

2020

Plan de Actuación Insular
frente al riesgo
volcánico



PAIV



CAPÍTULO 3: EVALUACIÓN DEL RIESGO

3 EVALUACIÓN DE RIESGOS

3.1	Metodología de evaluación del riesgo	165
3.1.1	La Evaluación del Riesgo Volcánico en Canarias	165
3.1.2	La evaluación del riesgo para el PAIV de Tenerife	167
3.1.3	Metodología de evaluación del riesgo	168
3.2	La amenaza volcánica y los peligros asociados	172
3.2.1	Flujo de Coladas y Domos	174
3.2.2	Peligros asociados al emplazamiento de piroclastos	183
3.2.3	Corrientes de densidad piroclásticas (PDC) -flujos piroclásticos concentrados y oleadas piroclásticas diluidas-.....	192
3.2.4	Lahares.....	195
3.2.5	Colapsos Estructurales y Deslizamientos Gravitacionales.....	196
3.2.6	Sismos Volcánicos	197
3.2.7	Gases Volcánicos.....	199
3.3	Zonificación de la amenaza	203
3.3.1	Cartografía de los peligros volcánicos de Tenerife	203
3.3.2	Propuesta de Síntesis para la Zonificación de las Amenazas Volcánicas en Tenerife.....	212
3.4	Escenario eruptivo probable para Tenerife	215
3.4.1	Escenarios eruptivos más frecuentes	216
3.5	Exposición y elementos vulnerables	228
3.5.1	Exposición y vulnerabilidad en el contexto del PAIV.....	228
3.5.2	Fuentes de información utilizadas. Bondades e inconvenientes	228
3.5.3	Identificación y clasificación de los elementos vulnerables.....	228
3.6	Evaluación del riesgo en las zonas de amenaza volcánica	235
3.7	Zona 1: Santiago del Teide – El Tanque	238

3.7.1	Ficha.....	238
3.7.2	Población Expuesta	239
3.7.3	Nivel de Amenaza.....	239
3.7.4	Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados	239
3.7.5	Diagnos del grado de complejidad en la gestión de la emergencia.....	240
3.8	Zona 2A: Valle de Icod – Garachico.....	242
3.8.1	Ficha.....	242
3.8.2	Población expuesta	243
3.8.3	Nivel de amenaza	243
3.8.4	Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados	244
3.8.5	Diagnos del grado de complejidad en la gestión de la emergencia.....	245
3.9	Zona 2B: Santiago del Teide – Guía de Isora	247
3.9.1	Ficha.....	247
3.9.2	Población expuesta	248
3.9.3	Nivel de amenaza	248
3.9.4	Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados	249
3.9.5	Diagnos del grado de complejidad en la gestión de la emergencia.....	250
3.10	Zona 3: Estratovolcán Teide – Pico Viejo	252
3.10.1	Ficha.....	252
3.10.2	Población expuesta	253
3.10.3	Nivel de amenaza.....	253
3.10.4	Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados	253
3.10.5	Diagnos del grado de complejidad en la gestión de la emergencia.....	254
3.11	Zona 4: Icod de los Vinos – La Guancha	255
3.11.1	Ficha.....	255
3.11.2	Población expuesta	256



3.11.3	Nivel de amenaza.....	256
3.11.4	Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados	257
3.11.5	Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia.....	258
3.12	Bibliografía	261

En tramitación



3.1 Metodología de evaluación del riesgo

3.1.1 La Evaluación del Riesgo Volcánico en Canarias

La descripción de los procesos volcánicos y sus peligros asociados, los cambios físicos y ambientales que estos pueden producir -basados en estudios geológicos, geofísico, geomorfológicos, etc.-, de un lado, y el conocimiento de los daños que estos pueden producir a la sociedad y la economía -teniendo en consideración los datos aportados por el análisis de las referencias históricas documentales- de otro, poseen un valor transcendental de cara a la implementación de la planificación de la gestión frente a los riesgos volcánicos. El conocimiento, investigación y análisis de los distintos procesos volcánicos que caracterizan a un territorio constituye un paso previo imprescindible para la planificación y gestión de sus riesgos. No obstante, conviene considerar que cada evento eruptivo es único y que el cúmulo de circunstancias y procesos que pueden producirse a lo largo de la fase pre-eruptivas, volcánicas y post-eruptivas plantean siempre numerosas cuestiones a resolver de cara a la gestión de los riesgos. Desde los sismos previos a la erupción, pasando por el establecimiento de las dinámicas y comportamientos eruptivos más frecuentes y recientes, así como la determinación de los peligros, tanto intrínsecos como extrínsecos (lavas, cenizas, flujos piroclásticos, sismos, incendios o desprendimientos, por ejemplo), la determinación de la tipología eruptiva, los peligros que se van a suceder (desprendimientos, cenizas, coladas, gases, lahares...), la población y las infraestructuras que se podrán ver afectados, etc., las dificultades para identificar con precisión

y a priori la zona donde se manifestará el fenómeno plantea siempre numerosos problemas e incertidumbres.

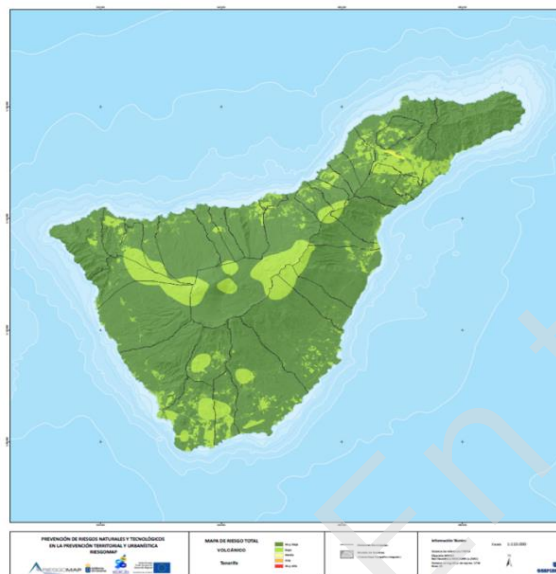
Esta realidad pone de manifiesto la necesidad de contar con una red instrumental dedicada a la vigilancia lo más completa posible y con modelos capaces de pronosticar a corto plazo, y cuando menos, evaluar en el momento del inicio del proceso sismo-volcánico aquellos peligros posibles, así como la exposición y vulnerabilidad a cada uno de estos. Si bien en Canarias la interoperabilidad de fuentes, información e instituciones no es aún la óptima para implementar este tipo de modelos y llevar a cabo diagnósticos para tiempos cortos de respuesta, la utilización de Sistemas de Información Geográfica a tiempo real en desarrollo contribuirá a una mejor y más adecuada gestión del riesgo volcánico.

Actualmente, los sistemas de planificación de emergencias se basan sobre todo en lo que se denomina evaluación a largo plazo, cuyo producto final es una zonificación temporalmente estática del riesgo. Esta zonificación se lleva a cabo en el momento del desarrollo de la planificación y suele mantenerse hasta que el plan es objeto de actualización. La situación óptima se da cuando la planificación cuenta con ambas fuentes. La evaluación a largo plazo y además un sistema de pronóstico a corto plazo, capaz de producir información coordinada durante el proceso de emergencia para el soporte en la toma de decisiones.

El Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA, 2018) cuenta con una evaluación del riesgo volcánico en la que se realiza una estimación de la vulnerabilidad económica y la vulnerabilidad social en

base a la exposición de elementos vulnerables a la amenaza volcánica. La evaluación resulta en una zonificación del riesgo para la Isla a una escala de referencia de 1:25.000. En este sentido, el nuevo documento de planificación mejora respecto al anterior PEVOLCA (2010) en cuanto a la metodología de evaluación, aportando cartografía y salida gráfica, además de una descripción de los procesos volcánicos y los peligros derivados en las diferentes islas.

