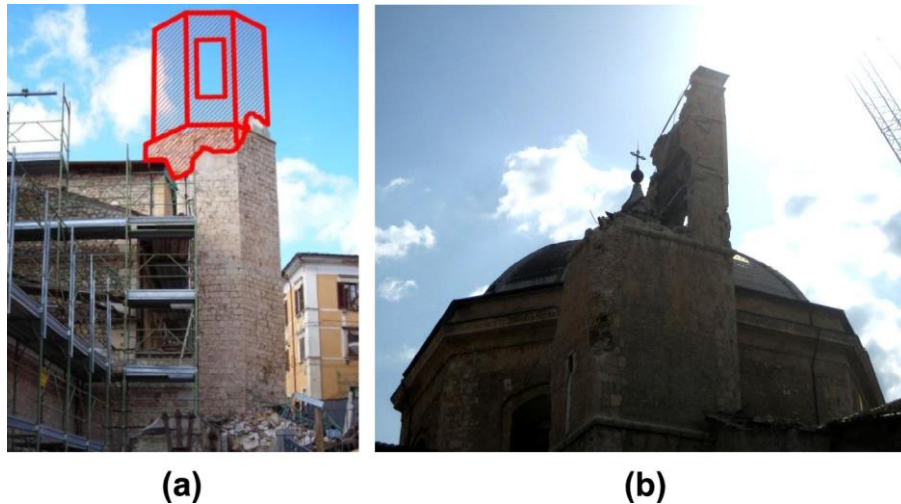


Figura 10 (A y B). En ambas figuras se muestran los daños provocados por el terremoto en varias iglesias situadas en el centro de L'Aquila. Tomado de: (Brandonisio et al., 2013).

5.2.4. *Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.*

El terremoto de L'Aquila tuvo lugar en una de las zonas de Italia caracterizada por tener una peligrosidad sísmica muy alta. Esta región y otras cercanas a la misma, ya habían sufrido otros terremotos en años anteriores y por lo tanto, las edificaciones deberían estar diseñadas acordes con los criterios específicos para aguantar sacudidas de terremotos. Sin embargo, como se demostró tras el terremoto, no estaban adaptadas para ello, y no solo se desplomaron viviendas familiares sino que también lo hicieron edificios históricos de gran valor arquitectónico (Benessia y De Marchi, 2016).

Una aspecto a destacar de este terremoto es que previamente a que ocurriera, comenzaron a producirse movimientos sísmicos de pequeña magnitud que hicieron pensar que, por una parte, podrían dar lugar a un terremoto de mayor magnitud o que se estaban produciendo por la energía acumulada en los mismos bordes de placa, que se liberaba en cantidades muy pequeñas. Se creyó más probable la última afirmación, y lo que se produjo al final fue un terremoto de gran magnitud (Czubaj, 2009).

A pesar de todo esto, la Comisión Nacional de Grandes Riesgos, formada por numerosos científicos expertos en seísmos, puso de manifiesto que no se podía predecir un terremoto a corto plazo en la región de L'Aquila. Después de haber

estado siete científicos una semana antes haciendo los estudios pertinentes sobre los microterremotos producidos, sus evidencias tranquilizaron a la población.

Una vez que se produjo el terremoto, el tribunal italiano dictó una condena de seis años de prisión a los científicos miembros de la Comisión Nacional de Grandes Riesgos y les impidió además su inhabilitación a ocupar cualquier empleo público, ya que habían sido considerados culpables por negligencia de no haber predicho esta catástrofe que se cobró la vida de más de 300 personas. Este fue un caso muy mediático, en el que la comunidad científica tuvo que realizar un importante esfuerzo para transmitir a las autoridades y a la población que hoy en día no existe una base científica para predecir temporalmente terremotos, ya que con los mismos precursores no siempre se producen terremotos. Este caso fue una casualidad como muchas otras, porque siempre hay fenómenos que en unos casos preceden a un terremoto y en otros no (Panosti, 2010; Ordaz, 2012).

A raíz de este terremoto, se tomaron nuevas medidas en Italia, donde existe una normativa frente a los seísmos, aunque en muchos casos no se han tomado medidas preventivas en los edificios.

Actualmente existen medidas no estructurales, como:

- Sistemas de alerta temprana.
- Ordenación del territorio.
- Mapas de riesgo y vulnerabilidad sísmica.
- Microzonificación sísmica.

