



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Facultad de Ciencias Experimentales

Trabajo Fin de Grado

Tectónica de placas y riesgos geológicos ligados a la actividad volcánica: erupciones del Etna y Pinatubo

Alumno: Alberto Torres García

Jaén, junio, 2022



**UNIVERSIDAD
DE JAÉN**

Facultad de
Ciencias Experimentales

Trabajo Fin de Grado

Tectónica de placas y riesgos geológicos ligados a la actividad volcánica: erupciones del Etna y Pinatubo



**Alumno: Alberto Torres García
Jaén, junio, 2022**

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
SUMMARY	1
1. INTRODUCCIÓN.....	2
2. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS	4
3.CONTEXTO GEOLÓGICO.....	5
3.1. Estructura interna de la Tierra.....	7
3.2. Introducción a la Tectónica de Placas.....	9
3.2.1. <i>Las Placas Tectónicas.....</i>	10
3.2.2. <i>Tipos de límites de placa</i>	11
3.2.3. <i>Desarrollo de la Teoría de la tectónica de Placas.....</i>	16
4. RIESGOS GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA TECTÓNICA DE PLACAS..	18
4.1. Riesgo volcánico	19
5. PRINCIPALES ERUPCIONES VOLCÁNICAS A NIVEL MUNDIAL. VOLCANES MÁS ACTIVOS DEL MUNDO	23
5.1. Caso 1. Vulcanismo en contexto de subducción en corteza continental: Erupción del volcán Etna (1991-1993)	25
5.1.1. <i>Antecedentes y procesos geológicos</i>	27
5.1.2. <i>Análisis de daños y medidas preventivas adoptadas</i>	30
5.2. Caso 2. Vulcanismo en contexto de subducción en corteza continental: Erupción del volcán Pinatubo (1991).....	32
5.2.1. <i>Antecedentes y procesos geológicos</i>	34
5.2.2. <i>Análisis de daños y medidas preventivas adoptadas</i>	36
6. DISCUSIÓN SOBRE APORTACIONES AL CONOCIMIENTO OBTENIDAS DEL ESTUDIO DE LOS SUCESOS RELACIONADOS CON LAS ERUPCIONES DEL ETNA Y PINATUBO.....	40
7. CONCLUSIONES.....	42
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43

RESUMEN

Este trabajo se centra en el estudio de riesgos geológicos asociados al movimiento de las placas litosféricas, concretamente al vulcanismo. En primer lugar, se analiza la relación entre la distribución de los volcanes actualmente activos en el planeta y la dinámica interna de la Tierra, para posteriormente evaluar las implicaciones en cuanto a los riesgos asociados a la actividad volcánica, el grado de vulnerabilidad de las poblaciones afectadas y la efectividad de las medidas adoptadas por las instituciones para evitar o mitigar los daños. Dicha evaluación se ha llevado a cabo a partir del estudio de dos de las erupciones volcánicas más importantes acontecidas en la historia reciente: las erupciones del volcán Etna (Italia) y Pinatubo (Filipinas), ambos ubicados en límites de placas convergentes (zonas de subducción). En ambos casos, los daños provocados por estas erupciones fueron significativos, aunque el balance de pérdidas tanto económicas como de vidas humanas difiere notablemente por diversos factores.

SUMMARY

This work focuses on the study of geological hazards associated with the movement of lithospheric plates, in particular volcanism. The relationship between the current distribution of active volcanoes and the Earth's internal dynamics is firstly analysed, and consecutively the implications in terms of the associated hazards, the degree of vulnerability of the affected populations, and the management of the actions adopted by the institutions to prevent or mitigate the damage. This assessment is accomplished by the study of two of the most important volcanic eruptions in recent history: the Etna (Italy) and Pinatubo (Filipinas) eruptions, which are located on convergent plate boundaries (subduction zones). In both cases, the damage caused by these volcanic eruptions was significant. However, the total balance of both economic and human lives losses largely differed due to several factors.

1. INTRODUCCIÓN

Un volcán es una estructura geológica que se define como una abertura en la corteza terrestre (cráter) por la cual emerge roca fundida y gases del interior de la Tierra, a través de un conducto o chimenea conectada a una cámara magmática (Tarbuck y Lutgens, 2005) (Figura 1.1). La roca fundida que se acumula en el interior de la cámara magmática se denomina magma, y está compuesto principalmente por sílice (SiO_2). Este magma alcanza temperaturas de entre 700 y 1200°C, dependiendo de su composición química, y permanece cristalizando y acumulando gases en el interior de la cámara magmática hasta que sale a la superficie (Trujillo, 2011). Cuando el magma sale al exterior a través del conducto o chimenea, es decir, durante una erupción volcánica, este material fundido se denomina lava. La magnitud de la erupción será diferente en función de la composición del magma, ya que influye directamente en su viscosidad (a mayor contenido en sílice, mayor viscosidad), así como de su temperatura y la cantidad de gases disueltos que contiene (Martí y Folch, 1999). El almacenamiento del material volcánico en superficie durante las sucesivas erupciones de un volcán va construyendo el cono volcánico (Observatorio Vulcanológico de INGEMMET, s.f.) (Figura 1.1). Además del cono principal, existen otros conos secundarios originados por salidas del magma a través de fracturas laterales. El estudio de este material volcánico acumulado en superficie nos da una idea del proceso de formación del volcán (Martí y Folch, 1999).

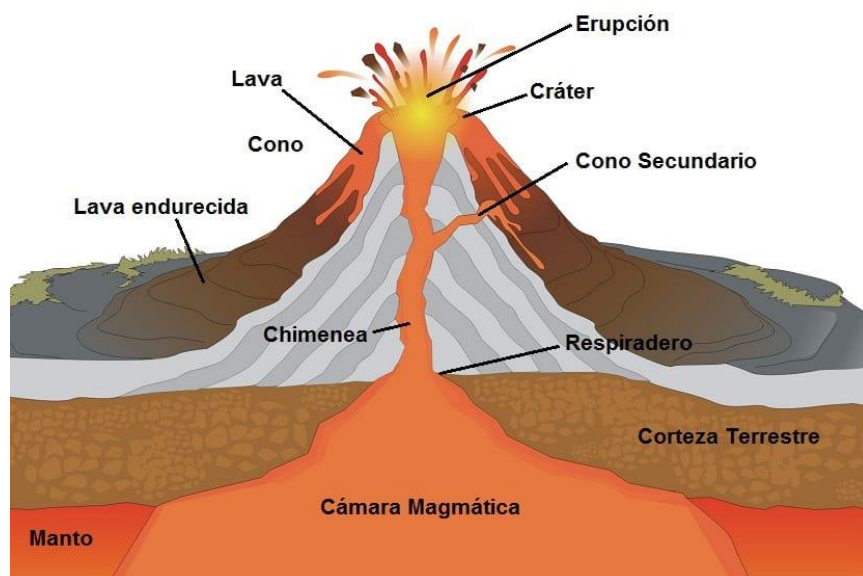


Figura 1.1. Partes de un volcán (Estrella, 2019).

A partir de ciertos parámetros como la altura de la columna eruptiva y el volumen de piroclastos expulsado durante una erupción, se define el *Índice de Explosividad Volcánica* (IEV), que oscila entre 0 y 8 (Figura 1.2). Concretamente, en el volcán Pinatubo, el IEV es de 6. Este valor se identifica con volcanes de erupciones cataclísmicas y muy grandes, las denominadas de tipo “ultraplinianas”, caracterizadas por provocar flujos piroclásticos y coladas de barro, así como columnas eruptivas de más de 20 kilómetros de altura, inyectando importantes cantidades de material volcánico hasta la estratosfera (Figura 1.2). Por el contrario, el volcán Etna posee un IEV de 2, caracterizado en este caso por producir erupciones explosivas moderadas, además de originar columnas eruptivas de entre 1 y 5 kilómetros, con una inyección de material volcánico moderado a la troposfera (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016) (Figura 1.2).

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	No explosiva	Baja	Moderada	Moderada a grande	Grande	Muy grande			
Descripción cualitativa	Efusiva		Explosiva		Cataclísmica Paroxísmica				
Tipo de erupción	Hawaiana		Vulcaniana			Ultrapliniana			
		Estroboliiana		Pliniana					
Duración (horas de erupción continua)	< 1		1 - 6		6 - 12		12		
Volumen de tefra (m3)	10 ⁴	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²	
Altura de la columna eruptiva (km)	< 0,1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	> 25			
Inyección en la troposfera	Nula	Escasa	Moderada	Importante					
Inyección en la estratosfera	No	No	No	Posible	Segura	Significativa			

Figura 1.2. Índice de explosividad volcánica (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016).

Los volcanes han jugado un papel fundamental en el mantenimiento y evolución de la vida en el planeta, interviniendo en la formación de la atmósfera primitiva, compuesta en su mayoría por vapor de agua, dióxido de carbono, azufre y nitrógeno. Además, actualmente proporcionan una serie de beneficios importantes para la población como energía geotérmica o suelos fértiles para la agricultura a medio y largo plazo. No obstante, es innegable que la actividad volcánica constituye uno de los principales procesos geológicos que suponen un alto riesgo para multitud de poblaciones que viven próximas a volcanes activos, por lo que comprender dichas estructuras y su funcionamiento es crucial para predecir su actividad y proponer medidas de

mitigación. Además, las erupciones volcánicas de gran magnitud han llegado a alterar de manera significativa el clima, por la emisión de grandes cantidades de gases efecto invernadero como el CO₂. De hecho, diferentes estudios han confirmado que periodos de vulcanismo masivo en el pasado han sido también la causa de algunas de las grandes extinciones de nuestro planeta (Alfaro *et al.*, 2013).

Para disminuir el efecto negativo asociado a las erupciones volcánicas, las instituciones suelen llevar a cabo una serie de medidas. Por un lado, *las medidas preventivas*, que tratan de determinar dónde se producirá el impacto de la erupción, para seguidamente actuar sobre el mismo. Por otro lado, *las medidas predictivas* buscan prever en qué momento y dónde se va a desarrollar el desastre. También existen, *las medidas post-desastre*, que tratan de minimizar el impacto una vez ocurrido el suceso (Lario y Bardají, 2016).

La reducción del riesgo asociado a los desastres naturales es una condición fundamental para lograr sostenibilidad a escala global. Por tanto, con el objetivo de mitigar las pérdidas tanto económicas como de vidas humanas, se debe llevar a cabo un proceso de *preparación para la reducción del riesgo*, enmarcada dentro del programa de Análisis del Riesgo que se articula en tres estadios: análisis de factores de riesgo, análisis de la reducción del riesgo y finalmente la evaluación del riesgo (Ayala-Carcedo, 2007).

2. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Los volcanes no se distribuyen al azar, sino que la mayoría de ellos se encuentran coincidiendo con los límites de las placas tectónicas. Para entender dicha distribución, hay que comprender la dinámica interna de la Tierra, que da origen a la teoría de la Tectónica de Placas. La Tectónica de Placas es la teoría más relevante y revolucionaria propuesta en el campo de la Geología en los últimos tiempos. Esta teoría ha cambiado la forma en la que entendemos la Tierra, y ha establecido un nuevo marco conceptual con el que interpretar los procesos geológicos a gran escala que crean, deforman o destruyen la corteza terrestre.

Los volcanes suponen una gran amenaza geológica que afecta a personas e infraestructuras en todo el planeta. Así pues, algunas de las catástrofes naturales más destacadas en la historia de la humanidad están ligadas a grandes erupciones volcánicas. Estos fenómenos y los riesgos asociados a ellos son particularmente importantes de estudiar porque presentan dificultades para su predicción y, por lo tanto, para tomar las debidas medidas preventivas a tiempo. En este sentido, conviene, por tanto, conocer las áreas geográficas con mayor riesgo de actividad volcánica.

Como objetivo general en este trabajo se va a analizar la distribución global de los volcanes, y el impacto de las erupciones volcánicas, estableciendo para ello, una relación entre dicha distribución y los mecanismos involucrados en el movimiento y configuración de las placas tectónicas. Para su consecución, se han propuesto los siguientes objetivos específicos:

- Descripción de la estructura interna de la Tierra y su relación con la Tectónica de Placas
- Distribución de los principales volcanes en la superficie terrestre, y análisis de su relación con la actividad asociada a la Tectónica de Placas
- Aportar dos casos de estudio, las erupciones de los volcanes Etna y Pinatubo, para evaluar el impacto de las erupciones volcánicas en función del grado de exposición, peligrosidad y vulnerabilidad de la población ante tales eventos geológicos
- Discutir la eficacia de las medidas preventivas adoptadas en cada caso y el grado de vulnerabilidad de las poblaciones afectadas

3.CONTEXTO GEOLÓGICO

Existen cinco grandes zonas donde se ubican la mayoría de los volcanes en la Tierra: Zona Circumpacífica, Zona Mediterránea-Asiática, Zona Índica, Zona Atlántica y Zona Africana (Servicio Geológico Mexicano, 2017b) (Figura 3.1):

- Zona Circumpacífica: también conocida como “Cinturón o Anillo de Fuego del Pacífico”, acoge casi el 80% de los volcanes activos del planeta. Este cinturón

se extiende por todo el Océano Pacífico, recorriendo el margen occidental del continente americano, Alaska, islas Aleutianas, Japón, Filipinas, Indonesia, Nueva Zelanda e islas situadas en la Antártida.

- Zona Mediterránea-Asiática: es la zona que se expande desde el Océano Atlántico hasta el Océano Pacífico, pasando por Asia y el Mediterráneo. Los volcanes más destacados en esta zona son el Etna, Estrómboli y Vesubio en Italia, y Cabo de Gata en Almería.
- Zona Índica: bordea al Océano Índico y por el territorio de Sumatra-Java se une con la zona Circumpacífica. En esta zona existen también islas volcánicas en relación con la actividad de la dorsal, siendo ejemplo de ello la Isla Reunión e Islas Comores.
- Zona Atlántica: se extiende de norte a sur, por toda la zona central del Océano Atlántico. Los volcanes más destacados se hallan en la Isla de Jan Mayen en Groenlandia, y en las Islas Ascensión y Santa Elena en la dorsal atlántica. Destacan también los volcanes de las islas situadas, en la parte central del océano Atlántico, como es el caso de Madeira y Salvajes, aparte de las Azores y Canarias (concretamente Tenerife y La Palma).
- Zona Africana: abarca todos los volcanes que se ubican en el *rift* continental africano, desde Mozambique hasta Turquía. Los más destacados son el Niragongo, Kilimanjaro y Meru. En África Occidental el vulcanismo más representativo se encuentra en las Islas Príncipe y Santo Tomé.