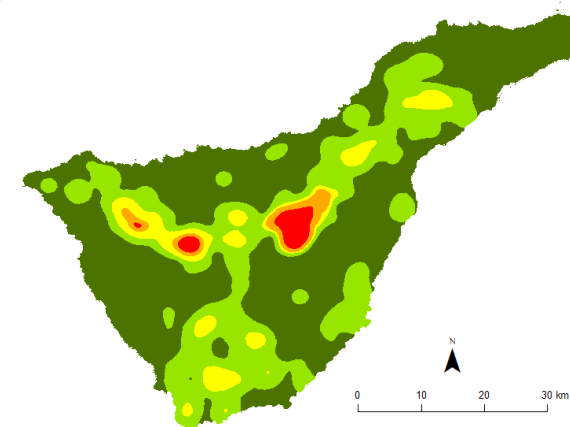
Figura 60. Mapa de “Riesgo Total” de la isla de Tenerife resultado de la evaluación de PEVOLCA 2018



Fuente: PEVOLCA 2018. Gobierno de Canarias. Grafcan

El mapa de riesgo volcánico para Tenerife anexo al PEVOLCA (2018) y denominado de “RIESGO TOTAL” (Figura 60), se obtiene como resultado de combinar los peligros volcánicos con la vulnerabilidad social (tanto individual como colectiva) y económica de los elementos expuestos, en función de su tipología y usos del suelo, después de aplicar los correspondientes valores de ponderación. Tal y como indican la mayoría de los métodos de evaluación, el análisis incorpora otros elementos susceptibles de resultar dañados, como las infraestructuras de transporte, las edificaciones, los equipamientos, etc.

Figura 61. Tenerife. Susceptibilidad frente a peligros volcánicos del PEVOLCA



Fuente: PEVOLCA 2018. Gobierno de Canarias. Grafcan

Este tipo de evaluaciones y mapas de riesgo facilitan la planificación, y además de tener en cuenta la amenaza volcánica y sus peligros derivados,

permiten identificar y localizar que elementos pueden estar más o menos expuestos. De este modo, pueden definirse medidas preventivas de mayor grado en aquellas zonas donde el riesgo presenta valores críticos.

3.1.2 La evaluación del riesgo para el PAIV de Tenerife

El sistema de evaluación de riesgo establecido por el PEVOLCA (2018) para la Comunidad Autónoma, en el ámbito insular, se fundamenta en la coordinación de información, datos y fuentes de muy diversa índole para poder gestionar con solvencia la posibilidad de realizar evaluaciones de riesgo no sólo a largo sino también a corto plazo. No obstante, conviene precisar que en las etapas iniciales de una crisis eruptiva el sistema de planificación se encuentra soportado en las estimaciones de largo plazo que se hayan realizado para definir la amenaza volcánica y los peligros que se pueden producir en la Isla. La zonificación de las amenazas y el inventario de elementos vulnerables que se desarrolla en el momento de elaborar el plan tienen también esta doble función. El Cabildo de Tenerife actualmente cuenta con una base de datos geográfica que contiene el catálogo de medios y recursos y, por ende, incluye también una importante lista de elementos vulnerables que pueden ser utilizados para la gestión de las emergencias volcánicas a corto plazo. La integración de todos estos datos, actualizados y estructurados en bases de datos en un entorno SIG, debería ser uno de los objetivos específicos a establecer de cara a la atención de la emergencia a corto plazo.

Aunque el PAIV de Tenerife asume el mapa de “Riesgo Total” (Figura 60) resultado de la evaluación realizada por el Gobierno de Canarias, realiza una zonificación de la amenaza volcánica basada en una reevaluación

actualizada de los estudios científicos previos más importantes en los que se establecen valoraciones territoriales de la distribución de los peligros volcánicos en la Isla. A partir de esta zonificación, el PAIV de Tenerife centra el análisis en la realización de un inventario de elementos vulnerables en las zonas de grado más alto de amenaza, basado en datos de los últimos años (2016-2018). Este inventario tiene el objetivo de dar sustento informativo al sistema de emergencias insular para ejercer la función principal del Plan, que tiene sobre todo un carácter logístico. En este sentido, debe tenerse en cuenta, que en el momento que se inicie un proceso de emergencia volcánica, será fundamentalmente el Comité Científico del PEVOLCA quien evalúe la amenaza volcánica y los peligros probables, estableciendo una zonificación de las amenazas a corto plazo, además de los correspondientes perímetros de seguridad. El Cabildo, a través del PAIV, deberá contar con un sistema que le permita conocer aquellos elementos vulnerables que se encuentran en las zonas amenazadas por actividad volcánica, así como los recursos y medios disponibles en las zonas de apoyo logístico. En definitiva, la metodología para la evaluación de riesgos del PAIV de Tenerife, si bien tratará los aspectos referidos a las amenazas volcánicas y la zonificación de éstas, se enfocará y centrará fundamentalmente en la identificación de elementos vulnerables para las zonas de mayores niveles de amenaza.

En consecuencia, el resultado de la evaluación del riesgo del PAIV no se verá plasmado en un mapa final de riesgo ni en una estimación o cuantificación del nivel de pérdidas, sino que contará con la descripción de los peligros volcánicos, tanto intrínsecos como extrínsecos, una zonificación de la amenaza (largo plazo) y una serie de fichas cartográficas

y descriptivas donde se identificarán e inventariarán los elementos vulnerables de las zonas de mayores niveles de amenazas. Se realizará, además, una valoración del nivel de dificultad que implicará la gestión de la emergencia.

Esta información es fundamental y de gran utilidad porque permitirá abordar, de forma satisfactoria, contenidos posteriores del Plan, principalmente la definición y desarrollo de determinados protocolos y procedimientos que requieren, con carácter previo, una delimitación geográfica precisa de la amenaza volcánica y una caracterización territorial adecuada.

3.1.3 Metodología de evaluación del riesgo

La metodología seguida en el PAIV para acometer la evaluación del riesgo no responde en sentido estricto a la definición de este concepto, que en términos de protección civil puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Riesgo} = (\text{Amenaza}) \times (\text{Exposición}) \times (\text{Vulnerabilidad})$$

Como se ha apuntado, no es objeto del presente Plan la evaluación del riesgo entendido como el producto resultante de la combinación de las tres variables indicadas y su expresión o materialización en soporte cartográfico. Resulta más útil para los propósitos del PAIV una aproximación al riesgo menos ortodoxa, apoyada en la descripción de sus componentes (la amenaza, la exposición y la vulnerabilidad) y en un diagnóstico del grado de complejidad que conlleva la gestión de la situación crítica derivada de la manifestación del fenómeno volcánico.

3.1.3.1 La amenaza volcánica

La amenaza volcánica está determinada por la probabilidad de que un evento ocurra con un nivel específico de intensidad (o poder destructivo) dentro de un área concreta y un periodo de tiempo determinado. En el caso de la amenaza volcánica, ésta se suele descomponer en los diferentes peligros que pueden producirse durante el fenómeno eruptivo, entre los que destacan la circulación de las coladas, la caída de piroclastos, la dispersión de cenizas, los lahares, entre muchos otros, como se indicará en epígrafes posteriores. Todos estos procesos pueden ser analizados utilizando técnicas de evaluación multicriterio, así como modelos predictivos y simulaciones.

Para la evaluación del riesgo volcánico realizada en este Plan, la amenaza se trata en dos direcciones. Por un lado, describiendo cada uno de los peligros asociados a la amenaza volcánica, identificados de acuerdo con la historia geológica y social del volcanismo en Tenerife, y por otro, realizando una zonificación de la amenaza. Todo ello, teniendo en cuenta la evaluación realizada en el PEVOLCA tanto a largo plazo, como en el sistema que establece para realizar las estimaciones durante el proceso de emergencia volcánica.