Y medidas estructurales:

- Diseño antisísmico para los edificios: se trata de la construcción de infraestructuras de manera que aguanten los esfuerzos de cizalla que el suelo produce cuando vibra.

6. RIESGO VOLCÁNICO. PRINCIPALES ERUPCIONES VOLCÁNICAS A ESCALA GLOBAL.

En este epígrafe, se muestra una lista que incluye una selección de las principales erupciones volcánicas ocurridas en el mundo, así como una lista de los principales volcanes que se encuentran activos actualmente.

Principales erupciones volcánicas que han tenido lugar a nivel mundial:

1. Lago Toba, Sumatra (hace 69.000 a 77.000 años).
2. Lago Taupo, Nueva Zelanda (hace 26.000 años).
3. Monte Mazama, Lago del Cráter, Oregón (hace 7000 años).
4. Kikai, Japón (4350, a. C.)
5. Santorini, Grecia (1610 a. C.)
6. Monte Vesubio, Italia (24-8-79/16-12-1631).
7. Kelut, Isla de Java (1586).
8. Volcán Laki, Islandia (8-6-1783).
9. Volcán Kilauea (1790).
10. Monte Unzen, Japón (21-5-1792).
11. Volcán Tambora, Indonesia (10-4-1815).
12. Volcán Krakatoa, Java-Sumatra (26-8-1883).
13. Volcán Ilopango, El Salvador (1891).
14. Monte Pelée, Francia (8-5-1902).
15. Volcán Santa María, Guatemala (24/25-10-1902).
16. Volcán Changbaishan, China (1903).
17. Nevado del Ruiz, Colombia (19-11-1985).
18. Monte Santa Helena, Estados Unidos (10-7-2008).
19. Volcán Huaynaputina, Cordillera de los Andes, Perú (19-2-1600).
20. Volcán Novarupta, Alaska (6 a 8 -6-1912).

Lista de los principales volcanes más activos actualmente:

1. Kilauea (Háwai).
2. Piton de la Fournaise, Isla de la Reunión (Oceáno Índico).
3. Etna, costa este de Sicilia, (Italia).
4. Monte Santa Helena (Estados Unidos).

5. Cinturón volcánico de los Andes.
 - 5.1. Volcán Llaima, Región de la Araucanía, (Chile)
 - 5.2. Volcán Villarrica, Chile.
6. Arco Volcánico Centroamericano que se extiende desde la Costa del Pacífico hasta la Región fronteriza de Costa Rica y el sur de Panamá, pasando por El Salvador, Honduras y Nicaragua.
7. Cinturón de Fuego del Pacífico.
8. Volcán submarino de la Isla del Hierro, Canarias.
9. Volcán Sakurajima, Japón.
10. Monte Vesubio, Italia.
11. Monte Merapi, Indonesia.
12. Manua Loa, Háiwai.
13. Volcán Fimmvorduhals, Islandia.
14. Monte Yasur, Vanuatu.
15. Caldera de Yellowstone, Estados Unidos.
16. Volcán Krakatoa, Estrecho de Sonda, entre Java y Sumatra.
17. Volcán Tambora, Indonesia.
18. Fisura volcánica Laki, Islandia.
19. Monte Pelée, Martinica, Francia.
20. Nevado del Ruiz, Colombia.



Figura 11. Distribución de los principales volcanes de la Tierra. Tomado de: (Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K., 2008).

La información facilitada anteriormente ha sido tomada de las siguientes fuentes:

- Instituto Nacional Geográfico, (IGN). <http://www.ign.es/web/ign/portal>.
- Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica). <http://www.emdat.be/about>
- (Coppola, 2007).
- (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).
- (Papale y Shroder, 2014).

6.1. Erupción volcánica del volcán Krakatoa (1883).

El nombre de Krakatoa hace referencia a una isla que se encontraba ubicada entre dos islas, la isla de Java y la de Sumatra, más concretamente en el conocido estrecho de Sonda. Las dimensiones de la isla eran de 28 km² de superficie y, antes de la erupción presentaba diferentes conos volcánicos llamados Danan (se encontraba en el centro, con una altura de 450 metros sobre el nivel del mar), Perbuatan (se encontraba al norte y presentaba una altura de 120 metros sobre el nivel del mar) y Rakata (se encontraba al sur con unos 820 metros de altitud sobre el nivel del mar). La zona en la que se ubicaban estos tres conos volcánicos, estaba muy cercana a la zona donde se produce la subducción de la Placas Indoaustraliana bajo la Placa Euroasiática (Dörries, 2003).