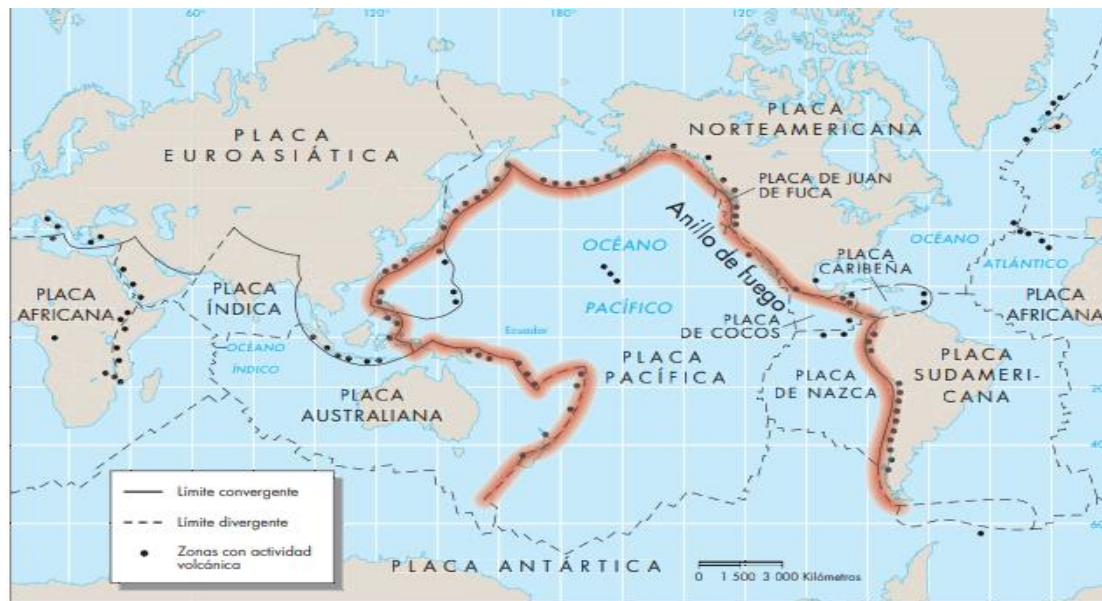


Figura 3.1. Distribución de los volcanes en el planeta. La línea naranja representa el denominado “Anillo de Fuego del Pacífico”, donde se ubican la mayor parte de los volcanes del mundo (Keller y Blodgett, 2004).

Como se puede observar en la Figura 3.1, la mayoría de los volcanes se localizan en los límites de placas tectónicas, donde se concentra de hecho la mayor actividad volcánica (Loughlin *et al.*, 2015). Para comprender dicha distribución hay que entender la dinámica y estructura interna de la Tierra, dando origen a lo que hoy en día se conoce como la teoría de la Tectónica de Placas.

3.1. Estructura interna de la Tierra

El interior de nuestro planeta se estructura en diversas capas, que se pueden clasificar en función de su composición química o en base a sus propiedades físicas:

a) Capas internas de la Tierra (atendiendo a la composición química)

Según su composición química se diferencian las siguientes capas: corteza, manto y núcleo (Figura 3.2).

La corteza es la capa más superficial y delgada de la Tierra. Según su espesor y composición se diferencian dos tipos: corteza oceánica, más densa, con un espesor de entre 5 y 10 kilómetros y compuesta principalmente por basalto; y corteza

continental, más gruesa y menos densa, abarcando entre los 30 y 70 kilómetros de espesor, con una composición aproximadamente granodiorítica (Gutiérrez, 2008). Debajo de la corteza se encuentra, el manto, considerado como una capa intermedia formada por un revestimiento de rocas sólidas que llegan hasta una profundidad de unos 2900 kilómetros (Tarbuck y Lutgens, 2005). Por último, la capa más interna de la Tierra se corresponde con el núcleo, que llega hasta una profundidad de 3500 kilómetros. Tiene mayor densidad que las capas que se encuentran por encima del mismo, por la constante elevada presión a la que está sometido. Está compuesto fundamentalmente por elementos pesados, como hierro y níquel (Araña y López, 1974).

b) Capas internas de la Tierra (por propiedades físicas)

Según sus propiedades físicas, es decir, por el comportamiento que presentan las ondas sísmicas (cambios en la velocidad sísmica) cuando atraviesan el interior de la Tierra, se diferencian las siguientes capas: litosfera, astenosfera, mesosfera, núcleo externo y núcleo interno (Figura 3.2).

La capa más externa de la Tierra en este caso es la litosfera, una capa con un comportamiento rígido, formada por la corteza y parte del manto superior. Se diferencian dos tipos: litosfera oceánica, más delgada, y litosfera continental más gruesa. El espesor de la litosfera cambia constantemente, con un espesor medio de entre 100 y 200 km. Debajo de la litosfera se encuentra la astenosfera que constituye la base sobre la que se desplazan las placas litosféricas. Alcanza una profundidad máxima de unos 700 kilómetros. Presenta una gran ductilidad, y en ella se originan lentos movimientos de convección que son los causantes del desplazamiento de las placas litosféricas. La plasticidad de esta capa se debe al efecto que provoca una temperatura tan elevada sobre los materiales que la componen. La consecuencia de esta plasticidad es que la litosfera es capaz de moverse con independencia de la astenosfera. Dentro del manto, por debajo de la astenosfera, se encuentra la mesosfera (manto inferior), extendiéndose hasta una profundidad de 2900 km. Finalmente, en el núcleo se identifican, por un lado, el núcleo externo, que se

encuentra en estado líquido, y el núcleo interno en este caso en estado sólido (Gutiérrez, 2008).

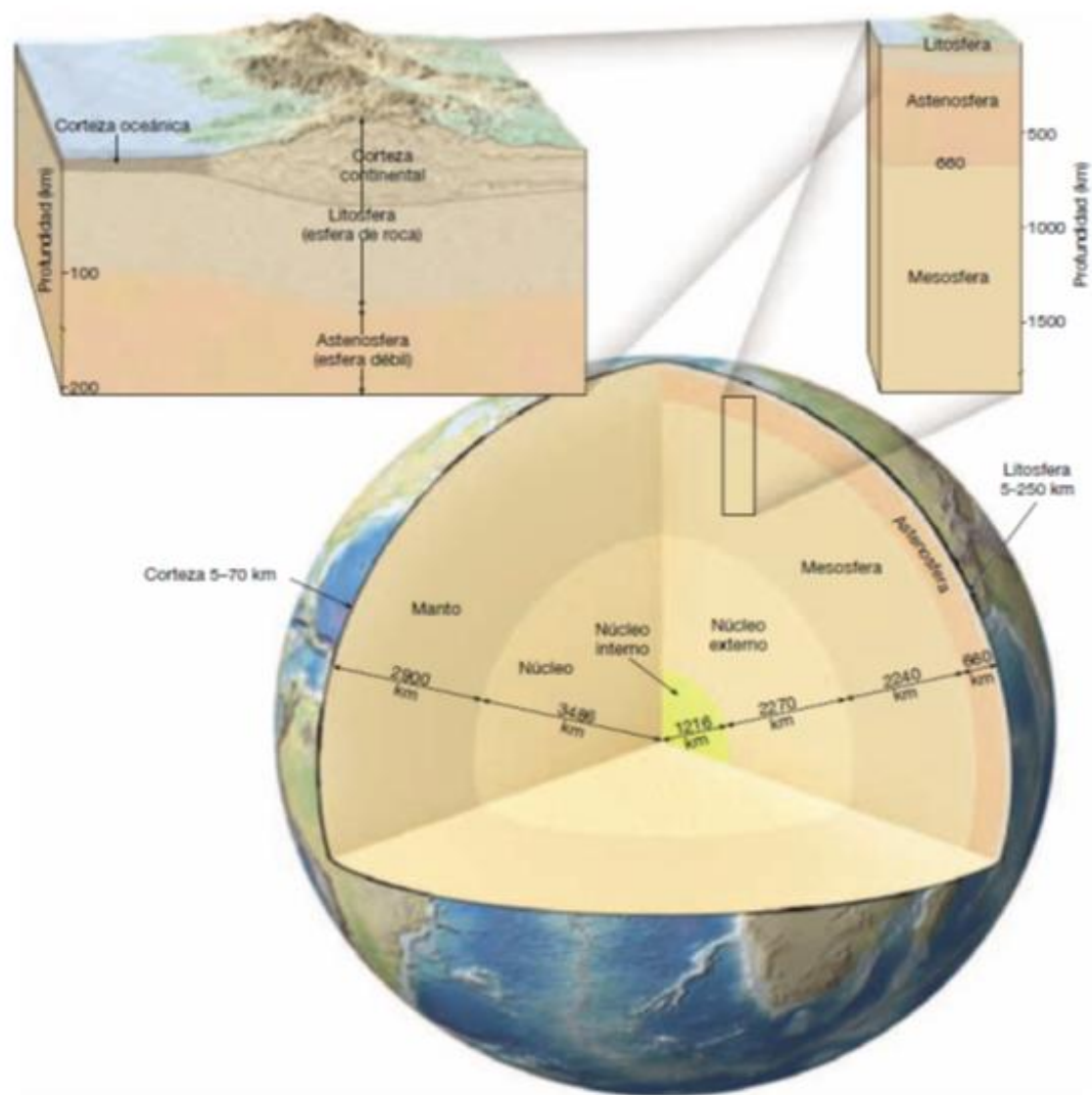


Figura 3.2. Estructura interna de la Tierra según su composición química (corteza, manto y núcleo) y propiedades físicas (litosfera, astenosfera, mesosfera, núcleo externo y núcleo interno) (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.2. Introducción a la Tectónica de Placas

La Tectónica de Placas explica la mayoría de los procesos que originan la deformación de rocas en superficie, principalmente en los límites de placa, resultado de la actividad interna de la Tierra (Alfaro *et al.*, 2013). Como se ha explicado en el apartado anterior, el comportamiento dúctil del manto superior (astenosfera), y los movimientos convectivos que en él se generan, son los responsables del desplazamiento de las

placas litosféricas o placas tectónicas, asociándose a dichos movimientos procesos geológicos en superficie como el vulcanismo. De hecho, como se ha mencionado anteriormente, la mayor parte de los volcanes en la Tierra se distribuyen a lo largo de los límites de placa, registrándose además una elevada actividad volcánica (Molist, 2021).

3.2.1. Las Placas Tectónicas

Las placas tectónicas son fragmentos de litosfera que se desplazan sobre la astenosfera y que se encuentran en continuo movimiento, siendo las placas oceánicas más delgadas que las continentales (Tarbuck y Lutgens, 2005).

El desplazamiento de las placas tectónicas se produce por los denominados “movimientos convectivos” del manto, que son corrientes ascendentes y descendentes de material del manto. Se originan por una distribución desigual de calor en el interior de la Tierra, ocasionando que los materiales con temperaturas más elevadas se desplacen de la parte interna del manto hacia la parte más externa del mismo, al contrario que los materiales con temperaturas menos elevadas. Estos movimientos provocan el contacto entre las distintas placas litosféricas, deformando el material en los bordes (convergencia) y destruyendo parte de la corteza (subducción), o bien creando nueva corteza (divergencia). La actividad volcánica se deriva de estos movimientos, pudiendo causar además importantes terremotos (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Se reconocen siete principales placas tectónicas, que son: Norteamericana, Sudamericana, Africana, Euroasiática, Australiana, Antártica y la mayor de ellas en cuanto a extensión, la del Pacífico (Figura 3.3). La mayoría de estas placas se caracterizan por cubrir una gran masa continental y una amplia extensión de océano. Existen además otras placas de menor tamaño, como la Placa del Caribe, de Nazca, Árábica, Filipina, de Scotia y Juan de Fuca (Figura 3.3), aparte de más de una docena de placas más pequeñas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

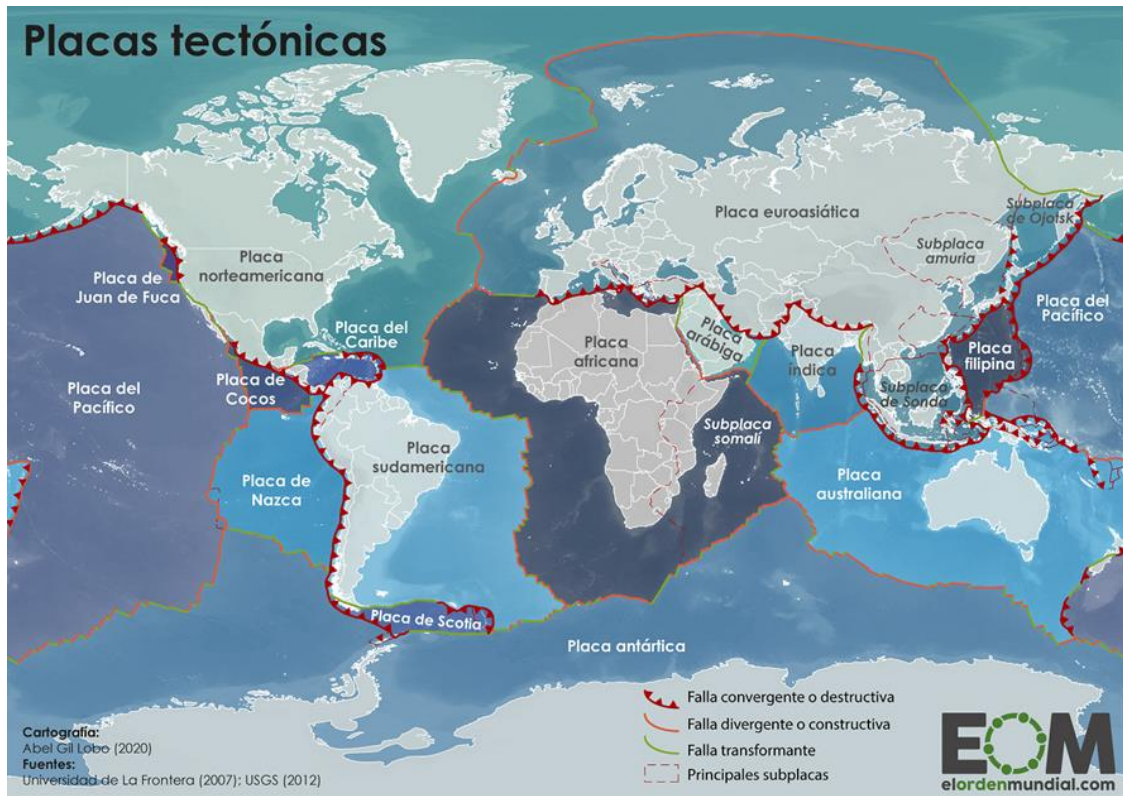


Figura 3.3. Distribución de las placas tectónicas (Gil, 2021).

3.2.2. Tipos de límites de placa

Los límites de placa se clasifican en tres tipos en función del movimiento relativo que se produce de una placa respecto a otra: límites de placa convergentes, divergentes y transformantes (Figura 3.4). En ellos se concentra la mayor actividad sísmica y volcánica registrada en superficie. Las principales características de dichos límites de placa se detallan a continuación.