Los peligros descritos para la isla de Tenerife son:

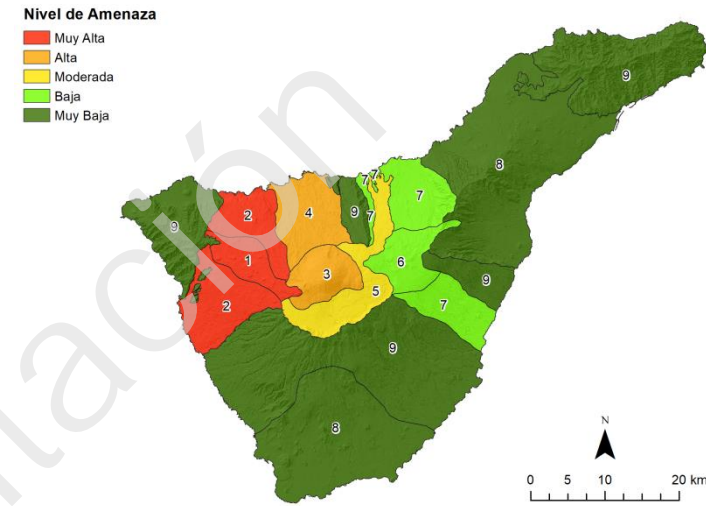
- Flujo de coladas y Domos
- Peligros asociados al emplazamiento de piroclastos y cenizas
- Corrientes de densidad piroclástica (PDC)
- Lahares

- Colapso estructural y deslizamiento gravitacional
- Sismo volcánico
- Gases volcánicos

La zonificación de la amenaza se ha llevado a cabo teniendo en consideración los datos resultantes de los estudios científicos más importantes que existen sobre la peligrosidad volcánica en Tenerife. Estos estudios no sólo establecen las áreas de susceptibilidad volcánica, o sectores más probables de ubicación de los futuros centros de emisión, sino que contienen información acerca del tipo de erupción y el posible comportamiento de diferentes peligros volcánicos (flujo de coladas, dispersión de cenizas, etc.). Entre los trabajos científicos referidos al riesgo volcánico, en este plan se asumen los escenarios eruptivos previstos en el PEVOLCA y toma como base principal el del modelo de flujo de coladas realizado por el Instituto Geológico y Minero en 2006 para la isla de Tenerife, generado en el marco del Plan Nacional de Riesgos Geológicos (PRIGEO) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

A partir de todos estos estudios, y teniendo en consideración criterios topográficos (zonas de sombra frente a coladas) y territoriales en la delimitación de las áreas (poblamiento y usos del suelo), se establece una zonificación espacial de los peligros, categorizada en niveles de amenaza: Muy Alta, Alta, Moderada, Baja y Muy Baja (Figura 62)

Figura 62. Tenerife. Zonificación de la peligrosidad volcánica



Fuentes: Elaboración propia a partir de las fuentes citadas

3.1.3.2 La exposición y la vulnerabilidad

Una vez zonificada la amenaza, se ha procedido a la identificación exhaustiva de elementos vulnerables para las zonas de amenaza Alta y Muy Alta.

Los elementos vulnerables se han clasificado de acuerdo con las especificaciones técnicas indicadas para el PAIV. De este modo las categorías corresponden a elementos de tipo natural, social y tecnológico (Tabla 35).

Tabla 35. Elementos vulnerables inventariados por zona

NATURAL	SOCIAL	TECNOLÓGICO
Montes Utilidad Pública Espacio Natural Protegido Zona Especial Conservación	Núcleos de población Diseminado C. Educación Infantil C. Primaria/Secundaria Centro de Salud Hospital Centro comercial C. personas discapacidad Residencia Tercera Edad Bienes de Interés Cultural Hotel Extrahot./apartamentos Hotel/casa rural Campo de fútbol Polideportivo Parque	Galerías Pozos Desaladoras Balsas Depósito urbano Red transporte agua comarcal Estación depuradora Punto de Transferencia Punto Limpio Antenas RESCAN Antenas móviles/fijas Carreteras Puentes Túneles Paradas de guaguas Estación de guaguas Explotaciones ganaderas Gasolineras/butano Helipuertos/helisuperficie Puertos comerciales Puertos deportivos

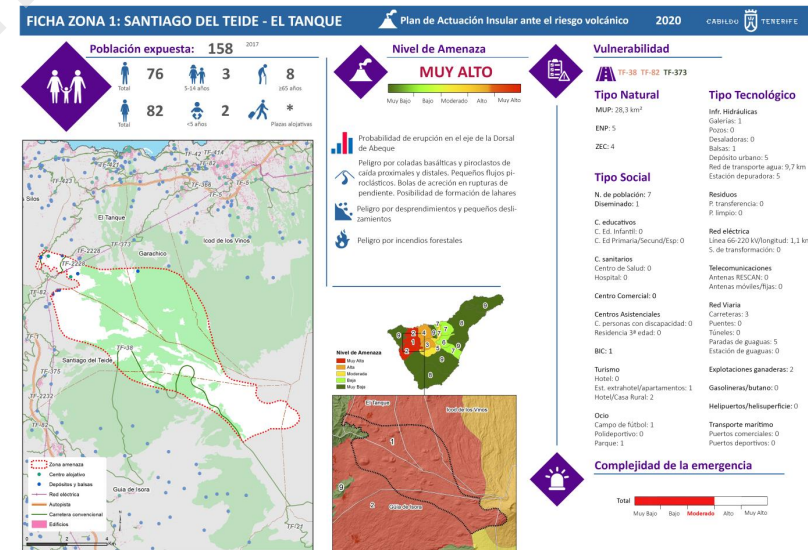
Para cada zona se realiza una ficha inventario de carácter sintético (Figura 63), donde se incluyen los principales peligros volcánicos que pueden afectar a la misma, así como su nivel de amenaza. A esta información se le incorpora el número de núcleos de población que podrían verse afectados, el número total de personas, las personas más vulnerables (mayores y niños), así como el número de plazas alojativas turísticas. Además, la ficha contempla un mapa de localización donde se representan los elementos más importantes, como las vías de comunicación, las entidades de

población, la red eléctrica y otras infraestructuras críticas, como la red de abastecimiento de agua potable, los equipamientos educativos y sanitarios, las hectáreas de masa forestal, las explotaciones ganaderas, los elementos de almacenamiento de aguas para la agricultura, etc.

Esta ficha se completa con una descripción de los elementos vulnerables expuestos que tienen mayor relevancia y que tienen la condición de ser estratégicos.

Finalmente, considerando este conjunto de información, la ficha incorpora un apartado con la estimación del grado de complejidad en la gestión de la emergencia volcánica en el ámbito objeto de estudio.

Figura 63. Ejemplo de ficha de inventario de elementos vulnerables





La ficha tiene el carácter de documento síntesis de una información más extensa y prolija contenida en un apartado descriptivo y de análisis de las principales características territoriales y socioeconómicas, que condicionan la respuesta a la emergencia, y en tablas específicas que recogen el inventario completo de elementos vulnerables¹.

¹ Durante el periodo de implantación del PAIV, dentro del sistema de respuesta a las emergencias se debería de proveer una metodología capaz de generar esta información a corto plazo y a escalas de mayor detalle.