Indonesia, en su conjunto, es una región que presenta una gran actividad sísmica y volcánica también, ya que cuenta con al menos 150 volcanes que se encuentran activos actualmente produciendo erupciones volcánicas muy devastadoras, como la del volcán Krakatoa en el año 1883 (Papale y Shorder, 2014). La intensidad de su erupción provocó su autodestrucción produciendo una gran liberación de energía equivalente a 350 megatones, más poderosa aún que la energía que pueden contener las bombas atómicas. Asociados a la erupción, se produjeron tsunamis con olas que alcanzaron hasta los 40 metros, produciendo con ello una cifra muy elevada de muertes y además, ocasionó un fuerte ruido registrado en muchos puntos del planeta, ya que se especula que la erupción fue notada en un 10% de la Tierra (Dörries, 2003).

6.1.1. Antecedentes.

El Krakatoa ha pasado a la historia como uno de los volcanes más destructivos de la historia reciente de la Tierra. Antes de su erupción más conocida, la del año 1883, la isla Krakatoa estaba formada a su vez por varias islas principales llamadas Rakata, Lang y Verlaten, aunque posteriormente sus nombres cambiaron (Yokoyama, 1987).

A lo largo de la historia, se conocen varios registros que indican que anteriormente hubo actividad volcánica en esa zona. Las fechas de las posibles erupciones volcánicas fueron las siguientes (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002):

- Erupción del año 535 d.C.: algunos autores afirman que la erupción producida en el año 417 d.C. puede ser una fecha errónea y muestran que ésta pudo haber ocurrido en el año 535 d.C. Esta erupción provocó una serie de cambios climáticos y se especula que fue la que creó las islas que acompañaban a Krakatoa (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).
- Erupción del año 1681: algunos autores afirman que en el año 1681 hubo dos erupciones, ya que se especula que fueron divisadas por algunos navegantes que circulaban cerca de la costa donde se encontraba Krakatoa.
- Erupción del año 1883 y años anteriores: años anteriores a la devastadora erupción, el volcán presentaba una intensa actividad, registrada por el incremento del número de terremotos. Unos meses antes de la erupción, se produjeron emisiones en el cono de Perbuatan, dando lugar a erupciones volcánicas de cenizas que alcanzaron una altura de más de 5000 metros que generaron la expulsión de grandes cantidades de humo y vapores (Diament et al., 1989; Petford, 2006).

En definitiva, de todas las erupciones producidas por este volcán, la del año 1883 es hasta ahora la más devastadora. Como se ha mencionado anteriormente, los avisos de que se produciría una gran catástrofe empezaron unos meses antes debido a los escapes de gases que se registraron procedentes del mismo volcán que comenzaron en Mayo y continuaron hasta Junio; más concretamente el día 19 de Junio cuando el volcán entró en erupción de nuevo y se formaron algunas fisuras en el cono (Petford, 2006).

El día 24 de Agosto, las erupciones comenzaron a intensificarse y el día 26 de Agosto el volcán expulsó una gran nube de cenizas que alcanzaba una altura aproximada de 27 kilómetros. Las erupciones que se estaban produciendo ese mismo día eran muy continuas, pero no fue hasta el día 27 de Agosto, cuando se produjo la devastadora erupción. En ella, tuvieron lugar cuatro grandes explosiones a diferentes horas, la primera a las 5:30, la segunda a las 6:42, la tercera a las 8:20 y la cuarta y peor de todas se produjo a las 10:02, provocando un gran estruendo que fue escuchado en al menos el 10% del planeta (Papale y Shroder, 2014).