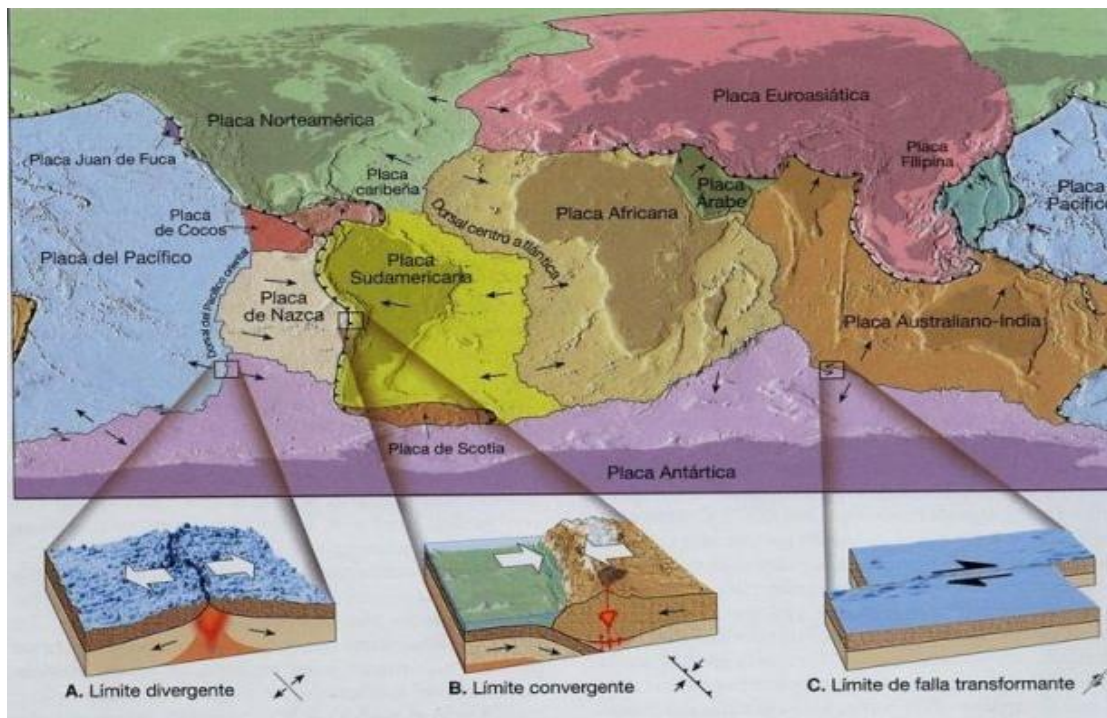


Figura 3.4. Tipos de límites de placa (Red Sismológica Nacional, 2019).

a) **Límites de placa convergentes**

Estos tipos de límites de placa se definen como límites de placa destructivos. Se originan por el choque entre dos placas (Figura 3.4), bien sean de origen oceánico (convergencia oceánica-oceánica), de tipo continental y oceánico (convergencia oceánico-continental) o ambas de origen continental (convergencia continental-continental).

Convergencia oceánica-oceánica

Se produce cuando dos placas oceánicas colisionan entre sí dando como resultado un proceso de subducción. En este proceso, la placa más antigua subduce (desciende) bajo la más joven, iniciándose la fusión parcial de la placa que subduce y originando fosas submarinas (Tarbuck y Lutgens, 2005). La rápida subducción asociada a este tipo de convergencia origina magmas que, al ascender a la superficie, forman islas volcánicas en forma de arco que reciben el nombre de "arcos insulares" (Figura 3.5). La mayoría de estas islas están localizadas en el Pacífico, siendo un claro ejemplo el archipiélago de Japón.

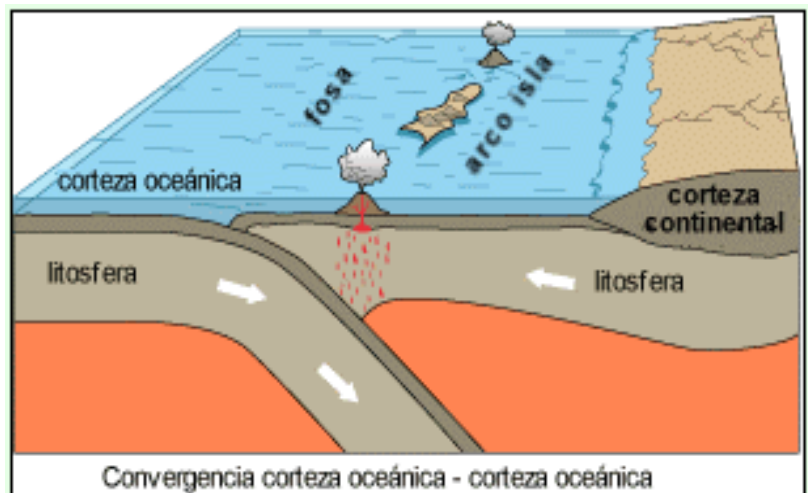


Figura 3.5. Tipos de movimientos convergentes: convergencia oceánica-oceánica (Ministerio de Educación y Ciencia, s. f.)

Convergencia oceánica-continental

Tiene lugar cuando se produce el choque entre una placa oceánica y otra continental. La placa oceánica, al tener mayor densidad, subduce bajo la continental (más ligera) que, al entrar en contacto con el manto, crea un flujo ascendente de magma dando lugar a la generación de volcanes en el continente (Figura 3.6). De este choque se deriva también la formación de importantes cadenas montañosas, como es el caso de la cordillera de los Andes, que bordea el oeste del continente sudamericano (Hongn y García, 2011).

Los volcanes que se originan a partir de este proceso de subducción reciben el nombre de "arcos volcánicos continentales". Como volcanes más representativos de este tipo de actividad, cabe destacar el Etna y el Pinatubo, objeto de estudio del presente trabajo. El volcán Pinatubo se relaciona con el proceso de subducción generado por el deslizamiento de la placa Euroasiática bajo la placa Filipina a lo largo de la falla de Manila (Volcanian, 2020). En el caso del volcán Etna, el proceso de subducción se produce por el hundimiento de la placa Africana bajo la placa Euroasiática.

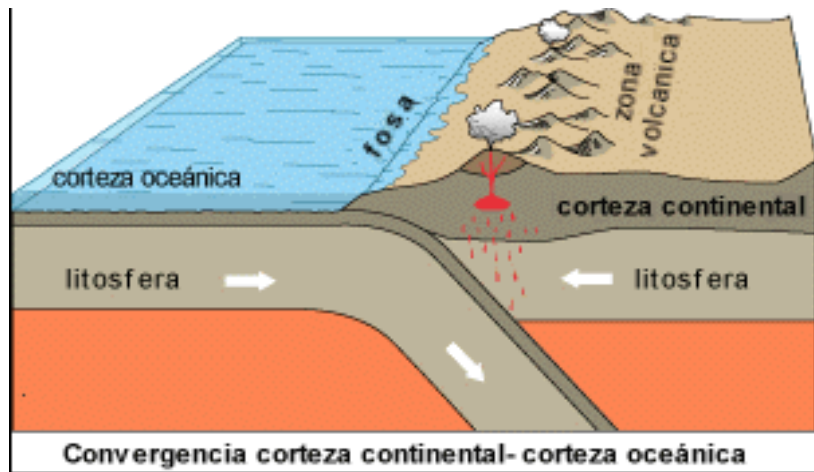


Figura 3.6. Tipos de movimientos convergentes: convergencia continental-oceánica (Ministerio de Educación y Ciencia, s. f.)

Convergencia continental-continental

Se produce cuando el movimiento de un fragmento continental por la subducción del fondo oceánico bajo otra placa continental provoca la colisión entre los dos bloques continentales. Todo este proceso provoca un plegamiento y deformación de los materiales acumulados en los márgenes continentales. El resultado es la formación de una nueva cordillera montañosa, formada por rocas metamórficas y sedimentarias (Figura 3.7) (Tarbuck y Lutgens, 2005).

El ejemplo más característico de este tipo de convergencia es la cordillera del Himalaya formada por la colisión de la placa India con la placa Euroasiática, produciéndose una gran deformación de la corteza continental (Tarbuck y Lutgens, 2005). Otros ejemplos son la cordillera de los Pirineos, al norte de España, y la de los Apalaches, en el este de Norteamérica.

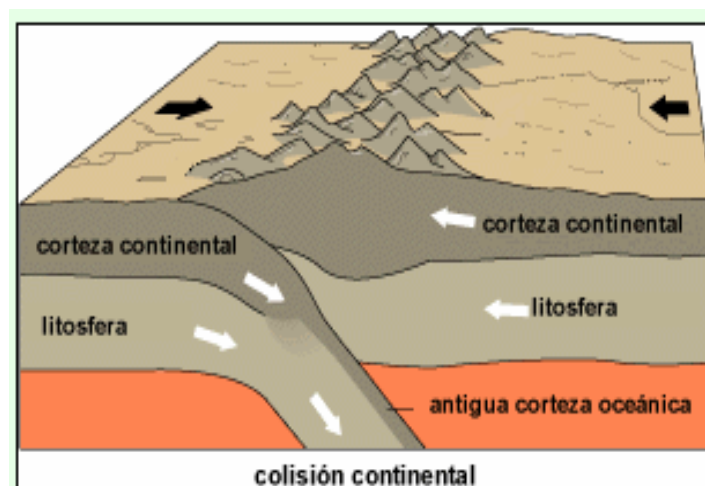


Figura 3.7. (página anterior). Tipos de movimientos convergentes: convergencia continental-continental (Ministerio de Educación y Ciencia, s. f.)

b) Límites de placa divergentes

Se conocen también como límites de placa constructivos, porque en ellos se produce el alejamiento de las placas entre sí dando lugar a la formación de nueva litosfera oceánica, a partir del ascenso del magma desde el manto (Figura 3.4). Este ascenso de magma puede producirse tanto en la corteza oceánica como continental (Hongn y García, 2011).

En la corteza oceánica, estos límites de placa se conocen como dorsales oceánicas, elevaciones submarinas donde se desarrolla un tipo de vulcanismo muy continuado extendiéndose sobre toda la dorsal (Anguita y Moreno, 1991). Su origen se relaciona con el ascenso de magma hacia la base de la corteza oceánica, originando la consecuente elevación de la placa y fracturas asociadas al abombamiento y dilatación de la misma. Cuando el magma se enfría origina roca dura y sólida, generando nueva corteza oceánica (Tarbuck y Lutgens, 2005).

En la corteza continental, por su parte, este ascenso de magma da lugar al conocido proceso de *rifting*, generando el mismo mecanismo de abombamiento, fracturación y extensión (Servicio Geológico Mexicano, 2017a). Un ejemplo característico de este tipo de límite de placa es el Gran Valle del Rift al este de África.

c) Límites de placa transformantes

Estos tipos de límites de placa también se definen como conservativos, porque en ellos sólo se producen desplazamientos laterales entre las placas (Figura 3.4) (Hongn y García, 2011).

El ejemplo más conocido actualmente es la Falla de San Andrés, en California, conocida por tener un carácter potencialmente peligroso y ser además la más extensa, con unos 1300 kilómetros de largo, separando las placas del Pacífico y de

Norteamérica. En ella se producen multitud de terremotos asociados al movimiento de las placas anteriormente citadas (Martínez, 2015).

3.2.3. Desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas

La Tectónica de Placas es una teoría que pretende explicar los procesos que tienen lugar en la superficie terrestre asociados a los movimientos que se suceden en la capa externa de la Tierra o litosfera, a través de procesos de subducción y de expansión del fondo oceánico, dando lugar a la formación de continentes, cuencas oceánicas y montañas. Esta teoría recoge los fundamentos clave sobre los que se sustenta el estudio de los procesos y estructuras geológicas que conforman la superficie terrestre (Tarbuck y Lutgens, 2005).

La teoría de la Tectónica de Placas supuso una reinterpretación de la dinámica interna de la Tierra, definiendo por primera vez el concepto de “placas tectónicas” como piezas de un puzzle que componen la superficie terrestre y que han estado en constante movimiento sobre el manto. Esta teoría permitió un mayor entendimiento sobre la actual configuración continental y su evolución pasada y futura. En este sentido, y basándose en múltiples evidencias científicas, se proponen dos teorías para explicar el movimiento de las placas tectónicas: la deriva continental y la expansión del fondo oceánico (Tarbuck y Lutgens, 2005).

La *teoría de la deriva continental* fue propuesta por el meteorólogo y geofísico alemán Alfred Wegener en 1912, que postulaba que las actuales masas continentales habían estado en el pasado unidas en un único supercontinente denominado Pangea (Figura 3.8). Hoy en día se conoce que tal fragmentación, sucedió en el periodo Pérmico, hace aproximadamente 280 millones de años. Por su parte, la *teoría de expansión del fondo oceánico*, enunciada por Harry Hess en 1962, supuso un avance más en el entendimiento del desplazamiento de dichas masas continentales, sugiriendo que dicho movimiento estaba favorecido por la creación de nueva corteza oceánica debido al ascenso convectivo de magma en las dorsales oceánicas (Figura 3.9). Este proceso de expansión oceánica, responsable de la fragmentación y separación de masas continentales, culmina con el reciclaje de corteza oceánica más antigua en el manto,

por subducción, y, por tanto, la nueva unión de las masas continentales en un nuevo supercontinente (el denominado Ciclo de Wilson) (Tarbuck y Lutgens, 2005).

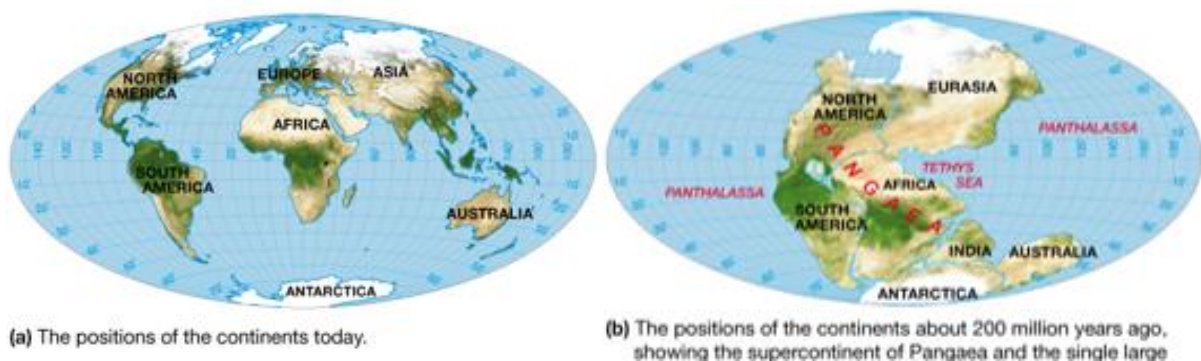


Figura 3.8. A) Posición actual de los continentes en la Tierra. B) Unión de todos los continentes hace 280 millones de años, en un supercontinente denominado Pangea (Trujillo y Thurman, 2017).

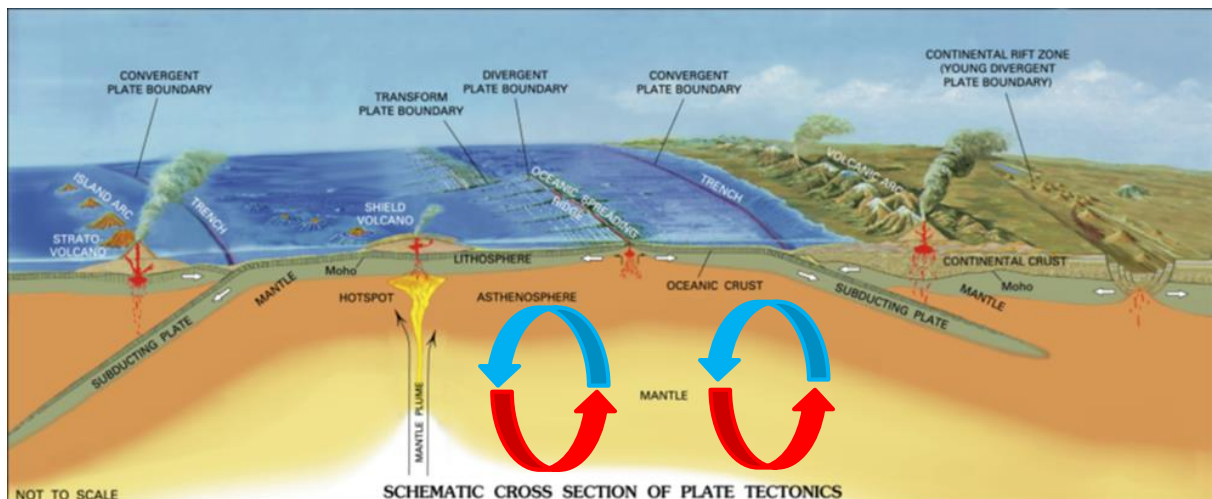


Figura 3.9. Representación de los movimientos convectivos en el manto que explican el ascenso de magma en dorsales oceánicas (Sigurdsson, 2015).