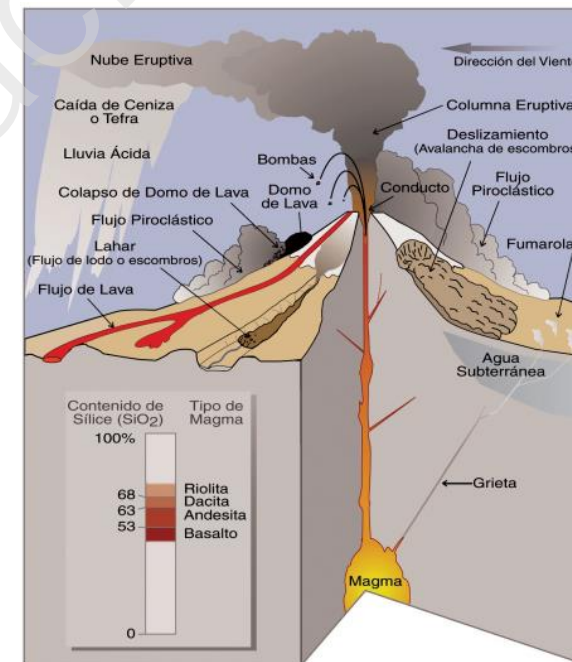
3.2 La amenaza volcánica y los peligros asociados

Durante el desarrollo de una erupción volcánica se producen una amplia variedad de procesos volcánicos susceptibles de engendrar daños. Por peligrosidad volcánica se entiende el conjunto de eventos que se producen durante una erupción y a lo largo la historia geológica reciente del área de análisis, y que son susceptibles de provocar daños a personas y bienes expuestos, por encima de un nivel de riesgo asumido (Ortiz y Araña, 1989). Los estudios de peligrosidad volcánica exigen dividir cada uno de los eventos eruptivos en procesos que se evalúan de forma independiente. Las erupciones volcánicas son ejemplos excelentes de amenazas en cascada multiriesgo debido a su naturaleza intrínseca de múltiples peligros, en la que una variedad de flujos volcánicos (flujos de lava, flujos piroclásticos, lahares), procesos de emplazamiento de piroclastos balísticos y cenizas volcánica, así como otros peligros asociados (sismicidad, deslizamientos de tierra, incendios, tsunamis o inundaciones) interactúan o impactan secuencialmente.

Las erupciones volcánicas, como muchos fenómenos naturales, abarcan una amplia gama de escalas de tamaño, tipo de proceso y duración. La masa de magma expulsada durante una erupción, las cantidades de gas liberadas y el flujo eruptivo varían en muchos órdenes de magnitud. En consecuencia, se necesitan escalas logarítmicas para categorizar los tamaños de las erupciones volcánicas, de forma muy similar a como se usa la escala de magnitud de Gutenberg-Richter para los terremotos (Pyle, 2015). En 1982 Newhall y Self crearon el Índice de Explosividad Volcánica o VEI (en inglés original Volcanic Explosivity Index). Este índice integra un

conjunto de variables específicas, como el volumen de material piroclástico generado o la altura alcanzada por la columna eruptiva, lo que permite, entre otros aspectos, determinar de manera comparativa la explosividad o virulencia asociada a un proceso eruptivo, así como su equivalencia con otras escalas tradicionales que han sido utilizadas hasta la fecha para la clasificación de la actividad volcánica.

Figura 64. Esquema de los distintos peligros volcánicos



Fuente: USGS (2000)

Figura 15. Índice de Explosividad volcánica

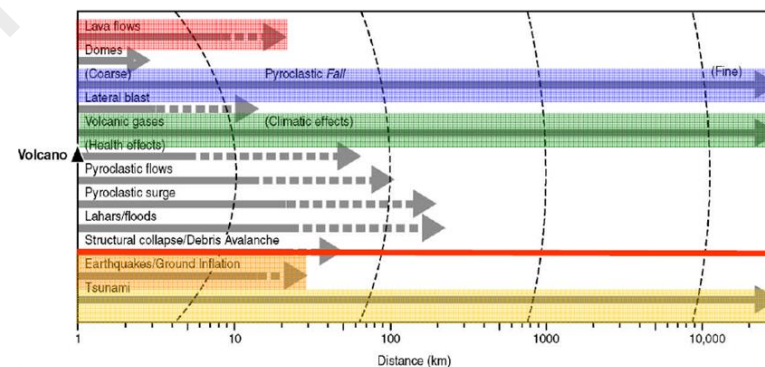
ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	No explosiva	Baja	Moderada	Moderada a grande	Grande	Muy grande			
Descripción cualitativa	Elusiva		Explosiva		Cataclísmica Paroxísmica				
Tipo de erupción	Hawaiiana		Estromboliana		Vulcaniana		Pliniana		
Duración (horas de erupción continua)	< 1		1 - 6		6 - 12		> 12		
Volumen de tefra (m ³)	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	Possible	Segura	Significativa			
Ejemplos de erupciones	Kilauea	Estromboli	Unzen (1792)	Nevado Ruiz (1985)	M. Pelée (1902)	M. S. Helens (1980)	Krakatoa (1883)	Tambora (1815)	Toba (69 ka)

Fuente: Newhall y Self (1982)

El VEI, como se definió originalmente, usa una escala logarítmica de 0 a 8 para describir el tamaño de una erupción, de modo que cada intervalo numérico representa un aumento de diez veces la explosividad volcánica respecto al inmediato anterior. Este índice se define por la magnitud de la erupción (volumen) y la intensidad (relación de la masa eruptiva en kg/s). En la práctica, sin embargo, el VEI de una erupción se basa principalmente en el volumen de los depósitos emitidos y la altura de la columna de las erupciones observadas. Este índice ha sido adoptado por el Programa de Volcanismo Global de la Institución Smithsonian para su uso en sus catálogos de erupciones volcánicas de los últimos 10,000 años (Siebert et

al., 2010) y, por esta razón, es muy utilizado. Sin embargo, esta escala no es útil para erupciones efusivas, que son predominantemente no explosivas y por lo tanto reciben una clasificación predeterminada de 0 o 1; tampoco se puede aplicar fácilmente a erupciones muy pequeñas que ahora pueden detectarse y analizarse de forma rutinaria usando técnicas de seguimiento (como infrasonidos y video de alta velocidad) (Pyle, 2015; Sobra delo et al., 2011). Para cubrir la gama completa de estilos eruptivos es necesario la utilización de dos escalas diferentes, una para la magnitud (volumen de material emitido) y otra para la intensidad (que mide la masa de material eruptado/tiempo).

Figura 66. Influencia de la distancia en el impacto asociado con los principales peligros volcánicos



Fuente: Modificado de Chester et al (2001)

Uno de los parámetros vinculados a la magnitud e intensidad eruptivas es el área afectada por los diferentes materiales emitidos. En 2001, Chester et al., elaboraron un cuadro donde se refleja el alcance máximo de cada

uno de los peligros volcánicos (Figura 66), donde se pone de manifiesto que los procesos vinculados al emplazamiento de depósitos de caída, gases, flujos piroclásticos s.l., y lahares son los peligros de mayor alcance.

El PEVOLCA incluye como peligros volcánicos típicos de Canarias los sismos volcánicos, los flujos lávicos (tanto máficos como félsicos), las corrientes de densidad piroclásticas, la caída de cenizas, los impactos balísticos, los colapsos estructurales y los gases volcánicos. En este plan se realiza un análisis detallado de cada uno de estos procesos, añadiendo aspectos peculiares que pueden producirse durante su desarrollo como consecuencia de los escenarios geográficos característicos de la Isla, que han provocado en el pasado volcánico más reciente graves daños.