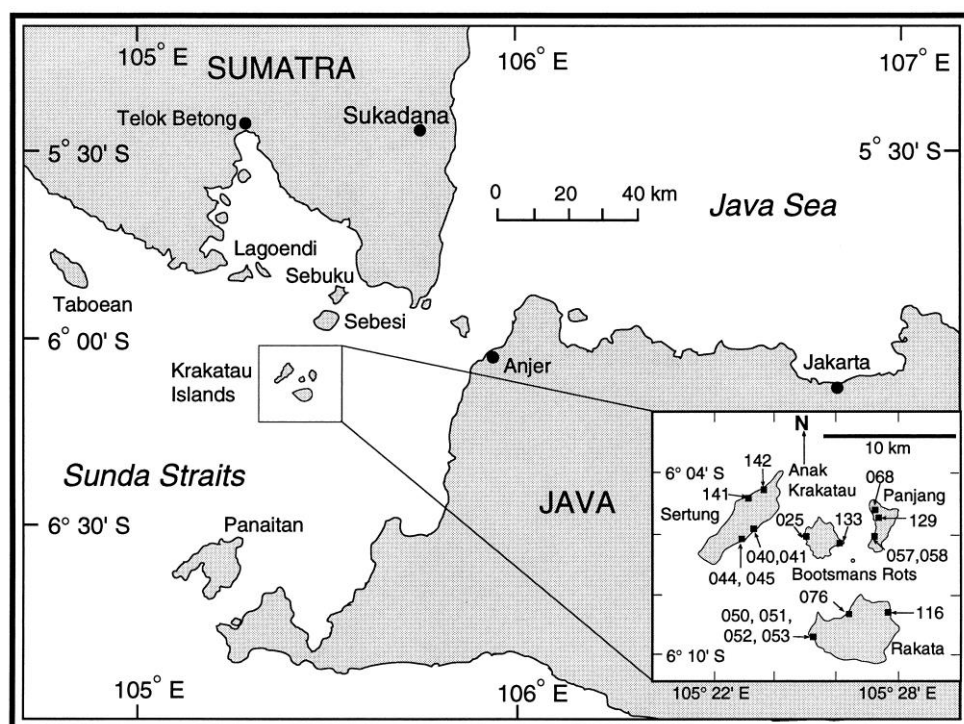


Figura 12. Situación geográfica del volcán Krakatoa. Tomado de: (Faure et al., 1998).

La información facilitada anteriormente también ha sido tomada de la siguiente fuente:

- Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica).
<http://www.emdat.be/about>

6.1.2. Procesos geológicos.

Como se ha mencionado anteriormente, el volcán Krakatoa estaba situado en la zona de subducción de dos placas, la Euroasiática y la Indoaustraliana. En este punto, la corteza oceánica pasa a destruirse, ya que se trata de una zona de subducción. La formación del Krakatoa resultó del origen de los diferentes islotes que, debido a una erupción volcánica en tiempos ancestrales provocó que los diferentes conos de los mismos se unieran con el paso de millones de años gracias al movimiento de las placas tectónicas, dando lugar a la isla (Chávez-Bosquez et al., 2013).

El Krakatoa pertenece al grupo de los estratovolcanes, de tipo cónico y de gran altura y que está formado por diversas capas de lava en las cuales se alternan estratos de lava con estratos de piroclastos, incluyendo estos últimos lapilli, piedra pómez y cenizas procedentes de su propia dinámica. Las erupciones de este volcán son muy explosivas y un tanto periódicas, produciendo lava ácida que dará lugar a lo que conocemos como rocas volcánicas en la superficie; la riolita, dacita, andesita, etcétera (Carey, et al., 1996).

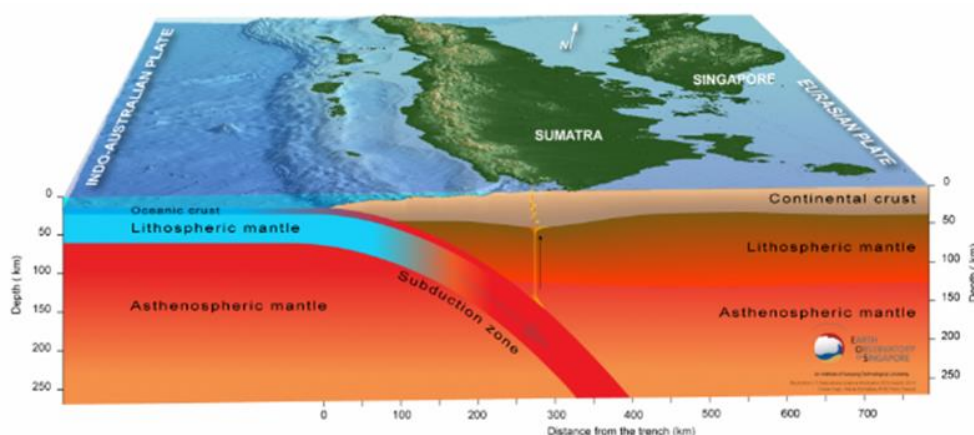


Figura 13. Formación del volcán Krakatoa. Tomada de: Earth Observatory of Singapore.