La teoría de la Tectónica de Placas es fundamental para entender no sólo la configuración actual de los continentes, sino para dar explicación a la mayoría de los procesos geológicos que tienen lugar en la superficie terrestre. De hecho, gran parte de la actividad sísmica y volcánica que se registra a nivel mundial está asociada a los procesos que tienen lugar en los límites de las placas tectónicas, y entender su funcionamiento y distribución es de gran importancia para prever o mitigar los daños que dichos procesos puedan causar a las poblaciones ubicadas en las zonas de riesgo.

4. RIESGOS GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA TECTÓNICA DE PLACAS

El riesgo geológico se define como la probabilidad de que un proceso geológico de origen natural o inducido suponga una amenaza para los seres humanos, ya sea a su salud o a sus intereses socioeconómicos. Estos daños tendrán mayor o menor importancia dependiendo de la velocidad, magnitud y extensión del proceso, así como de la cercanía de poblaciones e infraestructuras, del grado de vulnerabilidad de dichas poblaciones, y de la eficacia de las medidas de predicción, prevención y corrección adoptadas (Gil, 2013)

Los límites de placa constituyen zonas de alta inestabilidad geológica y, por tanto, asociados a un elevado riesgo geológico. En este sentido, los terremotos y las erupciones volcánicas representan los procesos más peligrosos asociados a los límites de placa, generando graves daños tanto para la vida humana como para las infraestructuras. (Gil, 2013). En este trabajo, se prestará especial interés a las erupciones volcánicas que, aunque menos recurrentes que los terremotos, pueden tener un alto impacto en las poblaciones e infraestructuras cercanas a la erupción

Las erupciones volcánicas, se producen por la expulsión de material fundido (magma) desde el interior de la Tierra hacia la superficie (Savedra y López, 1974). Alrededor de un 88% de los volcanes que se conocen se ubican en límites de placa, y sus mecanismos eruptivos pueden ser muy variados, en función del tamaño del volcán y de las propiedades del magma (contenido en sílice, viscosidad o contenido en gases). Normalmente, dichas erupciones van ligadas a una serie de precursores volcánicos originados por el movimiento de magma hacia la superficie, como: deformaciones en el cráter y cono del volcán, que originan la elevación del terreno; actividad sísmica, causada por la fracturación del terreno durante el ascenso del magma, y emisión de gases procedentes de la cámara magmática a través de grietas (Anguita y Moreno, 1991). Entre los peligros asociados a las erupciones volcánicas cabe destacar la formación de flujos de lava, la expulsión de piroclastos, formación de *lahares* (flujos de sedimento y agua desde las laderas de los volcanes), nubes de cenizas y deslizamientos (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016).

La actividad volcánica, si bien suele causar al año menos pérdidas de vidas humanas y daños materiales que otro tipo de eventos naturales (por ejemplo, los terremotos), puede resultar mucho más catastrófica debido a que la magnitud y durabilidad del evento puede ser mucho mayor. Hay que considerar que en la actualidad más de 600 millones de personas viven en áreas de peligrosidad volcánica, por lo que resulta de vital importancia conocer el contexto geológico, evaluar el grado de vulnerabilidad y proponer medidas de prevención adecuadas (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016).

4.1. Riesgo volcánico

El riesgo volcánico se define como la probabilidad de que una erupción volcánica cause un impacto negativo en las vidas humanas y en las infraestructuras. Este impacto negativo va unido a una serie de factores de riesgo volcánico como, peligrosidad, exposición y vulnerabilidad ante una erupción volcánica. La *peligrosidad volcánica*, se define como la probabilidad de que ciertos procesos asociados a la actividad volcánica (coladas de lava, flujos piroclásticos, *lahares*, etc) ocurran en un momento y lugar particular, pudiendo causar pérdidas de vidas humanas y daños en las infraestructuras. En este sentido, para determinar la peligrosidad de una erupción volcánica, es importante conocer y comprender su historia eruptiva, es decir, estudiar el registro de erupciones volcánicas en el pasado. Otro factor de riesgo es la *exposición volcánica*, que se refiere a la pérdida de vidas y propiedades que puede ocurrir en caso de una erupción volcánica. El último factor de riesgo es la *vulnerabilidad*, que se define como el porcentaje de pérdida o daño que sufrirían los bienes expuestos en caso de una erupción volcánica. Se expresa como un porcentaje del valor total del riesgo (Lario y Bardají, 2016).

A continuación, se describen dos tipos de riesgos volcánicos según el daño provocado: *riesgos directos* o *principales*, como son, flujos piroclásticos, nubes de cenizas, coladas de lava y emanaciones gaseosas; y *riesgos indirectos* o *secundarios*, como, *lahares*, tsunamis, movimientos de ladera e inyección de aerosoles a la estratosfera (Keller y Blodgett, 2004).

Riesgos directos

- Coladas de lava y formación de domos: se definen como mantos de lava solidificada o viscosa, emitida por el volcán durante una erupción. Su velocidad varía según la topografía del terreno, su viscosidad y su tiempo de emisión. Generalmente, la lava muy líquida tiende a ocupar grandes extensiones, formando mantos de escaso grosor, mientras que la lava más viscosa forma mantos más gruesos y viaja distancias más cortas. No obstante, la velocidad de una colada de lava depende también de su temperatura, de manera que a medida que se enfría, su viscosidad aumenta bruscamente y su velocidad disminuye. Si la lava es muy viscosa, se acumula alrededor de la zona de emisión formando un domo.
- Nubes de cenizas: son emisiones a la atmósfera de una mezcla de gases y piroclastos de diferentes tamaños durante la erupción. Los piroclastos de mayor tamaño se definen como “bombas volcánicas”, alcanzando sólo unos pocos kilómetros de altura al ser expulsados. Los fragmentos de menor tamaño, en cambio, son capaces de alcanzar decenas de kilómetros de altitud, y forman lo que se conoce como una “columna convectiva”, que ocasiona posteriormente la caída de cenizas a la superficie. Durante su caída, las cenizas son desplazadas por el viento cubriendo una gran extensión, llegándose a acumular grandes espesores de cenizas.
- Flujos piroclásticos: se definen como flujos densos compuestos por una mezcla de gases y partículas sólidas a altas temperaturas. Cuando estos flujos se desplazan a gran velocidad, se denominan coladas piroclásticas, y provocan graves daños debido a su rápido movimiento y a sus altas temperaturas.
- Emanaciones gaseosas: son los gases previamente disueltos en el magma que salen al exterior durante una erupción volcánica, emitiéndose de forma violenta a la atmósfera a elevadas temperaturas. Se componen, fundamentalmente de vapor de agua, dióxido de carbono, óxido de azufre, monóxido de carbono, y en menor medida, flúor, boro, arsénico, nitrógeno e hidrógeno. Cuando dichos

gases escapan por fracturas a lo largo del edificio volcánico o por desprendimiento de las coladas de lava, originan las denominadas “fumarolas”.

Riesgos indirectos

- Lahares: denominados también “corrientes de lodo”. Están compuestos por materiales volcánicos con poca firmeza y solidez, especialmente sedimentos de distinto tamaño y agua. El agua que se mezcla con los materiales puede emanar de la fusión de glaciares, del deshielo de nieve de la cima del volcán y de lluvias. Su movimiento se produce a través de las laderas o valles del volcán. La velocidad con la que se desplazan los *lahares* está relacionada con el caudal, la densidad del flujo y la pendiente de la ladera: cuanto mayor sean estos tres factores, mayor velocidad alcanzarán y más daños causarán.
- Movimientos de laderas: definidos también como “avalanchas de derrubios”, se originan por la acumulación inestable de materiales sin consistencia como rocas, nieve y hielo en zonas de pendiente que, al producirse lluvias intensas o terremotos de gran magnitud, se desplazan ladera abajo. Los deslizamientos producidos durante erupciones volcánicas varían desde movimientos pequeños hasta colapsos de cimas o laderas del volcán.
- Tsunamis: definidos como olas de grandes dimensiones. Tienen la capacidad de penetrar grandes distancias tierra adentro, y pueden generarse por el colapso del edificio volcánico durante la erupción.
- Inyecciones de aerosoles a la estratosfera: las erupciones volcánicas son una fuente muy importante de emisiones de gases, incorporando importantes cantidades de azufre, que son expulsados a alta presión hasta la estratosfera.

En las tablas 4.1 y 4.2, se indican de forma resumida, los principales tipos de daños que pueden causar cada uno de los riesgos volcánicos descritos anteriormente:

Riesgos directos (principales)	Tipo de daños
Flujos de piroclastos	Recubrimiento por cenizas. Colapso de estructuras. Daños a agricultura y a instalaciones industriales y pérdidas de vidas humanas
Nube de cenizas ↓ Emisión de bombas	Acumulación de cenizas. Daños en estructuras. Daños al medio ambiente y a la salud. Problemas en tráfico aéreo. Daños por impacto. Ocasionan incendios en zonas de erupción y proximidades
Coladas de lava y formación de domos	Daños a estructuras. Incendios. Recubrimientos por lavas. Cambio en la morfología del terreno.
Emanaciones gaseosas	Problemas respiratorios. Envenenamiento. Contaminación de aire y agua.

Tabla 4.1. Riesgos directos (principales), asociados a erupciones volcánicas. (Elaborada a partir de: (Ortiz, 1996).

Riesgos indirectos (secundarios)	Tipo de daños
<i>Lahares</i>	Daños a estructuras y pérdidas de vidas humanas. Arrastre de materiales. Recubrimiento por barro.
Movimientos de laderas y colapsos de edificios volcánicos	Arrastre de materiales. Recubrimiento por depósitos de rocas. Daños a estructuras y pérdidas de vidas humanas. Posibilidad de tsunamis
Tsunamis	Pérdida de vidas humanas y graves daños en infraestructuras. Daños a la flora y fauna terrestre y marina. Alteración de la morfología del terreno.
Inyección de aerosoles en la estratosfera	Impacto en el clima. Efectos a medio y largo plazo

Tabla 4.2. Riesgos indirectos (secundarios), asociados a erupciones volcánicas (Elaborada a partir de: (Ortiz, 1996).

5. PRINCIPALES ERUPCIONES VOLCÁNICAS A NIVEL MUNDIAL. VOLCANES MÁS ACTIVOS DEL MUNDO

En este punto se recoge un listado con las principales erupciones volcánicas registradas a lo largo de la historia, así como una selección de los volcanes más activos a nivel mundial (Figura 5.1).

Principales erupciones volcánicas históricas que han tenido lugar, siguiendo un orden cronológico:

1. Lago Taupo, Nueva Zelanda (26000 años)
2. Volcán Kikai, Japón (4350 a.C.)
3. Santorini, Grecia (1610 a.C.)
4. Volcán Vesubio, Ottaviano-Nápoles, Italia (79 d.C.)
5. Volcán Izalco, Sonsonate-El Salvador (1770-1966)
6. Volcán Laki, Islandia (1783)
7. Volcán Tambora, Isla de Sumbawa-Indonesia (1815)
8. Volcan Krakatoa, Java-Sumatra, Indonesia (1883)
9. Volcán Doña Juana, Colombia (1899)
10. Monte Pelée, Martinica-Francia (1902)
11. Monte Lamington, Papúa Nueva Guinea (1951)
12. Volcán Kilauea, Hawái (1959 y 1960)
13. Volcán Taal, Filipinas (1965)
14. Volcán Teneguía, Santa Cruz de Tenerife-Islas Canarias, España (1971)
15. Volcán Tolbachik, Rusia (1975-1976)
16. Volcán Nyragongo, República Democrática del Congo (1977)
17. Monte Santa Helena, Estados Unidos (1980-1981)
18. Volcán el Chichón, Pichucalco-Chiapas, México (1982)
19. Volcán Nevado del Ruiz, Colombia (1985)
20. Monte Pinatubo, Isla de Luzón-Filipinas (1991)
21. Volcán Etna, Sicilia-Italia (1991-1993; 2022)

Fuentes consultadas:

- (Monclova, 2018)
- (Araña y Ortiz, 1984)

Lista de algunos de los volcanes más activos a nivel mundial:

- Kilauea (Hawái)
- Etna, Sicilia (Italia)
- Nyragongo (República Democrática del Congo).
- Stromboli, Islas Eoilas (Italia)
- Yasur, Isla de Tanna (Vanuatu)
- De fuego (Guatemala)
- Mauna Loa (Hawái)
- Merapi, Java Central (Indonesia)
- Sakurajima (Japón)
- Nevado del Ruiz (Colombia)
- Popocatépetl (México)
- Sinabung (Indonesia)
- Erebus (Antártida)
- La Soufrière (San Vicente y las Granadinas)
- Masaya (Nicaragua)
- Nevados de Chillán (Chile)
- Pinatubo, Luzón (Filipinas)
- Semeru (Indonesia)
- Taal (Filipinas)
- Colima (México)
- Cumbre Vieja, Islas Canarias (La Palma)

Fuentes consultadas:

- (Rodríguez, 2022)

Con el fin de analizar y discutir los riesgos asociados a las erupciones volcánicas, en este trabajo hemos seleccionado dos de los ejemplos más conocidos de erupciones volcánicas recientes recogidos en la lista de arriba: las erupciones de los volcanes Etna (Italia) y Pinatubo (Filipinas), que tuvieron lugar entre los años 1991 y 1993. En el caso de la erupción del Etna, su elección se ha basado en la amplia documentación existente al respecto, y por ser considerada como la erupción más larga y prolongada desde el siglo XVII. En el caso de la erupción del Pinatubo, la razón de su elección ha

sido el considerarlo como una de las erupciones más grandes y violentas ocurridas en el siglo XX, ocasionando, entre otros aspectos, un cambio significativo en el clima terrestre.