3.2.1 Flujo de Coladas y Domos

Los flujos de lavas están constituidos por materiales fundidos, emitidos de forma más o menos tranquila y no explosivamente desde un volcán, que se desplazan fluyendo desde el mismo hasta centenares de metros o pocas decenas de km. Las lavas son rocas de composición homogénea emitidas en forma de flujo durante una erupción volcánica. Los rasgos característicos de este tipo de flujos y de sus impactos asociados están determinados por factores como el tipo de magma y su viscosidad, volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de emisión), el volumen total emitido y la pendiente de la superficie sobre la cual se lleva a cabo su drenaje y emplazamiento, (Williams & McBimey, 1979), que determinan la velocidad de avance.

De todos estos factores, el primero es el más importante (Walker, 1973). En los casos de caudales bajos ($< 10\text{m}^3/\text{s}$), las lavas basálticas tienden a producir numerosos flujos pequeños que se apilan cerca al centro de emisión y por lo tanto no se extienden a distancias considerables. En contraste con los grandes flujos formados por lavas de composición basáltica y básica en general, las lavas más viscosas tales como las dacitas y riolitas, que típicamente son emitidas a bajas tasas, forman flujos de lava cortos y gruesos, o domos empinados, que cubren unos pocos kilómetros cuadrados. Aunque las tasas efusivas de los domos son bajas y los flujos de lava suelen ser cortos, los domos pueden colapsar repentinamente o explotar para formar corrientes de densidad piroclásticas, explosiones laterales y altas columnas eruptivas. Los factores que influyen en los colapsos son: tasa eruptiva, volumen, geometría o resistencia del domo, permeabilidad y presurización y precipitación, caída de cenizas (Manga et al, 2017). Sin embargo, todavía no es posible predecir las dimensiones, el estilo y el momento de tales eventos. Las erupciones domáticas tienden a poseer largos períodos eruptivos (de años a décadas), pero pueden ser episódicas, con largas pausas de calma, y mostrar transiciones de mecanismos efusivos a explosivos difíciles de explicar y pronosticar ([Manga et al, 2017](#)).

Por otro lado, es necesario reseñar que las lavas se comportan como fluidos plásticos *Bingham*, ya que para empezar a moverse es necesario superar una cizalla umbral. Una lava sólo puede moverse si el esfuerzo horizontal consecuencia de su peso puede superar el esfuerzo umbral; este hecho ocurre cuando el flujo de lava supera una altura crítica, que varía desde los 50 metros para las lavas más viscosas y los menos de 20 cm para

las lavas fluidas. Una vez que un flujo lávico ha alcanzado su altura crítica, la lava se mueve en función de la pendiente. Cuando la lava no puede moverse como un fluido se rompe en bloques que caen rodando, acompañados de una nube de cenizas y gases (Ortiz, 2000).

La velocidad del frente de avance de los flujos lávicos y el área cubierta por los mismos determina su mayor o menor impacto. Cuando la lava discurre sobre un plano se expande en todas las direcciones, de forma que su espesor corresponde en cada punto a su altura crítica. Sin embargo, cuando la lava corre confinada por el interior de los barrancos, no puede expandirse lateralmente y como resultado se produce un aumento de su altura crítica (Ortiz, 2000). De este modo, cuando la lava se canaliza en barrancos, o es drenada durante su emplazamiento mediante tubos volcánicos, tiende a recorrer grandes distancias sin perder temperatura, manteniendo una alta movilidad hasta sectores muy alejados del centro emisor. Velocidades de hasta 16 km hora se han medido en canales abiertos, mientras que en el interior de los túneles estas velocidades pueden incrementarse hasta alcanzar los 100 km/h (Ortiz, 1996). Uno de los flujos de lava más destructivos fue el asociado a la erupción del Nyiragongo (Zaire) en 1997, ya que en menos de una hora, más de 20 millones de metros cúbicos de lava muy fluida fueron drenados súbitamente a través de fracturas abiertas en las laderas del volcán e inundaron los alrededores, destruyendo 400 viviendas y ocasionando la muerte de 70 personas ([UNDRO, 1985](#)).

Las lavas altamente viscosas se mueven lentamente (desde unos pocos metros por día hasta algunos kilómetros por hora). Su superficie exterior suele estar constituida por bloques heterométricos desordenados; a

medida que avanza la colada los bloques del frente lávico se fragmentan y ruedan dando lugar a la formación de pequeñas avalanchas calientes. Este tipo de flujos varían en longitud desde unas pocas decenas de metros a varios kilómetros (raramente alcanzan longitudes de más de 8 km desde el centro emisor); en anchura pueden llegar a tener desde sólo unas pocas decenas de metros hasta varios cientos de metros, y en espesor desde un quinto a la mitad de su anchura (UNDRO-UNESCO, 1987). A menudo los flujos de lava viscosos se apilan sobre los centros de emisión, formando flujos cortos y espesos que generan la construcción de estructuras volcánicas de tipo domático. Estos domos suelen crecer por extrusión de muchos flujos individuales con espesores mayores a 30 m. durante períodos de meses o años, con velocidades de menos de unos pocos metros por hora. Estas estructuras pueden colapsar para formar flujos piroclásticos de movimiento rápido.

Las lavas de baja viscosidad se desplazan rápidamente, extendiéndose a decenas de kilómetros desde los centros eruptivos, ya sea como lóbulos semejantes a lenguas o como láminas de lava de mayor amplitud, dependiendo de la topografía por la cual se efectúa su derrame. Los flujos en forma de lóbulos alcanzan varias decenas de km de longitud y más de un km de ancho y su espesor varía entre menos de un metro hasta varias decenas de metros. Los frentes de lava fluidas avanzan a velocidades que oscilan entre decenas de metros a decenas de km por hora. En pendientes pronunciadas pueden llegar a alcanzar los 10 km/h (2,8 m/s), pero generalmente poseen velocidades de menos de 1 km/h (0,27 m/s) en sectores de pendientes suaves ([USGS, 2018](#)).

La duración de la erupción es otro de los factores que interviene en el grado de peligro de los flujos lávicos (Harris, 2015). El incremento de la duración de una erupción posibilita la formación de campos lávicos compuestos de mayor volumen y la posibilidad de que los flujos sean derramados a través de tubos volcánicos estables, permitiendo el emplazamiento de flujos en áreas distales, incluso con tasas de efusión bajas (Harris, 2015).

Independientemente de su viscosidad, un flujo de lava destruye totalmente todo lo que no se pueda mover o quitar de su camino (viviendas, carreteras, redes eléctricas o de abastecimiento de agua, etc.). La relativa fluidez de las coladas de lavas basálticas determina que posean bajo poder destructor sobre las estructuras, siendo frecuente que los edificios queden rodeados por la lava sin sufrir daños estructurales graves. No obstante, cuando las lavas muestran alturas superiores a las edificaciones aumentan su poder destructivo y terminan por arrasárselas. Las posibilidades de protección de bienes inmuebles son prácticamente nulas. La resistencia al impacto de las construcciones está también asociado a su diseño, especialmente importantes son la orientación de la construcción respecto a la dirección del flujo y el tipo de material. Por ejemplo, las paredes en ángulo recto opuestas al frente de avance suelen ser más susceptibles que las orientadas de forma paralela al mismo (Harris, 2015).

Blong (1984), señala que los edificios pueden colapsar (debido a la carga y presión ejercida por la lava), ser enterrados (debido a procesos de inundación o inflación de los flujos), incendiarse (como consecuencia de las altas temperaturas de la lava), ser inundados (cuando la lava entra dentro

de las habitaciones), ser levantados y transportados, provocar deformación y fallamiento de su base y ser afectados por los clastos caídos desde el frente o el margen de los flujos. El resultado es siempre la destrucción total o parcial de estas estructuras.