6.1.3. Análisis de daños y contexto socioeconómico.

Como consecuencia de esta erupción volcánica tan devastadora; cada una de las erupciones que se produjeron el día 27 de Agosto fue acompañada de tsunamis de gran magnitud que fueron notados hasta en Sudáfrica, donde se encontraron

cuerpos flotando en el mar aún días después de la explosión, ya que en su parte submarina provocó un gran tsunami (Dörries, 2003).

La erupción provocó grandes flujos de piroclastos que afectaron a las regiones más próximas donde se encontraba el mismo, sobre todo afectó al estrecho de la Sonda y a la costa de Sumatra, provocando con ello que las aguas del mar se evaporaran debido al calor interno generado en la misma explosión. También provocó grandes nubes de cenizas que llegaron a alcanzar más de 80 kilómetros de altitud, haciendo que el cielo adoptara tonalidades de color oscuro durante años (Dörries, 2003). Todo este conjunto de sucesos hicieron que esta erupción tuviera resultados irreversibles en la región. En las islas más cercanas al volcán Krakatoa, no se encontraron supervivientes, sobre todo en la Isla de Sebesi, ubicada a unos 15 kilómetros de distancia aproximadamente. La velocidad y el impacto de los piroclastos expulsados del volcán provocó también la muerte de más de un millar de personas en las costas de Java y Sumatra, ubicadas a una distancia de 40 kilómetros. Además, numerosas zonas quedaron asoladas, entre ellas Teluk Betung, Sirik, Semarang, Java, Sumatra, etc. y, se estima que el número de víctimas mortales que dejó la erupción de este volcán supera la cifra de más de 36.000 muertos (Roberts, 2003).

Además de todo esto, una parte de la isla se destruyó por toda la presión del vapor que se había generado debido a que el agua del mar entró por una de las fisuras que se habían formado anteriormente y al entrar en contacto con la lava interna, se formó vapor, aumentando su presión. Esta agua cayó al centro volcánico haciendo que la energía que se liberara fuera mayor y provocando una gran explosión que hizo que más de la mitad de la isla quedara destruida. Con el estallido se produjo un tsunami que originó una ola de más de 40 metros de altura y que alcanzó grandes y largas distancias (Winchester, 2005).

La explosión fue acompañada de un gran estruendo. Se estima que es el sonido más alto de la historia de la Tierra que se ha registrado hasta entonces, ya que se alcanzaron niveles de medida de hasta 180 dB en distancias de más de 150 kilómetros del foco (Bonvalot et al., 1995).

En la actualidad, en el mismo lugar donde estaba el volcán Krakatoa, se encuentra ahora el Anak Krakatau, (que significa 'Hijo del Krakatoa'). Presenta un

crecimiento muy rápido, aproximadamente unos 4-5 metros por año. Se está estudiando si este volcán podría, en un futuro, provocar una erupción desastrosa, ya que, en el año 1927 surgieron unas erupciones que emanaban bajo el nivel del mar y fue posteriormente, entre los años 1927 y 1930 cuando este volcán apareció procedente del fondo del mar. Anak Krakatau ha tenido diferentes erupciones, la última de ellas producida el día 30 de Octubre del año 2010 (Bagley, 2013).

6.1.4. Discusión sobre aportaciones al conocimiento obtenidas a partir del estudio de los sucesos relacionados.

Cuando se produjo la erupción volcánica, en el año 1883, se disponían de conocimientos científicos para predecir la misma, además de documentos y ciertos estudios en la isla por parte de científicos que detectaron que había cierta presencia de signos que indicaban que en esa isla se había producido antiguamente actividad volcánica y que se produciría en años posteriores también. A pesar de ello, la población que se encontraba en las regiones cerca del volcán no tomó ninguna medida de seguridad, ya que en Mayo, cuando comenzaron las erupciones, se produjo un cese temporal en ellas por la entrada de agua, que hizo que se calmase la situación.

Por lo tanto, la erupción no podía haber sido debido a que antes no se disponía de medios de comunicación ni de transporte como los que hay actualmente y, por lo tanto los avisos a las regiones cercanas al foco de la erupción hubieran sido más tardíos, por lo que como mucho, se hubiera podido evacuar la isla. Sin embargo, en la actualidad, se disponen de muchos más adelantos científicos y herramientas, también se han hecho infinidad de estudios y análisis relacionados con el vulcanismo en esa zona y a nivel mundial. Se disponen de medidas preventivas y de mapas de riesgo volcánico característicos de la zona, en los cuales se recoge la topografía de la misma, los riesgos de carácter primario y secundario, la superficie máxima que puede ser afectada por el fenómeno volcánico, etc.