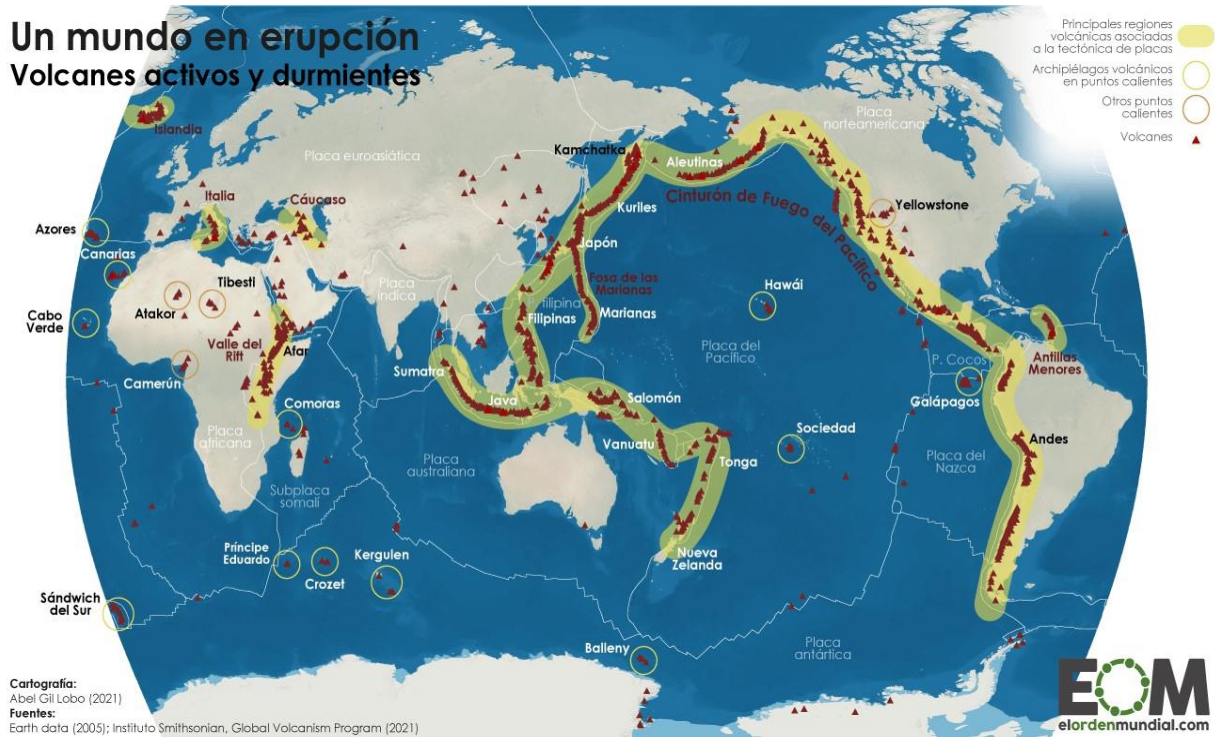


Figura 5.1. Distribución de volcanes en la superficie terrestre. (Gil, 2021).

5.1. Caso 1. Vulcanismo en contexto de subducción en corteza continental: Erupción del volcán Etna (1991-1993)

El volcán Etna es uno de los volcanes más estudiados en todo el mundo. Se localiza en la costa este de Sicilia, en el territorio de la ciudad metropolitana de Catania, Italia (Figura 5.2.). Con una altitud de 3.350 metros sobre el nivel del mar, y un diámetro de la base de 50 kilómetros, se considera el más alto de todo el país (Lécuyer, 2010a). Desde su origen, la actividad volcánica ha sido de 3 tipos: la primera caracterizada por una actividad explosiva continua, producida en la cumbre donde hoy día existen cuatro cráteres distintos: Cráter de Bocca Nuova (BN), la Vorágine (VOR), Cráter Noreste (NEC), y Cráter Sureste (SEC) (Figura 5.3), situados a diferentes altitudes (Branca y del Carlo, 2005). La segunda se caracteriza por erupciones en los flancos, que se originan en fisuras que se abren progresivamente hacia abajo desde las proximidades de la cima. Y el tercer tipo de actividad eruptiva hace referencia a

erupciones explosivas, provocando grandes colapsos de ladera (Guest y Murray, 1979).

La erupción del volcán Etna en el año 1991 en particular, comenzó el 4 de diciembre de ese año, y concluyó el 31 de marzo de 1993. Ha sido una de las más duraderas y significativas durante los últimos 300 años. A partir de un método utilizado para medir la densidad de la lava se supo que el volumen que había sido emitido de lava durante todo el proceso de actividad eruptiva fue aproximadamente $235 \times 10^6 \text{ m}^3$, con un volumen medio de $5,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (Calvari *et al.*, 1994).

La actividad volcánica asociada a este volcán es de tipo “estromboliana”, caracterizada por explosiones constantes y violentas. Este tipo de actividad eruptiva es la más común en el mundo, siendo muy abundantes un tipo de formaciones generadas por acumulación de bloques, lapilli (pequeños fragmentos de lava arrojados durante la erupción) y bombas, denominadas “conos de escorias”. Este tipo de comportamiento eruptivo provoca la emisión de las denominadas coladas de tipo “aa”, definidas como coladas de superficie formadas por distintos productos eruptivos como bloques de escoria con tamaños desde un centímetro hasta varios metros (Lécuyer, 2010b).

En los instantes posteriores al 15 de diciembre, día en el que se originó la erupción principal, se formaron una serie de fracturas discontinuas en la base del Cráter Sureste, de dirección aproximadamente norte-sur (Figura 5.3). Gran cantidad de productos volcánicos se extendieron desde la fractura eruptiva de menor altitud hacia el oeste, recubriendo áreas importantes (Calvari *et al.*, 1994) (Figura 5.3).



Figura 5.2. A) Localización del volcán Etna (Tori, 2018) y B) fotografía del volcán (Fischer, 2021)

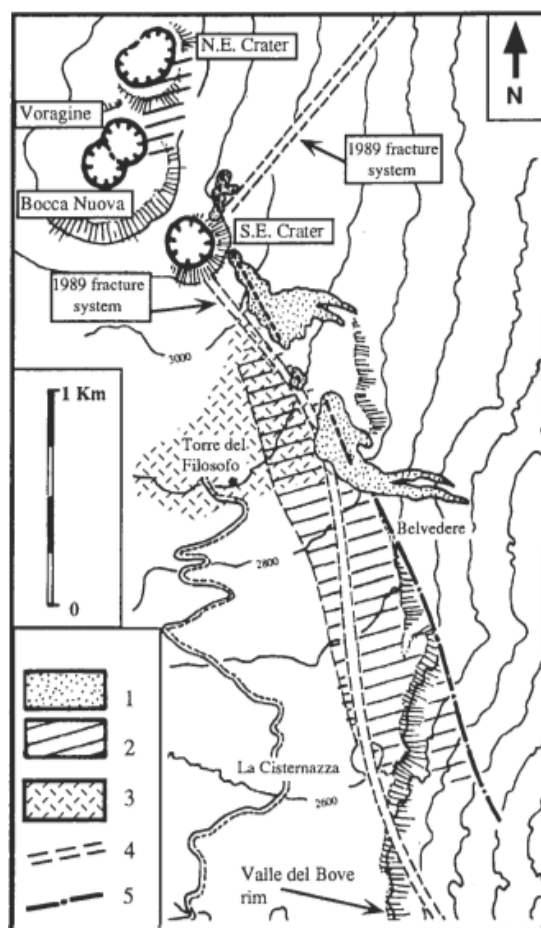


Figura 5.3. Mapa detallado de la zona sureste de la cumbre del volcán Etna. 1) Flujos de lava originados el 14 de diciembre de 1991; 2) campo de fractura producido del 14 al 15 de diciembre de 1991; 3) distribución del depósito de la ceniza volcánica el 14 de diciembre de 1991; 4) fractura de la erupción de 1989; 5) fisura eruptiva del 14-15 de diciembre de 1991 (Calvari *et al.*, 1994).

5.1.1. Antecedentes y procesos geológicos

El volcán Etna se encuentra ubicado entre el dominio compresivo de Sicilia centro-occidental y el dominio tensional del Arco de Calabria (Figura 5.4). Geológicamente, se localiza en el límite entre la placa Africana y la placa Euroasiática, donde la primera con corteza oceánica, se hunde bajo la Euroasiática, de corteza continental (Brancato y Gresta, 2003). El análisis estructural permite la identificación de dos principales sistemas de fallas normales, NW-SSE y NNE-SSW, asociados con la actividad tectónica y volcánica en el área (Monaco *et al.*, 1997).

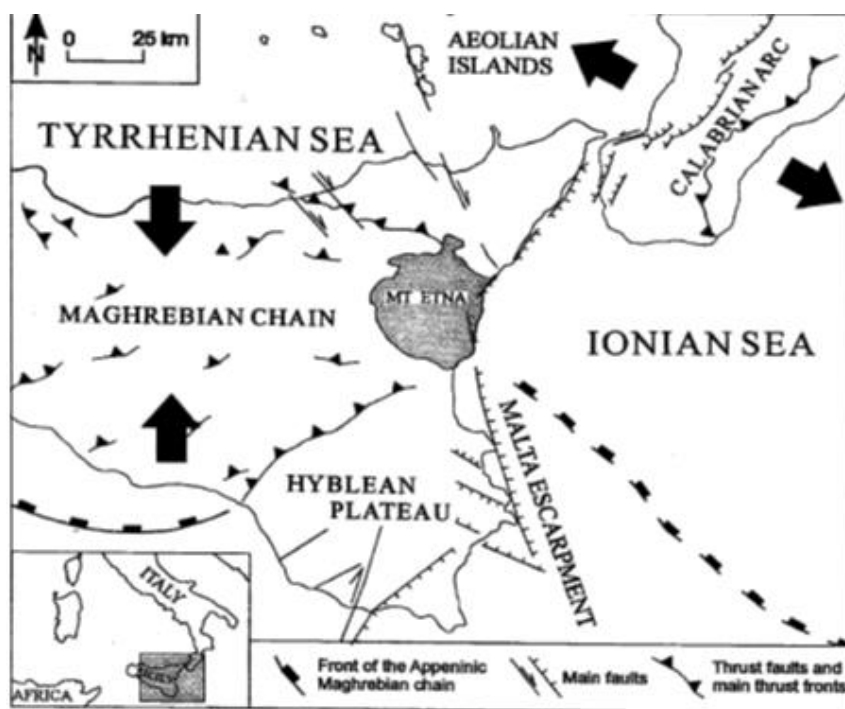


Figura 5.4. Principales características tectónicas regionales del área del Monte Etna. Las flechas convergentes indican el dominio compresivo de Western-Central Sicilia (Sicilia centro-occidental), relacionada con la colisión África-Europa. Las flechas divergentes indican el dominio tensional del Arco de Calabria (Cocina *et al.*, 1998).

Investigaciones previas sobre el volcán Etna revelaron que su origen pudo estar relacionado con vulcanismo submarino. Las primeras erupciones registradas tuvieron lugar hace unos 500.000 años, en la parte suroeste de la cumbre actual, y no fue hasta hace unos 170.000 años, cuando la actividad volcánica se desplazó hacia el centro actual de la cumbre. A partir de una serie de estudios, se consideró que hace unos 100.000 años el volcán emergió del mar. A partir de este momento, las erupciones volcánicas comenzaron a construir el edificio principal del volcán, dando lugar a lo que se conoce como un “estratovolcán”, definido como un volcán con forma de cono de gran altura, compuesto por capas de lava endurecida, alternando con capas de piroclastos (lapilli y ceniza) (Lécuyer, 2010a)

La expulsión de lava en el volcán durante una erupción se produce a través del conducto central, aunque debido a la gran altura que alcanza el edificio volcánico, la lava no es capaz de alcanzar el conducto, y su salida se produce a través de fracturas generadas en la base del volcán (Araña y López, 1974). A partir de erupciones volcánicas sucedidas a lo largo del tiempo, se produjo la formación de una caldera en forma de herradura abierta hacia el este, definida como Valle del Bove (Figura 5.5).

Sus dimensiones son aproximadamente de 15 kilómetros de diámetro de norte a sur (Lécuyer, 2010a).

Respecto a la erupción acontecida entre los años 1991 y 1993, estudios realizados sobre la deformación del suelo plantearon que dicha actividad volcánica pudo estar desarrollada por un cuerpo de magma localizado bajo el flanco noroeste, a una profundidad de unos 7 kilómetros (Bonforte *et al.*, 2008; Palano *et al.*, 2008). La actividad volcánica se caracterizó por ser bastante larga, llegando a durar aproximadamente 472 días. Las primeras emisiones comenzaron en diciembre de 1991 (Ferruci y Patanè, 1993; Falsaperla *et al.*, 1994), recubriendo una extensión de 7,6 km² (Calvari *et al.*, 1994). El rápido desplazamiento de las coladas volcánicas estuvo favorecido por la creación de conductos volcánicos. Esta lava concentrada en los conductos alcanzaba una temperatura de 950 a 1.000°C, teniendo un comportamiento muy fluido y desplazándose a una velocidad relativamente rápida (Lécuyer, 2010a).

Entre 1991 y 1993 se identificaron cinco fases eruptivas (Figura 5.5) (Calvari *et al.*, 1994):

- La primera fase (15 de diciembre de 1991- 2 de enero de 1992), se caracterizó por una actividad explosiva de dos sistemas de fracturas, originadas en la base del cráter sureste. Estas fracturas, se orientaron en dirección NNE y SSE, aunque la última se superpuso parcialmente al sistema de fracturas que fueron originadas en la erupción de 1989. (Patanè, *et al.*, 1996) Este fenómeno, fue precedido por un frente de lava muy amplio que se extendió varios kilómetros hacia el sureste. A lo largo de esta fase, la lava ocultó gradualmente la zona sur del Valle del Bove, aproximándose hacia Val Calanna. En la segunda fase (del 3 al 10 de enero de 1992), se generó un nuevo gran flujo de lava que rodeó el área afectada en la fase previa y giró al norte del monte Calanna.
- La tercera fase (del 11 de enero al 7 de abril de 1992), mostró una etapa más tranquila, en la cual el área del flujo de lava se desplazó progresivamente hacia la parte superior del Valle del Bove, y otros flujos de lava de menores dimensiones llenaron la depresión de Val Calanna por medio de fumarolas.

- La cuarta fase (del 8 de abril al 30 de mayo de 1992), se caracterizó por el desplazamiento de la lava por encima de la barrera de tierra construida en Portella Calanna, y su posterior saturación del valle que se dirige a Piano dell'Acqua, para, en último lugar, unirse varios flujos de lava en un solo flujo que comenzó a descender hacia Zafferana.
- En la quinta fase (del 31 de mayo de 1992 al 31 de marzo de 1993), las corrientes de lava se mantuvieron aún activas dentro del Valle del Bove, llegando a originarse una nueva área de flujo de lava encima de la anterior hasta el pie del monte Zoccolaro, a causa del desvío artificial del flujo de lava.