Habitualmente la velocidad de movimiento de la mayoría de las lavas es lenta, permitiendo la evacuación de personas y animales. No obstante, conviene tener presente que en sectores de fuerte pendiente o en puntos de rupturas de pendiente pronunciadas, la lava puede moverse más rápidamente que las personas, aun corriendo. Por otro lado, el drenaje de las coladas de lava puede llevarse a cabo a partir de flujos secundarios y dar lugar a la formación aguas abajo de varios brazos de lava individualizados, que de cara a la gestión conviene considerar, ya que pueden volver a unirse tras recorridos de varios cientos de metros, dejando áreas cerradas entre ellas que evidentemente deben ser consideradas de cara a su evacuación.

Durante la mayoría de las erupciones se produce la emisión de flujos lávicos más o menos voluminosos, aunque son procesos especialmente relevantes en erupciones de baja explosividad. Estos pueden dar origen a pérdidas materiales importantes, pero sólo en circunstancias excepcionales, como hemos mencionado, llegan a suponer una amenaza real para las vidas humanas (Solana, 2010). La muerte por flujos lávicos son un hecho raro y son debidas fundamentalmente a imprudencias y a la intoxicación producida por la desgasificación de las lavas (Ortiz, 1996) o asociarse a explosiones cuando la lava durante su emplazamiento interactúa con cuerpos de agua (USGS, 2018). Sin embargo, la elevada temperatura de una lava en movimiento, que puede superar los 1000°C,

genera procesos de irradiación térmica en sus proximidades. Estos procesos de irradiación, o el calor de la propia colada, pueden llegar a producir lesiones en los observadores o provocar incendios en formaciones vegetales con alto poder de combustión (Carracedo et al., 2015; Romero et al., 2015). Muchos de los peligros asociados a flujos lávicos sobre las personas y animales pueden evitarse manteniendo a las personas y observadores a una distancia segura de los puntos de mayor peligrosidad, como sectores de engrosamiento lávico, frentes inestables o de movimiento rápido, rupturas de pendiente o puntos de redistribución lávica.

En general, los flujos lávicos implican otras situaciones de peligro que no siempre son tenidas en cuenta. Entre éstas, la más evidentes están asociadas a los procesos de desgasificación producidos durante su emplazamiento y enfriamiento. El conjunto de gases volcánicos que son liberados a la atmósfera durante este proceso es diverso, y su contenido se abordará de manera específica más adelante. No obstante, cabe destacar la presencia de emisiones gaseosas más densas que el oxígeno, que tienden a acumularse en zonas topográficamente deprimidas. En función de su concentración, estas pueden llegar a sustituir en estos sectores a las concentraciones normales de oxígeno, lo que puede dar lugar a la muerte por asfixia de personas y ganado. Estos procesos de desgasificación pueden tener lugar de manera repentina, asociada a cambios bruscos en la pendiente, que generan la fragmentación de los flujos lávicos y el aumento de su porosidad. Se trata de un contexto especialmente peligroso que puede llegar a desencadenar flujos piroclásticos de entidad, en los que esta fracción gaseosa, mezclada con el aire, transporta violentamente el

material fragmentado ladera abajo, incorporando otros elementos a su paso.

Por otro lado, es de interés especial la consideración de la interacción de la lava con depósitos de agua, e incluso de combustible (gasolineras), tanques de gasolina o depósitos de materiales inflamables. En este sentido es conveniente señalar que los materiales plásticos se degradan a temperaturas muy bajas, desprendiendo gases que son a su vez tóxicos y corrosivos. Este tipo de material constituye hoy en día una parte importante de estructuras como edificios o coches y aumentan considerablemente la vulnerabilidad (Ortiz, 1996).

Otros peligros asociados al emplazamiento de flujos lávicos son:

- 1- Generación de grandes incendios en masas forestales.
- 2- Explosiones resultantes de la acumulación de metano por combustión de la vegetación bajo las lavas.
- 3- Procesos de inversión del relieve, que pueden determinar nuevas áreas de vulnerabilidad no existentes con anterioridad.
- 4- Bloqueo de valles por las lavas y represamiento de la escorrentía, que puede terminar por causar procesos de aluvionamiento e inundaciones.
- 5- Colapsos de los frentes de lava y generación de flujos piroclásticos, tipo bloques y cenizas.
- 6- Cambios en la composición química del agua.

7- Problemas asociados a los observadores, visitantes y turistas en las zonas peligrosas.

En sectores de costa, la entrada de coladas en el mar también da lugar a procesos violentos de desgasificación que potencialmente pueden generar víctimas mortales.

En Canarias, a todos estos factores hay que añadir, además, los peligros ocurridos durante el emplazamiento de flujos de lava históricos que se derivan de la propia configuración topográfica del territorio. Entre estas situaciones de peligro caben destacar las siguientes:

3.2.1.1 Desprendimiento de fragmentos y grandes bolas de acreción.

La existencia de cambios acentuados en la pendiente, como escarpes, bordes de barranco y cantiles litorales o prelitorales, dan lugar a la fragmentación de la colada en bloques o fragmentos, aún calientes, que son capaces de rodar de manera individualizada ladera abajo. Estos desplazamientos se producen a mayor velocidad que la presentada por los frentes de colada (Araña, 1999, en Romero et al., 2015), por lo que pueden extenderse más allá del frente de las mismas y provocar daños antes de la llegada del propio flujo volcánico.

Estos fragmentos rocosos incandescentes pueden descender ladera abajo en forma de bolas de acreción, generando daños por alcance o impacto, con un poder de afección importante en elementos no móviles del territorio (viviendas, red de abastecimiento de agua, red viaria...). Si estas

sobrepasan los límites de la colada y continúan en movimiento pendiente abajo, dan lugar a una situación de peligro añadido, capaz de afectar a sectores lejanos a los frentes de avance de las propias coladas de lava (Romero et al., 2015). El interior incandescente de estas bolas de acreción genera, además de su impacto directo, la posibilidad de producir incendios.

Las bolas de acreción son fragmentos lávicos superficiales que, como norma general, tienen tendencia a constituir bloques de forma más o menos esférica (Wentworth y McDonald, 1953). Las dimensiones de estos clastos son muy variables, oscilando desde los pocos centímetros a varios metros, siendo el diámetro mayor reseñado de 6 metros (Stevenson et al, 2012). Tamaños similares a este se encuentran con facilidad en las coladas históricas y holocenas de las islas de Tenerife, El Hierro, Lanzarote y La Palma. Atendiendo a las especificidades de su génesis, las bolas acrecionales pueden dividirse en dos grandes grupos:

- Aquellas cuyo origen se asocian a la inmersión de un fragmento de roca sólida pero aún a muy alta temperatura en el corazón fundido de la colada de lava. Durante el proceso de emersión o vuelta a la superficie, la roca original queda recubierta por completo de una capa superficial de lava en estado líquido, que va enfriándose a medida que es expulsada hacia la superficie. Este proceso puede repetirse múltiples veces, añadiendo capas sucesivas y concéntricas al fragmento de roca original (McDonald, 1943; Stevenson, 2012; Goya, 2017).

- Inmersión de bloques erráticos – restos del edificio volcánico o incluso de la propia colada– en el fluido lávico, permitiendo su recubrimiento parcial o total, en función de su volumen, el caudal de lava de la colada y la pendiente, entendida esta como un factor determinante para favorecer la rotación o movimiento del bloque y su recubrimiento (Valentine y Gregg, 2008).