También, se cuenta con ciertas medidas estructurales las cuales pueden condicionar los riesgos primarios de las erupciones asociados a coladas de lava, flujos de piroclastos, terremotos, tsunamis, etc. Y, medidas no estructurales que

pueden ser sistemas de vigilancia, protección civil, simulacros, rutas de evacuación, lugares de asentamiento, etcétera (Dörries, 2003; Volcán Krakatoa: así se hizo la Tierra. Documental. 2008. A&E Televisión Network).

7. CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones que podemos destacar de este trabajo bibliográfico son las siguientes:

1. Los terremotos y volcanes son procesos asociados a importantes riesgos geológicos que generan grandes pérdidas humanas, materiales y económicas. No están distribuidos al azar, sino que se concentran en los bordes de las placas tectónicas y tienen lugar en relación con el desplazamiento que experimentan las mismas.
2. Para documentar y discutir las aportaciones que se pueden obtener del estudio de estos riesgos geológicos, hemos tomado como ejemplo dos importantes terremotos. Uno de ellos es el terremoto con el tsunami asociado que se produjo en el Norte de Sumatra (Indonesia), que se encuentra en una zona con alto riesgo sísmico y volcánico (Cinturón de fuego del Pacífico). Una de las conclusiones que se extrae de estudio es que al tratarse de una zona subdesarrollada, la población local no estaba preparada ni informada para un siniestro de estas características. Además, la región no disponía de sistemas de alerta de tsunamis que permitieran evacuar a la población de las zonas de costa. Sin embargo, después del terrible suceso se mejoró todo el sistema de prevención y predicción de terremotos y tsunamis en los países afectados. El otro sismo estudiado es el terremoto de L'Aquila (Italia). En este caso, se trata de un país desarrollado y con capacidad de respuesta, y aun estando en una zona altamente sísmica, las construcciones no cumplían la normativa de prevención frente a estas catástrofes. Por lo tanto, se demuestra que incluso sociedades altamente desarrolladas, como la italiana pueden sufrir catástrofes severas si no se toman las medidas preventivas adecuadas. Además se comprobó que la predicción a corto plazo no fue efectiva, ya

que a pesar de que se identificaron precursores, la dificultad consiste en localizar temporal y espacialmente el terremoto.

3. Por otra parte, el análisis de una relevante erupción volcánica, la del volcán Krakatoa (Sumatra) en 1883, ha puesto de manifiesto que la población local no prestó atención a los diversos avisos de erupción producidos en el cráter del volcán, principalmente porque al suceder en 1883, la población no estaba informada. Además de que no se contaban con los medios de evacuación de los que disponemos hoy en día. Las medidas de predicción en esa época eran escasas y tecnológicamente poco desarrolladas.
4. Por último, concluimos que en la prevención y predicción de estos fenómenos geológicos no se están tomando las medidas necesarias y por tanto se debe avanzar más en la mejora y precisión de los estudios que se realicen, en los medios tecnológicos, y en el desarrollo de planes de formación y concienciación para la población en general y para los organismos responsables de la gestión ambiental. Esto, sin duda, ayudará a evitar o en su caso, paliar parte de las graves consecuencias que podrían producirse en el futuro.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y OTRAS FUENTES USADAS.

- Documentación bibliográfica:

Ai, F., Comfort, L.K., Dong, Y., Znati, T. (2016). A dynamic decision support system base don geographical information and mobile social network: A model for tsunami risk mitigation in Pandang, Indonesia. Safety Science, (90), 62-74.

Alfaro, P., Alonso-Chaves, F.M., Fernández, C., Gutiérrez-Alonso, G. (2013). La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (21.2), 168-180.

Alvarado, P., Malberti, A., Valenzuela, F. (2003). Una propuesta didáctica para conocer la estructura interna de la Tierra. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (11.1), 54-59.

Amoroso, S., Cantore, L., Di Giulio, G., Di Naccio, D., Falcucci, E., Gori, S., Hailemichael, S., Milana, G., Vasallo, M. (2017). Seismic amplification in a fractured rock site. The case study of San Gregorio (L'Aquila, Italy). *Physics and Chemistry of the Earth*, (98), 90-106.