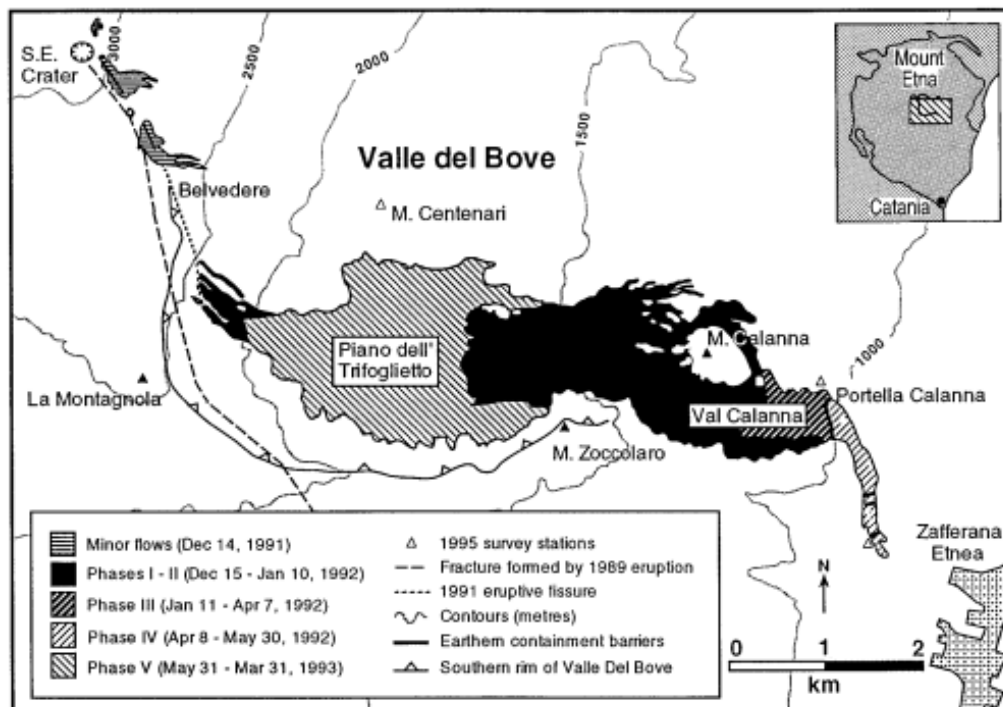


Figura 5.5. Mapa que muestra las fases eruptivas del Etna entre 1991 y 1993 (Stevens *et al.*, 1997).

5.1.2. Análisis de daños y medidas preventivas adoptadas

Los daños ocasionados por la erupción del volcán Etna entre 1991 y 1993 se debieron a que parte del material fundido salió al exterior a través de fracturas que se generaron en las laderas del volcán, por lo que el alcance de la lava fue mayor. Debido a su lento ritmo de avance, la lava no supuso una amenaza para las vidas humanas, pero tenía el alto potencial de causar una destrucción severa (Guffanti *et al.*, 2009).

Entre los efectos negativos más importantes que causó esta erupción a las infraestructuras destaca los daños provocados en los aeropuertos y al tráfico aéreo. El peligro más importante fueron las nubes de ceniza que provocaron pérdida de visibilidad, daños en los sistemas eléctricos de los aviones, y pistas deslizantes, provocando el cierre de aeropuertos. Los aeropuertos también se vieron perjudicados eventualmente por flujos piroclásticos, flujos de lava y emisión de gases (Guffanti *et al.*, 2009).

Se adoptaron una serie de medidas preventivas con el objetivo de reducir la vulnerabilidad de los aeropuertos a los peligros causados por la actividad volcánica. En concreto, se llevó a cabo un *plan de preparación* específico del aeropuerto, cuyas medidas fueron el uso de equipos de limpieza, información actualizada desde la agencia vulcanológica, la implantación de un conjunto de reglas a adoptar para cerrar un aeropuerto por seguridad, y actuaciones para gestionar el tráfico aéreo en zonas afectadas por cenizas. Para avisar a los aeropuertos sobre la actividad volcánica se utilizó un radar *Doppler*, que permitía la detección en tiempo real de la actividad eruptiva, así como, la localización, desplazamiento y velocidad de las nubes de ceniza (Guffanti *et al.*, 2009).

Otro fenómeno que produjo un gran daño sobre el terreno y las infraestructuras durante esta erupción fueron los flujos de lava, los cuales causaron la destrucción del sistema de recogida de agua en Zafferana, la devastación de los cultivos de Val Calanna y otros en la zona de Piano del Acqua, y la destrucción del camino que conduce a Val Calanna. La cuantía de estos daños se estimó en unos 3 millones de dólares (Barberi *et al.*, 1993).

Para frenar o prevenir los daños causados por los flujos de lava se llevaron a cabo una serie de acciones. La primera acción consistió en la construcción de una barrera en Portella Calanna, orientada en la dirección del flujo de lava (Figura 5.6), con el objetivo de evitar o ralentizar el avance del mismo, favoreciendo así la expansión lateral en la cuenca de Val Calanna. En Zafferana, se construyó también una barrera de tierra además de otras tres barreras adicionales más pequeñas entre Portella Calanna y Piano dell Acqua para detener el flujo de lava que se había desbordado, descendiendo hacia Zafferana, y varios intentos de taponar el tubo de lava arrojando

bloques de hormigón cerca del respiradero. Estas barreras frenaron la propagación del flujo de lava durante semanas, aunque no se pudo contener totalmente y, la lava sobrepasó las barreras de tierra, lo que provocó que el flujo tuviera que desviarse hacia un canal artificial (Barberi *et al.*, 1993).



Figura 5.6. Imagen que muestra la contención del flujo de lava de la erupción del Etna de 1991-1993 por una barrera de tierra, al tiempo que se construía un canal artificial ladera abajo para redirigir el flujo (Tsang y Lindsay, 2020).

5.2. Caso 2. Vulcanismo en contexto de subducción en corteza continental:

Erupción del volcán Pinatubo (1991)

El volcán Pinatubo, se ubica en la isla de Luzón en el archipiélago de Filipinas, entre las provincias de Pampanga, Zambales y Tarlac (Figuras 5.7 y 5.8). El volcán Pinatubo, se originó hace alrededor de 1 millón de años, siendo uno de los 21 volcanes activos en estas islas. Presenta una altitud de 1745 metros sobre el nivel del mar, mayor que la de los otros volcanes que le rodean, con un diámetro de la base entre 30 y 50 kilómetros (Durieux, 2010). Este volcán está compuesto por laderas elevadas, separadas de las tierras altas y delimitadas por una serie de accidentes geográficos como los abanicos aluviales (Scott *et al.*, 1996; Shannon *et al.*, 2002)

En relación con su actividad eruptiva, ésta se ha catalogado de tipo “pliniana”, asociadas a magmas ricos en sílice, generando erupciones muy explosivas y violentas donde se expulsan grandes volúmenes de gases, piroclastos y cenizas volcánicas. Un rasgo común de este tipo de erupciones es la formación de las llamadas “columnas plinianas”, creadas por una gran expansión del magma ligado a una bajada rápida de presión cuando se logra llegar a la superficie. Se caracterizan por tener forma de champiñón, y por alcanzar una altura de hasta 50 kilómetros. Una vez formadas estas columnas, los piroclastos van cayendo dando lugar a mantos piroclásticos que recubren grandes extensiones. Cuando estas columnas no pueden aguantar el peso de los materiales sobre ellas, colapsan formando flujos piroclásticos, que se desplazan a gran velocidad (Lécuyer, 2010).

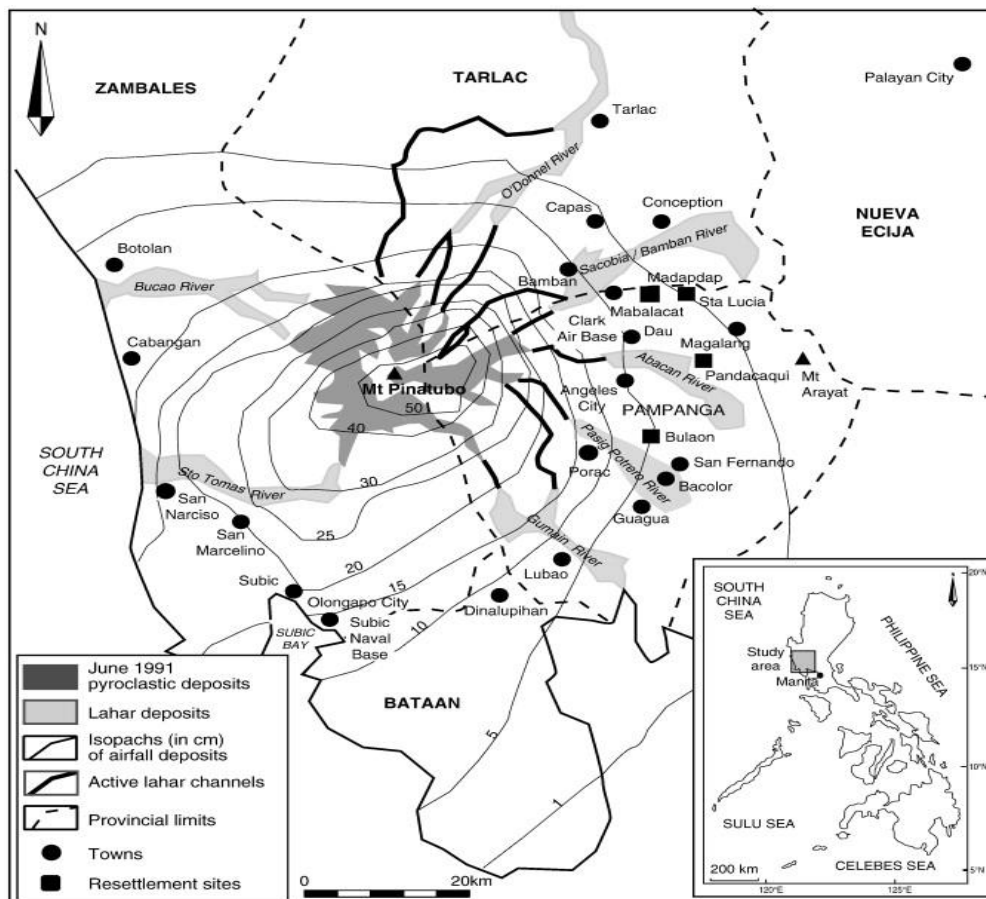


Figura 5.7. Ubicación del volcán Pinatubo y principales canales de *lahares* activos y otros fenómenos destructivos relacionados con la erupción de 1991 (Equipo del Observatorio del Volcán Pinatubo, 1991).



Figura 5.8. Vista del volcán Pinatubo durante la erupción de 1991 (Larousse, s.f.).

5.2.1. Antecedentes y procesos geológicos

El archipiélago de Filipinas se sitúa en el Sudeste Asiático, sobre el océano Pacífico, en el límite entre dos placas convergentes: la placa del Mar de Filipinas y la placa de Sunda (Figura 5.9). La convergencia entre estas placas da como resultado la generación de zonas de subducción, y sus características fosas oceánicas. Esta zona de subducción resultante está compuesta principalmente por dos regiones: el sistema de subducción oriental, que abarca la Fosa de Filipinas y el Canal de Luzón Este; y el sistema de subducción occidental, donde se encuentra la isla de Luzón (Bartolomé *et al.*, 2001).

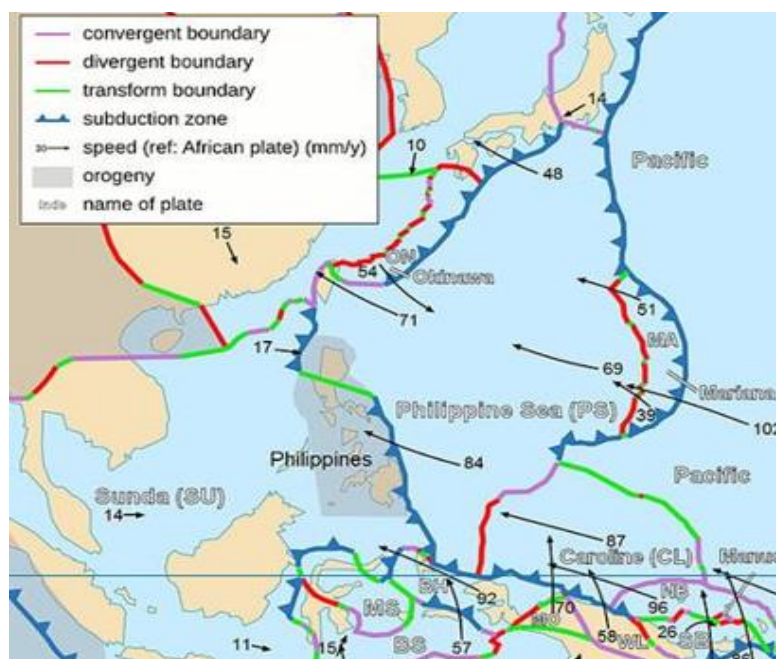


Figura 5.9. Mapa de placas tectónicas en el este y sudeste de Asia. (Servicio Geológico de los Estados Unidos, 2020).

Así pues, el volcán Pinatubo, situado en la isla de Luzón, se crea en este contexto tectónico, debido al proceso de subducción de la placa Filipina bajo la placa Euroasiática, a lo largo de la falla de Manila (Figura 5.10)

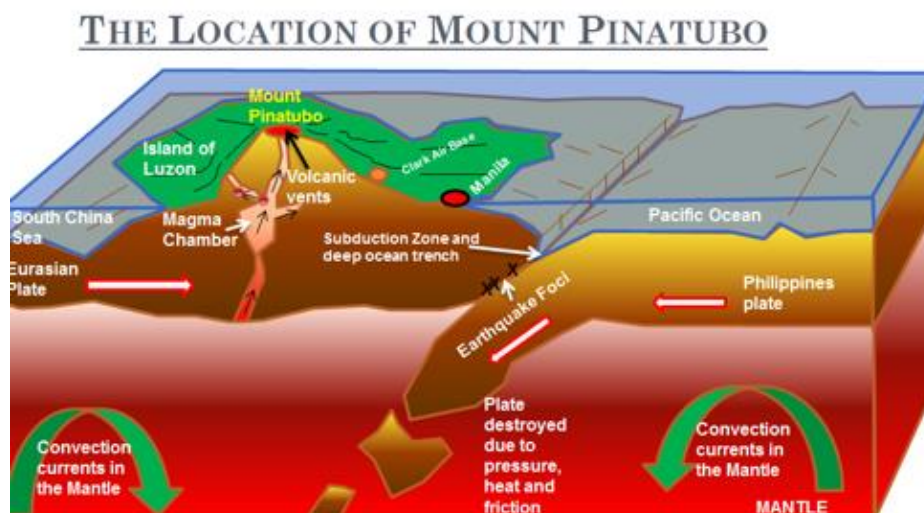


Figura 5.10. Contexto tectónico en el que se origina el volcán Pinatubo. (Coolgeography, s.f.)

La erupción reciente más conocida de volcán Pinatubo fue la acontecida en 1991, la segunda más importante del siglo XX. Entre el 12 y 15 de junio de 1991, se produjeron las principales erupciones, expulsando entre 5 y 7 km³ de materiales piroclásticos (Volcán Pinatubo Equipo de Observatorio, 1991; Wolfe, 1992; Gaillard, 2008). Se formó una nube de cenizas que se elevó unos 35 kilómetros, extendiéndose hasta aproximadamente unos 500 kilómetros, ocultando la luz del sol. Estas cenizas fueron transportadas por los vientos, propagándose por la casi totalidad del planeta (Durieux, 2010). Otra característica de esta erupción fue la formación de *lahares*, esto es, coladas de barro que fluían por las laderas del volcán, propiciados por lluvias monzónicas torrenciales, originadas por el llamado tifón Yunya (Umbal, 1997; Gaillard, 2008).

Tras la erupción de 1991, el cráter colapsó y se formó una caldera de 650 metros de profundidad y 2,5 kilómetros de ancho, que actualmente está cubierta por un lago (Durieux, 2010).