Existen al menos otras dos tipologías de materiales que tradicionalmente han sido interpretados como bolas acrecionales, cuya génesis, también vinculada a flujos de lava, no implica el recubrimiento por “acreción” de material lávico de un núcleo o nódulo central. Ambas se asocian a sectores de fuertes pendientes, en los que los flujos lávicos se desestructuran y parte del material superficial de las coladas de lava se desagrega, rodando ladera abajo. Este es el caso de fragmentos masivos de roca basáltica que ruedan o rebotan aun calientes sobre una superficie de colada que no permite su inmersión. El producto resultante es una roca masiva tanto en su superficie como en su interior, de formas redondeadas, esféricas o semiesféricas, fruto de la fricción y de los impactos sufridos durante el proceso de emplazamiento. Un segundo tipo de materiales esféricos o semiesféricos que se acumulan sobre la superficie de las coladas de lava corresponden a fragmentos redondeados por simple fricción a medida que la colada avanza. Se trata normalmente de fragmentos de pequeño o muy pequeño tamaño, todos ellos clastos asociados a la superficie de coladas distales, resultado del desgaste de fragmentos de lava escoriácea que continua en movimiento una vez enfriado parte importante del material que se acumula en superficie (Goya, 2017).

En general, las bolas acrecionales son capaces de dar lugar a importantes afecciones en estructuras, vegetación y cultivos por simple impacto, o generar incendios en puntos alejados de los frentes lávicos activos, incrementando considerablemente el poder destructivo de las coladas (Romero y Beltrán, 2015).

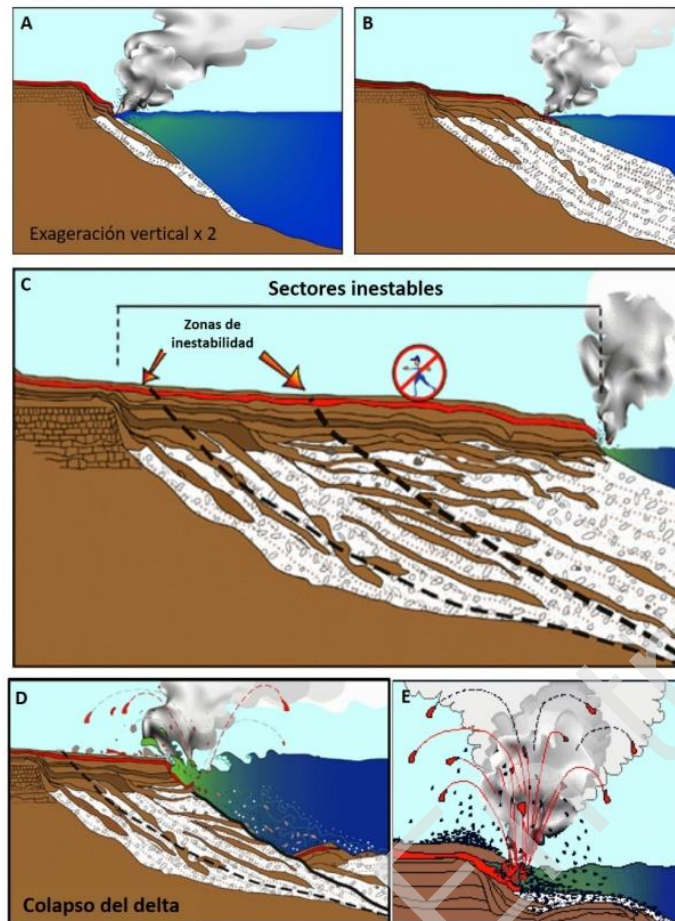
3.2.1.2 Peligros asociados a la entrada de lavas en el mar.

La llegada de lavas a la costa da lugar a una serie de peligros volcánicos, recientemente establecidos a partir del estudio de los daños producidos en los últimos años por la entrada de coladas de lava en el mar en la isla de Hawaii ([USGS, 2018](#)). Los peligros que se producen en los sectores de contacto de flujos lávicos con el agua del mar son:

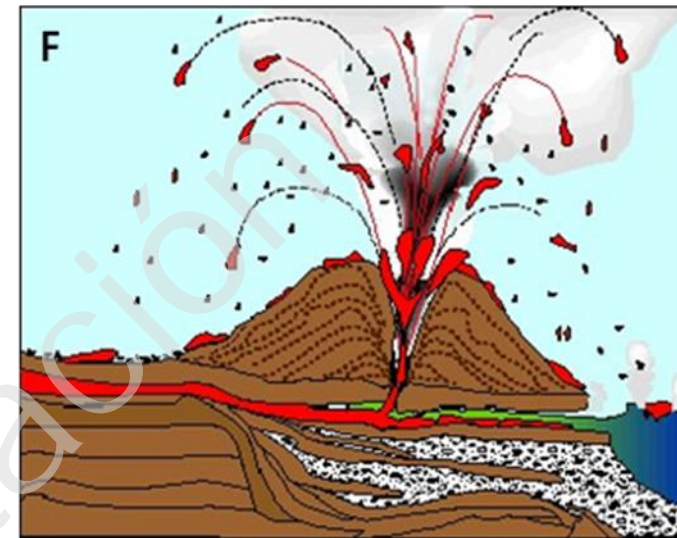
3.2.1.2.1 Colapsos generados en los deltas y plataformas lávicas y en los acantilados adyacentes al mar

La formación de deltas y plataformas lávicas y su desestabilización suponen un riesgo local significativo, especialmente relevante en las costas de islas volcánicas oceánicas (Poland y Orr, 2014), habitualmente muy ocupadas por el hombre.

Figura 67. Evolución de un delta lávico y peligros asociados



Fuente: [USGS, 2018](#)



Fuente: [USGS, 2018](#)

Aunque estos procesos han sido definidos para las lavas pahoehoe de volcanes hawaianos, el estudio de las lavas aa en Canarias muestra estructuras que se generan mediante procesos similares (Guillen, 2012). Cuando los flujos lávicos se introducen en el mar pueden dar lugar a un aumento de la superficie insular mediante la creación de plataformas de planta habitualmente en abanico, conocidas como deltas lávicos. La lava que se vierte al océano desde flujos superficiales o mediante canales y tubos lávicos interiores, se fragmenta por debajo del nivel del mar como consecuencia de su contacto con el agua y da lugar a un nivel basal de carácter brechoide sobre el que se apoyan los flujos volcánicos que construyen el delta sobre el nivel del mar (Figura 67. A y B). Cuando este

nivel basal se asocia a una pendiente submarina relativamente elevada, el frente del delta de lava sobre el nivel del mar puede desestabilizarse y terminar colapsando (Figura 67. C y D), dando lugar a deslizamientos submarinos. Estos colapsos pueden provocar también explosiones muy violentas (Figura 67. E) o desencadenar la caída al mar del frente de lavas a lo largo de cientos de metros.

Por otro lado, la formación de estos deltas lávicos conlleva otros peligros de especial relevancia que se asocian a la entrada de coladas de lava en el mar y a la posibilidad de contacto de la lava con el agua, pudiendo generar la formación de volcanes litorales o pseudocráteres (Figura 67. F). Estos pequeños edificios escoriáceos se forman a partir del contacto repentino de la lava con el agua que da lugar a la emisión de rocas calientes y lavas con temperaturas de aproximadamente 1150°C, con diámetros de hasta 1 m que se distribuyen a más de 250 m. tierra adentro del delta, con una superficie afectada similar a la de varios campos de fútbol.