Anguita F. (1995). La evolución de la tectónica de placas: El nuevo interior de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (3.3), 137-148.

Antonacci, E., Gattulli, V., Vestroni, F. (2013). Field observations and failure analysis of the Basilica S. Maria di Collemaggio after the 2009 L'Aquila earthquake. *Engineering Failure Analysis*, (34), 715-734.

Ayala-Carcedo, F. J. y Olcina Cantos, J. (2002). *Riesgos Naturales*. Publicación Barcelona, España, Ariel.

Bach, C., Birkmann, J., Fernando, N., Harbitz, Carl B., Kaiser, G., Lovholt, Nadim, F., Setiadi, Neysa J. (2014). Tsunami risk reduction – are we better prepared today than in 2004? *International Journal of Disaster Risk Reduction*, (10), 127-142.

Barthomeuf, B., Baumert, P., Brunstein, D., Desgages, E., Gomez, C., Grancher, D., Lavigne, F., Paris, R., Sartohadi, J., Vautier, F., Wassmer, P. (2009). Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, (104), 59-72.

Benessia, A., De Marchi, B. (2016). When the earth shakes... and science with it. The management and communication of uncertainty in the L'Aquila earthquake. *Futures*.

Blaschke, T., Contreras, D., Kienberger, S., Zeil, P. (2013). Spatial connectivity as a recovery process indicator: The L'Aquila earthquake. *Technological Forecasting & Social Change*, (80), 1.782-1.803.

Bonvalot, S., Dahrin, D., Deplus, C., Diament, M., Dubois, J., Hajorno, H. (1995). Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (64), 23-52.

Brandonisio, G., De Luca, A., Mele, E., Lucibello, G. (2013). Damage and performance evaluation of masonry churches in the 2009 L'Aquila earthquake. *Engineering Failure Analysis*, (34), 693-714.

Carey, S., Sigurdsson, H., W. Mandeville, C. (1996). Magma mixing, fractional crystalization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (74), 243-274.

Chávez-Bosquez, O., Francisco-León, J.J., Ramírez-de León, E.D. (2013) Pruebas empíricas y resultados preliminares con la herramienta Krakatoa para Full Static Program Verification. *Ingeniería, investigación y tecnología*, (15), 493-504).

Chiarabba, C., De Gori, P., Mele, F.M. (2015). Recent seismicity of Italy: Active tectonics of the central Mediterranean región and seismicity rate changes after the Mw 6.3 L'Aquila earthquake. *Tectonophysics*, (638), 82-93.

Chiarini, E., Galli, P., Giaccio, B., Jicha, B., Messina, P., Peronace, E., Scardia, G., Silvestri, S., Sottili, G., Sposato, A. (2012). Fault and basin depocentre migration over the last 2 Ma in the L'Aquila 2009 earthquake región, central Italian Apennines. *Quaternary Science Reviews*, (56), 69-88.

Coppola, Damon P. (2007). Introduction to international disaster management. Oxford, Reino Unido (UK), Elsevier.

Dewey, J., Frankel, Arthur D., Harmsen, S., Hartzell, S., Mueller, C., Petersen, Mark D., Rukstales, Ken. (2004). Probabilistic seismic hazard analysis for Sumatra Indonesia and across the Southern Malaysian Peninsula. *Tectonophysics*, (390), 141-158.

Diamant, M., Dubois, J., Harjono, H., Nouaili, L. (1989). Detection of magma bodies beneath Krakatau volcano (Indonesia) from anomalous shear waves. *Journal of Wolcanology and Geothermal Research*, (39), 335-348.

Dörries, M. (2003). Global science: the eruption of Krakatau. *Endeavour*, (27), 113-116.