A continuación, se exponen las distintas fases desarrolladas durante la erupción volcánica de 1991 del Pinatubo (Programa Global de Vulcanismo, 1991):

- El 2 de abril, se inició el fenómeno eruptivo. Se destruyeron hectáreas de bosque, se crearon cráteres sobre uno de los flancos del volcán y se generaron fumarolas.
- Entre el 3 y el 7 de junio, la amenaza de una posible erupción aumenta significativamente. El 7 de junio, se produjo una violenta explosión que generó un penacho compuesto por vapor y cenizas, y que alcanzó una altura de 7 kilómetros.
- Del 8 al 12 de junio se observó el crecimiento de un montículo con forma circular en la cumbre del volcán, lo que, unido a explosiones con emanaciones constantes de ceniza, indicaba que la erupción era inminente.
- El 12 de junio tuvo lugar la primera erupción volcánica, cuando se expulsó una nube de cenizas con una altura de 19 kilómetros, acompañado de coladas piroclásticas y flujos de lava.
- El 15 de junio tuvo lugar la gran erupción volcánica, expulsando ceniza a 30 kilómetros de altitud, y generando multitud de flujos piroclásticos (Durieux, 2010). Los efectos de la erupción se incrementaron por las fuertes lluvias y los fuertes vientos del tifón Yunya.

5.2.2. *Análisis de daños y medidas preventivas adoptadas*

Los daños causados por la erupción del volcán Pinatubo en 1991, fueron realmente significativos, tanto en infraestructuras y terrenos como en pérdidas de vidas humanas (Figura 5.11). Esta erupción causó daños de aproximadamente 1.000 millones de dólares, y un total de 2 millones de personas se vieron afectadas (Leone y Gaillard, 1999; Gaillard, 2008). Además, la aparición del tifón Yunya provocó fuertes lluvias que, junto con la caída de ceniza volcánica, causaron derrumbes de edificios y el colapso de los techos. El 19 de junio se contabilizaron más de 300 víctimas mortales (Programa Global de Vulcanismo, 1991). En los meses posteriores a la erupción, se generaron flujos de lodo por las fuertes lluvias (*lahares*) (Figura 5.11 B-C), y se informó de la aparición de enfermedades entre la población causadas por las emisiones de

gases. El 15 de septiembre, el número de víctimas ascendía ya a 772, de las cuales 358 se atribuyeron a enfermedades, 281 a la explosión de la erupción inicial y 83 al alcance de flujos de lodo. Más de 108.000 casas sufrieron daños, y más de 100.000 personas seguían refugiadas en centros de evacuación (Programa Global de Vulcanismo, 1991). En total, aproximadamente dos millones de personas se vieron afectadas directa o indirectamente por esta erupción volcánica. (Leone y Gaillard, 1999; Gaillard, 2008).

Las viviendas fueron parcial o totalmente destruidas, y miles de hectáreas de tierra destinadas a la agricultura quedaron sepultadas por los lodos de los *lahares*, obligando a las autoridades a proteger y reubicar a miles de personas. A esto hay que sumarle el daño provocado por la acumulación de cenizas (Figura 5.11A), afectando en gran medida al tráfico aéreo en varias regiones (Manila, Singapur, Hong Kong, etc), tanto por la acumulación de ceniza en las pistas como por los daños ocasionados en aviones y demás infraestructuras. Los flujos piroclásticos fueron uno de los fenómenos más devastadores, arrasando cientos de hectáreas a su paso (Figura 5.11D). Cabe destacar también el gran impacto ambiental que tuvo esta erupción a escala global, registrándose un descenso medio de la temperatura de 0,4 °C, debido a la disminución de radiación solar que llegaba a la superficie por la nube de gases y partículas que alcanzaron la estratosfera (Cheminée, 2010).

Después de la erupción, los *lahares* que transportaban los productos volcánicos continuaron afectando a la región, causando daños severos (Programa de Vulcanismo Global, 2013). Otro problema unido a esta erupción fue el cambio en la dirección del viento, como consecuencia del tifón Yunya, lo que ocasionó que la ceniza afectara también al centro de la isla, produciendo desalojos a gran escala (Durieux, 2010).

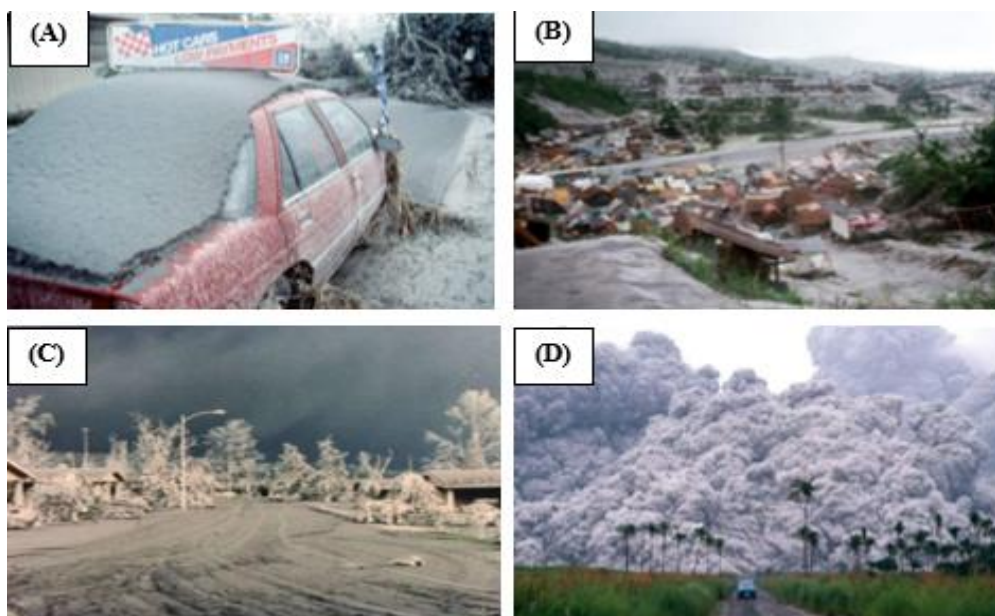


Figura 5.11. Procesos y daños generados por la erupción del volcán Pinatubo de 1991. A) Acumulación de cenizas volcánicas B y C) Daños causados por *lahares*. D) Avance de un flujo piroclástico (Distopía, 2020).

Las medidas implantadas para desarrollar un sistema de alerta preciso y una adecuada evacuación de la población ayudaron a que la catástrofe no alcanzara dimensiones mayores, aunque los daños fueron irremediablemente significativos. Estas medidas consistieron en una monitorización continua de la actividad del volcán, así como el diseño de campañas de información sobre las medidas a adoptar ante una posible erupción volcánica y un pronóstico temprano (Punongbayan *et al.*, 1996; Tayag *et al.*, 1996; Gaillard, 2008). Las autoridades filipinas y los vulcanólogos, mediante el sistema de alerta y evacuación, demostraron una gestión innegablemente eficaz en las primeras etapas de la crisis del Pinatubo. De hecho, el “despertar volcánico” fue diagnosticado con antelación informando de los posibles riesgos asociados a la erupción y de las áreas que podrían verse afectadas, en base al estudio e interpretación de otros eventos eruptivos del volcán. El 13 de mayo de 1991, se estableció un sistema de alerta y evacuación de 5 niveles, y se instauraron cuatro radios de evacuación de 10 a 40 km entre el 7 y el 18 de junio (Leone y Gaillard, 1999).

La explosión volcánica acontecida el 7 de junio, obligó a la evacuación de la zona en un radio de 21 km desde la cumbre, decretándose ya el nivel de alerta 4. Aproximadamente 12.000 residentes fueron evacuados (de las provincias de Zambales, Tarlac y Pampanga) (Programa Global de Vulcanismo, 1991). La cuarta

explosión, y primera erupción, acontecida el 12 de junio obligó a decretar el nivel de alerta máxima o nivel 5. Las evacuaciones se extendieron hasta un radio de unos 20 kilómetros, evacuándose a unas 45.000 personas. En la siguiente fase, el radio de evacuación se extendió hasta los 30 kilómetros, produciéndose el desplazamiento de 58.000 personas (Durieux, 2010). Por último, el 15 de junio, el día en el que se produjeron enormes explosiones volcánicas causadas por la gran erupción, se decretó que el radio de evacuación se extendiera hasta los 40 kilómetros, afectando así a un total de unas 200.000 personas (Programa Global de Vulcanismo, 1991).

Una de las medidas que se perfeccionaron a raíz de los daños causados por esta erupción fue el sistema de seguimiento de *lahares*, implementándose una red de monitorización. Con el tiempo, esta red se amplió, combinándola con un sistema de monitorización meteorológica. Por su parte, el sistema general de alerta y evacuación se combinó con diversas actividades informativas y educativas en función del nivel de alerta considerado, como por ejemplo informar a la población del riesgo importante que suponía el regresar a aquellas zonas afectadas por la erupción volcánica, catalogadas ahora como zonas de riesgo. Además, se tomaron medidas para mejorar los sistemas de avisos de evacuación a corto plazo (métodos de registro, red de sistemas de comunicación, educación y organización de las evacuaciones) (RDCC III, 1996; Leone y Gaillard, 1999). Por otra parte, para tratar de disminuir futuros daños a personas, se propuso reubicar a toda la población que se encontraba en zonas de riesgo volcánico a centros de reasentamiento localizados en zonas seguras (Tariman, 1999; Gaillard, 2008).

En relación con la caída de depósitos piroclásticos se adoptaron una serie de medidas para minimizar los daños como la construcción de tejados reforzados con altas pendientes, así como la limpieza de los mismos durante la erupción. Otra de las medidas fue evitar el tráfico aéreo en zonas donde se originaban nubes de cenizas piroclásticas. En cuanto a los *lahares*, las actuaciones a ejecutar fueron la construcción de barreras, diques, canaletas de desagüe y vertederos, destinados a controlar el flujo de sedimentos desde su cabecera hasta el mar a lo largo de los canales de *lahares* activos. Asimismo, se instalaron sensores acústicos en las cabeceras de los valles para detectar con tiempo el inicio de los *lahares*, y prevenir así a las poblaciones localizadas en las áreas afectadas por donde discurrirán esos

lahares. Para los flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas, en cambio, no ha podido establecerse aún ninguna medida de control, por la dificultad de predecir dichos fenómenos, limitando así la reducción del daño causado por estos eventos a la detección temprana de la actividad eruptiva y a las evacuaciones (Pérez-Torrado y Carracedo, 2016).

6. DISCUSIÓN SOBRE APORTACIONES AL CONOCIMIENTO OBTENIDAS DEL ESTUDIO DE LOS SUCESOS RELACIONADOS CON LAS ERUPCIONES DEL ETNA Y PINATUBO

La vulnerabilidad de una población frente a una catástrofe natural, en este caso una erupción volcánica, depende entre otros factores de la capacidad de respuesta y de las medidas preventivas adoptadas para evitar o mitigar los daños que puedan causar dichos eventos. Las erupciones del Etna y del Pinatubo, son dos claros ejemplos de cómo determinadas actuaciones frente al riesgo inminente de una erupción pueden reducir la magnitud de una catástrofe, principalmente en lo que al balance de pérdidas de vidas humanas se refiere. No obstante, existen otros factores que determinaron la magnitud de la catástrofe, como ocurrió en la erupción del Pinatubo, en el que, a los daños ocasionados por la propia erupción, se sumaron unas condiciones meteorológicas adversas que desencadenaron otros procesos (*lahares*), aumentando así la magnitud de los daños.

Un diagnóstico temprano de una erupción volcánica y una correcta evacuación previa de la población de las zonas de riesgo son dos medidas esenciales a llevar a cabo ante estas situaciones. Así ocurrió durante la erupción del Pinatubo, realizando evacuaciones graduales e informando en todo momento a la población del nivel de riesgo en el que se encontraban. Esto fue posible gracias al trabajo de monitorización constante de la actividad volcánica, así como de la elaboración de mapas de riesgo volcánico en base a registros de erupciones pasadas. No obstante, la llegada del tifón Yunya durante la erupción supuso no solo una mayor complicación a la hora de monitorizar la dirección de los vientos y la caída de ceniza, sino la aparición de *lahares* que destruyeron infraestructuras y campos de cultivo.

En el caso del Etna, la mayor amenaza no recaía tanto en daños a las personas como a las infraestructuras, ya que la erupción no alcanzó magnitudes como la del Pinatubo, donde los flujos piroclásticos y los *lahares* sí suponían una grave amenaza. En la erupción del Etna, el mayor problema provenía del gran alcance de la lava por su salida a través de fracturas en las laderas del volcán, unido a la caída constante de cenizas volcánicas que dañaban las infraestructuras, contaminaban las aguas subterráneas y dificultaban el tráfico aéreo. Las medidas implantadas en este caso para mitigar los daños, fueron la construcción de barreras de tierra, para evitar el alcance de la lava, y de diques artificiales para canalizar posibles fugas, lo que permitió retener al menos durante un tiempo el avance de la lava, aunque estas medidas no suelen ser muy efectivas por el propio poder destructivo de la misma. No obstante, pueden ser muy útiles como un modo de contención temporal si se pretende evacuar a la población en riesgo.

Como se ha visto tanto en la erupción del Etna como del Pinatubo, el control del tráfico aéreo en estas situaciones es otra de las medidas de vital importancia para evitar catástrofes, así como mitigar en la medida de lo posible el daño causado en los propios aeropuertos. Los aeropuertos en riesgo desarrollaron un plan operativo para eventos volcánicos, manteniendo la comunicación con las agencias de monitorización volcánica, que les facilitaban pronósticos e informes de erupciones, pronosticando cuándo y dónde es posible que sucediera la caída y acumulación de cenizas, además de su tamaño y velocidad de las mismas (radar con capacidad *Doppler*) (Guffanti *et al.*, 2009).

Sin embargo, aunque los sistemas de prevención y evacuación adoptados durante las erupciones del Etna y Pinatubo resultaron útiles, aparecieron una combinación de factores que complicaron su ejecución. Por un lado, los factores político-administrativos que estuvieron presentes desde que comenzó la crisis, generando algunas de las tensiones existentes y complicando los procesos de negociación, coordinación y toma de decisiones (Leone y Gaillard, 1999). Los factores culturales también influyeron fuertemente en el comportamiento de las personas durante la evacuación, así como en la política de rehabilitación, especialmente el reasentamiento. Otros factores que influyeron fueron aspectos socioeconómicos

derivados de la pérdida de grandes extensiones de tierras agrícolas, que provocaron diferencias y tensiones entre la población (Leone y Gaillard, 1999).

Un factor también importante a tener en cuenta para una buena ejecución de las medidas adoptadas por las instituciones ante las catástrofes, es el conocimiento y la capacidad de reacción de las comunidades que habitan la región (Tsang y Lindsay, 2020; Ching *et al.*, 2020). En este sentido, parece ser que la población afectada por la erupción del Etna estaba más y mejor informada sobre las amenazas de peligros volcánicos que la población del Pinatubo, dado su mayor desarrollo y nivel socioeconómico. Por tanto, poblaciones mejor informadas sobre el riesgo de la actividad volcánica tienden a ser menos vulnerables a los efectos negativos de las erupciones. (Tsang y Lindsay, 2020). En consecuencia, además de las medidas estructurales (construcción de diques y muros de contención para los flujos de lava, labores de limpieza de cenizas, refuerzo de las infraestructuras para evitar daños por la acumulación de cenizas, etc), llevadas a cabo por las instituciones para paliar los daños de dichas erupciones volcánicas, es esencial también ejecutar un plan de información y concienciación de la población ante el riesgo de actividad volcánica. Esto debe combinarse con una adecuada gestión de los planes de evacuación de las poblaciones afectadas, implantar un sistema permanente de vigilancia de la actividad volcánica, y un plan de ordenación y gestión del territorio, basado en la cartografía de riesgos de las áreas amenazadas por las erupciones, para evitar en la medida de lo posible, su urbanización (Ayala-Carcedo, 2007).

7. CONCLUSIONES

Las erupciones volcánicas son uno de los procesos geológicos más destructivos de nuestro planeta. La mayoría de los volcanes actualmente se localizan en los límites de placas tectónicas, asociados al ascenso de magma a la superficie que se produce por la fusión parcial de parte de la litosfera oceánica que subduce. Son muchas las erupciones volcánicas registradas en la historia reciente por este tipo de volcanes y, aunque estos procesos son una parte importante y necesaria en el funcionamiento de nuestro planeta, desafortunadamente constituyen una de las principales amenazas para las poblaciones humanas y las infraestructuras que se encuentran en zonas de riesgo volcánico.

Las medidas preventivas tomadas por las instituciones para mitigar o evitar los daños ocasionados por erupciones volcánicas son la clave para evitar grandes catástrofes, sobre todo en lo que a pérdidas de vidas humanas se refiere. Las erupciones del Etna y Pinatubo acontecidas entre los años 1991 y 1993, son dos excelentes ejemplos analizados en este trabajo para discutir la eficacia de dichas medidas, así como los factores adicionales que puedan acompañar en una erupción volcánica haciéndola aún más dañina para la población.

El análisis y evaluación del riesgo son los prerequisites clave para la toma de decisiones ante eventos geológicos de este calibre. Medidas tales como disponer de un sistema de alerta y evacuación eficaces, monitorización constante de la actividad volcánica, y el desarrollo de mapas de zonificación y campañas de información de riesgo volcánico son esenciales, aunque ello depende también de factores políticos y socioeconómicos para su correcta ejecución. Por otro lado, evitar en la medida de lo posible la edificación en zonas de peligrosidad volcánica es, sin duda, una de las principales medidas a tomar que evitará o disminuirá considerablemente las graves consecuencias que puedan derivarse de erupciones volcánicas futuras. Por tanto, aunque muchas de las medidas adoptadas ayudaron a disminuir los daños, sigue siendo necesario perfeccionar los sistemas de alerta y el conocimiento general de la población ante los riesgos volcánicos y, por extensión, ante todos los riesgos geológicos.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alfaro, P., Alonso-Chaves, F.M., Fernández, C., y Gutiérrez-Alonso, G. (2013): «Fundamentos conceptuales y didácticos: La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta.». *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Vol. 21, Núm. 2, pp. 168-80.

Anguita Virella, F. y Moreno Serrano, F. (1991). *Procesos Geológicos Internos*. Rueda. Págs. 240

Araña Saavedra, V., y López Ruiz, J. (1974). *Volcanismo; Dinámica y petrología de sus productos* (Vol. 4). Madrid, España: Istmo. Págs.481

Araña Saavedra, V. y Ortiz Ramis, R. (1984). *Volcanología*. Madrid: Rueda-CSIC. Págs. 510.

Ayala-Carcedo, F. (2007). *Riesgos naturales y desarrollo sostenible: impacto, predicción y mitigación*. Madrid, Spain: Instituto Geológico y Minero de España. Págs. 280

Barberi, F., Carapezza, M.L., Valenza, M., Villari, L. (1993). The control of lava flow during the 1991–1992 eruption of Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 56, Issues 1–2, Pages 1-34. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90048-V](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90048-V)

Bartolomé C. Bautista, Maria Leonila P. Bautista, Kazuo Oike, Francis T. Wu, Raymundo S. Punongbayan (2001). A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines. *Tectonophysics*, Volume 339, Issues 3–4, Pages 279-310.

Bonforte, A., Bonaccorso, A., Guglielmino, F., Palano, M., y Puglisi, G. (2008). Feeding system and magma storage beneath Mt. Etna as revealed by recent inflation/deflation cycles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B5).

Branca, S. y Del Carlo, P. (2005). Types of eruptions of Etna volcano AD 1670-2003: Implications for short-term eruptive behaviour. *Bulletin of Volcanology*, 67(8):732-742

Brancato, A., y Gresta, S. (2003). High precision relocation of microearthquakes at Mt. Etna (1991–1993 eruption onset): a tool for better understanding the volcano seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 124, Issues 3–4, Pages 219-239

Calvari. S, Coltelli. M, Neri. M, Pompilio. M, Scribano. V (1994). *The 1991-1993 Etna eruption: chronology and lava flow-field evolution*. *Acta Vulcanologica*, Vol. 4, 1-14

Cheminée, J, L. (2010). El hombre frente a los volcanes: Los siete mayores riesgos volcánicos. *Volcanes: Nevado del Ruiz, Eyjafjalla, Etna, Pinatubo: Los grandes volcanes, tectónica de placas, seguridad aérea, erupciones volcánicas, previsión de erupciones*. (pp. 134-171). Tikal.

Ching, A., Morrison, L., Kelley, M., (2020). Living with natural hazards: Tropical storms, lava flows and the resilience of island residents. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, Volume 47, 101546. <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2020.101546>.

Cocina, O., Neri, G., Privitera, E., Spampinato, S., (1998). Seismogenetic stress field beneath. Mt. Etna (South Italy) and possible relationship with volcano-tectonic features. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, 335-348.

Durieux, J. (2010). El fuego de la Tierra: El pinatubo. *Volcanes: Nevado del Ruiz, Eyjafjalla, Etna, Pinatubo: Los grandes volcanes, tectónica de placas, seguridad aérea, erupciones volcánicas, previsión de erupciones*. (pp. 52-61). Tikal

Gaillard, J.C. (2008). Alternative paradigms of volcanic risk perception: The case of Mt. Pinatubo in the Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 172, Issues 3–4, Pages 315-328

Guest, JE y Murray, JB (1979). An Analysis of hazard from Mount Etna volcano. *Journal of the Geological Society*, 136, 347-354.

Guffanti, M., Mayberry, GC, Casadevall, TJ, Wunderman, R. (2009). Volcanic hazards to airports. *Natural Hazards* volume **51**, pp. 287–302. DOI [10.1007/s11069-008-9254-2](https://doi.org/10.1007/s11069-008-9254-2).

Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson Educación. Págs. 922

Hongn, F. y García, V. (2011). Tectónica de placas: Teoría integradora de las Ciencias de la Tierra. *Temas de Biología y Geología del Noa*, Vol. 1(1), 21-31

J. Tarbuck, E., y K. Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra Una introducción a la geología física* (Pearson ed., Vol. 8º). Págs. 712

Keller, E., y H. Blodgett, R. (2004). *Riesgos Naturales Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes* (Pearson ed., Vol. 1º). Págs. 450

Lario Gómez, J. y Bardají Ázcarate, T. (2016). *Introducción a los riesgos geológicos*. Universidad Nacional de Educación a Distancia. (pp. 12-22)

Lécuyer, F. (2010a). El fuego de la Tierra: El Etna. *Volcanes: Nevado del Ruiz, Eyjafjalla, Etna, Pinatubo: Los grandes volcanes, tectónica de placas, seguridad aérea, erupciones volcánicas, previsión de erupciones*. (pp. 50-51). Tikal

Lécuyer, F. (2010b). ¿Por qué existen los volcanes?: Erupciones volcánicas y mecanismos eruptivos. *Volcanes: Nevado del Ruiz, Eyjafjalla, Etna, Pinatubo: Los grandes volcanes, tectónica de placas, seguridad aérea, erupciones volcánicas, previsión de erupciones*. (pp. 113-129). Tikal

Leone, F., Gaillard, JC. (1999). Analysis of the institutional and social responses to the eruption and the lahars of Mount Pinatubo volcano from 1991 to 1998 (Central Luzon, Philippines). *GeoJournal* **49**, 223–238

Loughlin, S. C., Sparks, R. S. J., Sparks, S., Brown, S. K., Jenkins, S. F., y Vye-Brown, C. (Eds.). (2015). *Global volcanic hazards and risk*. Cambridge University Press, pp 81-112

Martí, J., y Folch, A. (1999). El porqué de los volcanes. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7(3), 194-199.

Molist, J. M. (2021). *Los volcanes*. Los libros de la catarata. Págs. 144

Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., Gillot, P.Y., (1997). Late quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal fault and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139

Ortiz, R. (Ed.). (1996). *Riesgo volcánico*. Servicio de Publicaciones, Excmo. Cabildo de Lanzarote, pp 1-16

Palano, M., Puglisi, G., y Gresta, S. (2008). Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169(3-4), 99-120.

Patanè, A. Montalto, S. Vinciguerra, J.C. Tanguy (1996). A model of the onset of the 1991–1993 eruption of Etna (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 97, Issues 1–4, Pages 231-245. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03130-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03130-8)

Pérez-Torrado, F.J. y Carracedo, J.C. (2016). Peligros volcánicos. En J. Lario y T. Bardají (Eds), *Introducción a los Riesgos Geológicos*. Universidad Nacional de Educación a Distancia, pp. 22-48

Programa Global de Vulcanismo, 1991. Informe sobre Pinatubo (Filipinas) (McClelland, L., ed.). *Boletín de la Red Global de Vulcanismo*. Institución Smithsonian. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN199105-273083>

Programa de Vulcanismo Global, 2013. Volcanes of the World, v. 4.10.6 (24 de marzo de 2022). Venzke, E (ed.). *Institución Smithsonian*. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

RDCC III (1996): Disaster situation and preparedness update. Report, Regional Disaster Coordinating Council, Region III, San Fernando, Pampanga, Republic of the Philippines

Scott, K.M., Janda, R.J., de la Cruz, E.G., Gabinete, E., Eto, I., Sexton, M., Hadley, K.C., (1996). Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo. In Newhall, C.G., Pnongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. *PHIVOLCS Press, Quezon City and University of Washington Press, Seattle*, pp. 971-988.

Sigurdsson (2015). *The encyclopedia of volcanoes* (Second edition.). Academic Press. Págs. 1-1421

Stevens, N., Murray, J. y Wadge, G. (1997). The volumen and shape of the 1991-1993 lava flow field at Mount Etna, Sicily, *Bull Volcanol* 58, 449-454.

Tayag, J.C., Insauriga, S.I., Ringor, A., Belo, M., (1996) People's response to eruption warning: the Pinatubo experience, 1991-1992. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mt Pinatubo*. Philippines. *University of Washinton Press / Philippine Institute of Volcanology and Seismology Seattle / Quezon City*, pp. 87-106

Trujillo Mejía, R. F. (2011). *Planes de contingencias*. Bogotá, Colombia: Ecoe Ediciones. Págs. 294

Trujillo, A. y Thurman, H. (2017). *Essentials of Oceanography*. Editorial Pearson Education (12º Edition)

Tsang, S.W.R., Lindsay, J.M. (2020) Lava flow crises in inhabited areas part I: lessons learned and research gaps related to effusive, basaltic eruptions. *J Appl. Volcanol.* **9**, 9
<https://doi.org/10.1186/s13617-020-00096-y>

Umbal, J.V. (1997). Five Years of Lahars at Pinatubo Volcano: Dangers declining, but still potentially lethal. *J. Geol. Soc. Philippines*, 52 (1), 1-19.

Referencias web

Distopía (17 de junio de 2020). *Secuelas de la erupción de 1991 del monte Pinatubo*.
<https://distopia.com.mx/blog/1043/SECUELAS-DE-LA-ERUPCION-DE-1991-DEL-MONTE-PINATUBO>

Estrella, B. (2019, 10 marzo). *Geósfera*. Geografía 1-Don Bosco.
<https://geografia1cdb.blogspot.com/2019/03/geosfera.html>

Fischer, A. (2021, 12 agosto). *El Monte Etna crece 33 metros después de medio año de intensa actividad*. National Geographic en Español.

<https://www.ngenespanol.com/el-mundo/el-monte-etna-crece-33-metros-despues-de-medio-ano-de-intensa-actividad/>

Gil, A. (2021, 29 septiembre). *El mapa de los volcanes en el mundo - Mapas de. El Orden Mundial - EOM*. <https://elordenmundial.com/mapas-y-graficos/mapa-volcanes-mundo/>

Gil, J. (2013, 15 de septiembre). *Riesgo Geológico*. Universidad de Alcalá: Riesgos Geológicos 1 http://www3.uah.es/javier_gil_gil/1Docencia/arquitectura/tema_05R.pdf

Larousse, Ñ. (s. f.). *Éruption du Pinatubo, 1991 – Média LAROUSSE*. https://www.larousse.fr/encyclopedie/images/%C3%89ruption_du_Pinatubo_1991/1006959

Martínez, J. (2015, 1 junio). *La falla de San Andrés: futuro catastrófico*. Ciencia UANL. <https://cienciauanl.uanl.mx/?p=4136>

Ministerio de Educación y Ciencia. (s. f.). *Proyecto Biosfera*. Junta de Andalucía. <https://www.juntadeandalucia.es/averroes/centros/tic/14700420/helvia/aula/archivos/repositorio/0/59/html/datos/alumno/1bachillerato/es/trucinternatierra/contenido5.htm>

Monclova, O. (2018, 2 abril). *Las 10 erupciones volcánicas más grandes de la historia*. VIX. <https://www.vix.com/es/btg/curiosidades/6033/las-10-erupciones-volcanicas-mas-grandes-de-la-historia>

Coolgeography (s. f.). Mount Pinatubo – the impacts of a volcanic eruption in an LEDC. <https://www.coolgeography.co.uk/GCSE/AQA/Restless%20Earth/Volcanoes/Mount%20Pinatubo.htm>

Observatorio Vulcanológico de INGEMMET. (s. f.). *Partes del volcán*. OVI. http://ovi.ingemmet.gob.pe/?page_id=98

Rodríguez, H. (2022, 6 mayo). *National Geographic*.
https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/mapa-volcanes-mas-activos-mundo_18158

Servicio Geológico de los Estados Unidos (2020). Recuperado de:
[https://socialsci.libretexts.org/Bookshelves/Geography_\(Human\)/Book%3A_World_Regional_Geography_\(Finlayson\)/09%3A_East_and_Southeast_Asia/9.02%3A_Natural_Hazards_in_East_and_Southeast_Asia](https://socialsci.libretexts.org/Bookshelves/Geography_(Human)/Book%3A_World_Regional_Geography_(Finlayson)/09%3A_East_and_Southeast_Asia/9.02%3A_Natural_Hazards_in_East_and_Southeast_Asia)

Servicio Geológico Mexicano (2017a, 22 de marzo): Tectónica de placas.
<https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html>

Servicio Geológico Mexicano (2017b, 22 marzo). *Riesgo volcánico*. Riesgo Volcánico-Servicio Geológico Mexicano. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Riesgo-volcanico.html>

Tori, M. (2018, 26 diciembre). *Sicilia tiembla por la erupción del volcán Etna*. EL MUNDO
<https://www.elmundo.es/internacional/2018/12/25/5c226cdc21efa00a3c8b4730.html>

Universidad de Costa Rica (2019, 23 enero). *¿Qué tipos de bordes de placas tectónicas existen?* (2019, 23 enero). Red Sismológica Nacional.
<https://rsn.ucr.ac.cr/documentos/educativos/geologia/618-tipos-de-bordes-de-placas>

Volcanian (2020, 25 diciembre). *Monte Pinatubo*. Volcanian.
<https://volcanianoficial.com/monte-pinatubo/>