- Falcucci, E., Galadini, F., Gori, S., Moro, M., Salvi, S., Saroli, M. (2013). Historical earthquakes and variable kinematic behaviour of the 2009 L'Aquila seismic event (central Italy) causative fault, revealed by paleoseismological investigations. *Tectonophysics*, (583), 131-144.
- Faure, K., Hauri, E., King, R., Saito, G., Sasaki, A., W. Mandeville, C. (1998). Open-system degassing of sulfur from Krakatau 1883 magma. *Earth and Planetary Science Letters*, (160), 709-772.
- Ferraro, A., Grasso, S., Maugeri, M., Totani, F. (2016). Seismic response analysis in the southern part of the historic centre of the City of L'Aquila (Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, (88), 256-264.
- Gallart, J. (2003). Estructura Interna de la Tierra. *Temas de física*, 21-25.
- Ghobarah, A., Nistor, I., Saatcioglu, M. (2006). The impact of the 26 December 2004 earthquake and tsunami on structures and infrastructure. *Engineering Structures*, (28), 312-326.
- Keller, E. y Blodgett, R. *Riesgos Naturales*. Pearson Education. 2007.
- Lavecchia, G., y Bell, K. (2012). Magmatic tectonic zonation of Italy: A tool to understanding mediterranean geodynamics. *Updates in Volcanology – A comprehensive approach to volcanological problems*, (154-178).
- Panosti, D. (2010). La geología es noticia. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (18), (331-335).
- Papale P. y Shroder, J. F. (Eds.) *Volcanic Hazards, Risks and Disasters*. Elsevier, 2014.
- Parwanto, N.B., Oyama, T. (2014). A statistical analysis and comparison of historical earthquake and tsunami disaster in Japan and Indonesia. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, (7), 122-141.
- Ragozzino, E. (2016). Seismic response of deep Quaternary sediments in historical center of L'Aquila City (central Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, (87), 29-43.

Roberts, W.C. (2003). Krakatoa – The ultimate heart attack. The American Journal of Cardiology, (92), 1140.

Tarbuck Edward J. y Frederick K. Lutgens. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Publicación México. Pearson, 2008.

Tarbuck Edward J. y Frederick K. Lutgens. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Publicación México: Pearson, 2013.

Wyss, M. and Shroder, J. F. (Eds.) Earthquake Hazard, Risk and Disasters. Academic Press, 2014.

Yokoyama, I. (1987). A scenario of the 1883 Krakatau tsunami. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (34), 123-132.

- Documentación bibliográfica web:

Bagley, M. (2013). Krakatoa Volcano: Facts about 1883 Eruption. Livescience. Tomado de: <https://www.livescience.com/28186-krakatoa.html>

BBC Mundo (2005). Tomado de: http://news.bbc.co.uk/hi/spanish/specials/newsid_4624000/4624239.stm#top

California Institute of Technology (Caltech). Tomado de: http://www.tectonics.caltech.edu/images/sumatra/global_seismicity_final_web.jpg

Clark, H. (2009). Nuevo informe sobre el tsunami del 2004. Programa de las Naciones unidas para el desarrollo. Tomado de: <http://www.undp.org/content/undp/es/home/presscenter/pressreleases/2009/04/24/report-on-2004-tsunami-recovery-reveals-the-need-to-involve-local-communities.html>

Crónica Internacional (2009). L'Aquila pierde su patrimonio en el terremoto. Tomado de: <http://blogs.periodistadigital.com/cronicainternacional.php/2009/04/07/laquila-patrimonio-terremoto-devastado-9999>

Czubaj, F. (2009). Italia, en un constante riesgo de terremotos por su geología. El Mundo. Tomado de: <http://www.lanacion.com.ar/1116098-italia-en-un-constante-riesgo-de-terremotos-por-su-geologia>.

Earth Observatory of Singapore.

Em-Dat: International Disaster Database, Universidad de Lovaina (Bélgica). <http://www.emdat.be/about>

EFE, (2012). Catorce grandes terremotos han sacudido Indonesia en los últimos 20 años. La Vanguardia. Tomado de: <http://www.lavanguardia.com/internacional/20120411/54284301541/terremoto-indonesia-mayores-seismos-historia.html>

Instituto Geográfico Nacional, (IGN). <http://www.ign.es/web/ign/portal>

Ordaz, P. (2012). Siete condenados por despreciar el riesgo de terremoto en L'Aquila. El País. Tomado de: https://elpais.com/sociedad/2012/10/22/actualidad/1350920940_372676.html

Petford, N. (2006). Unravelling Krakatoa's secret. BBC News. Tomado de: <http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/4972522.stm>

US Geological Survey.

Volcán Krakatoa: así se hizo la Tierra. Documental. 2008. A&E Televisión Network. <https://www.youtube.com/watch?v=1QjkHns5xWk>.

Winchester, S. 2005. Krakatoa: the first modern tsunami. BBC News Tomado de: http://news.bbc.co.uk/2/hi/programmes/from_our_own_correspondent/4153109.stm