Los deltas de lava, formados por la acumulación de flujos de lava dentro del mar (Nemec, 1990; Lipman y Moore, 1996; Ramalho et al., 2013; Bosman et al., 2014), con frecuencia son inestables y los colapsos del delta pueden potencialmente causar otros fenómenos secundarios peligrosos, como explosiones litorales y tsunamis (Jurado-Chichay et al., 1996; Mattox y Angan, 1997; Chiocci et al., 2008; Poland y Orr, 2014). El desmoronamiento de los mismos a menudo van acompañados de explosiones de intensidad moderada que pueden dar lugar a la formación de tephra y a la proyección de bloques líticos angulosos y cantos rodados cientos de metros tierra adentro (Poland y Orr, 2014). La posibilidad del desarrollo de este tipo de fases explosivas asociado al colapso de peanas

lávicas supone en sí mismo un peligro localmente muy significativo e igualmente imprevisible

A pesar de que puede llegar a ser recurrente el desarrollo de episodios de explosividad moderada asociada a colapsos masivos o parciales de un delta lávico litoral, uno de los mayores peligros potenciales que se asocia al colapso de estas estructuras es la posible generación de tsunamis (Di Traglia et al, 2018). Pueden ser generados tanto por el colapso del conjunto de la estructura de la plataforma o delta – incluyendo su parte subaérea – como por el deslizamiento masivo de la parte sumergida de estas estructuras (Bonaccorso et al., 2003; Chiocci et al., 2008).

Estos procesos pueden desarrollarse en intervalos temporales de meses (entre otros, Poland y Orr, 2014 y Di Traglia et al, 2018), por lo que el colapso de estas estructuras es un peligro probable y significativo, a tener en cuenta incluso una vez finalizado el proceso eruptivo. Como señalan Lockwood y Hazlet (2010): “las explosiones secundarias son difíciles de predecir y suponen un grave peligro para las personas atraídas por la visión escénica “segura” de las erupciones efusivas, tal y como se ha puesto de manifiesto recientemente durante la erupción del Kilauea de Julio de 2018, en la que una de estas explosiones litorales causó 23 lesionados por impacto directo de los materiales expulsados (Figura 68).

3.2.1.2.2 Olas de agua de mar caliente

Las lavas que constituyen los deltas poseen temperaturas del orden de los 1000°C de modo que cuando una ola de gran envergadura barre su superficie puede alcanzar rápidamente temperaturas muy altas. Estas olas

calientes pueden dar lugar a muertes, por la inhalación del vapor ácido y a quemaduras graves, de personas situadas en su proximidad ([USGS, 2018](#)).

Figura 68. Explosión litoral de las lavas del Kilauea el 17 de julio de 2018



Fuente: [Diario del Viajero, 2018](#)

3.2.1.2.3 Nubes de vapor por contacto lava/agua

Cuando una colada durante su derrame penetra en el mar, en la zona de contacto con el agua se forma una nube de vapor blanca (Figura 69). A medida que el agua se calienta se producen una serie de reacciones químicas y físicas que dan lugar a una mezcla de vapor condensado, ácido

clorhídrico y diminutos fragmentos de vidrio volcánico. Esta nube arrastrada por el viento genera una bruma blanca que ha sido denominada como “*laze*” (abreviatura de lava y bruma en inglés) que puede causar irritación de la piel y los ojos, así como dificultades para respirar, y que por tanto debe evitarse.

Figura 69. Nubes de vapor por la entrada de las lavas en el mar durante la erupción de San Juan, La Palma, 1949



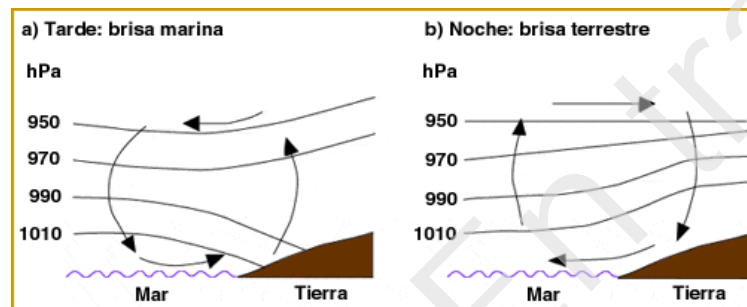
Fuente: [FEDAC](#)

El desigual calentamiento entre el mar y la tierra genera flujos de aire a lo largo del litoral, en condiciones de calma atmosférica. Durante el día, la tierra se calienta rápidamente y da lugar a la expansión del aire situado por

encima, creando un gradiente de presión por el que el aire se desplaza de mar a tierra (Figura 70). La intensidad del viento va en aumento con la insolación hasta media tarde, dejándose sentir varios km tierra adentro, aunque con velocidades débiles de entre 4 y 7 m/s. Por la noche, la célula convectiva generada por las diferencias térmicas se invierte como consecuencia del rápido enfriamiento de la tierra, haciendo que el viento se mueva de tierra a mar.

Este sistema de brisas marinas determina que las plumas de vapor generadas por el contacto de las lavas con el agua del mar se muevan de mar a tierra durante el día y de tierra a mar durante la noche. Este hecho puede ocasionar no sólo daños en los observadores en tierra sino también una mala calidad del aire en las zonas situadas a sotavento de la columna de vapor.

Figura 70. Esquema de las brisas costeras

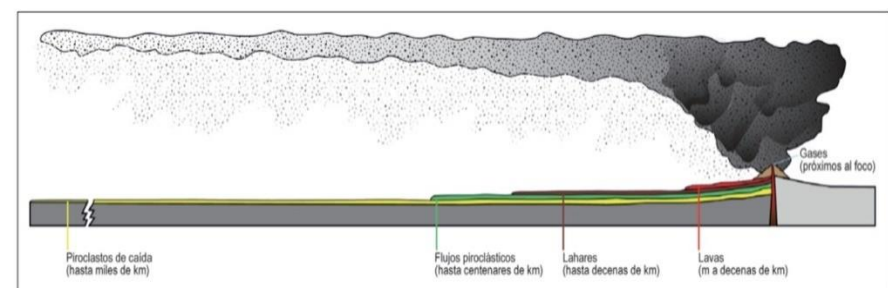


Fuente: Modificado de López et al., 1992

3.2.2 Peligros asociados al emplazamiento de piroclastos

Los depósitos piroclásticos se asocian a erupciones de muy distinto comportamiento, con explosividad desde baja a muy alta, y a magmas de muy diversa composición, desde basáltica a silíceo. Durante las fases o las erupciones explosivas el magma es expulsado a la atmósfera en forma de fragmentos líquidos y sólidos, siendo eyectados hacia arriba desde el cráter para formar fuentes de lava o dar lugar a columnas eruptivas. Dependiendo del mecanismo de transporte y emplazamiento los depósitos piroclásticos se clasifican en depósitos piroclásticos de caída y depósitos piroclásticos de flujo. Corresponden a los productos volcánicos de mayor dispersión espacial, pues pueden emplazarse en áreas muy distantes del centro emisor, e incluso llegar a afectar a todo el globo (Figura 71).

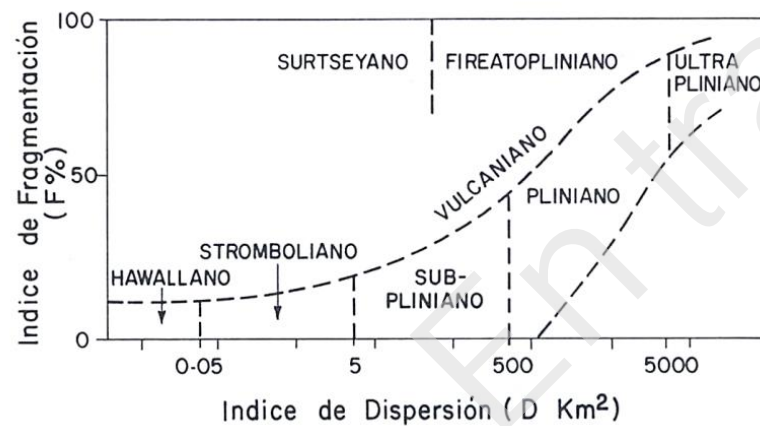
Figura 71. Comparación entre las distancias alcanzadas por los depósitos piroclásticos y otros productos volcánicos



Fuente: Pérez-Torrado et al, 2015

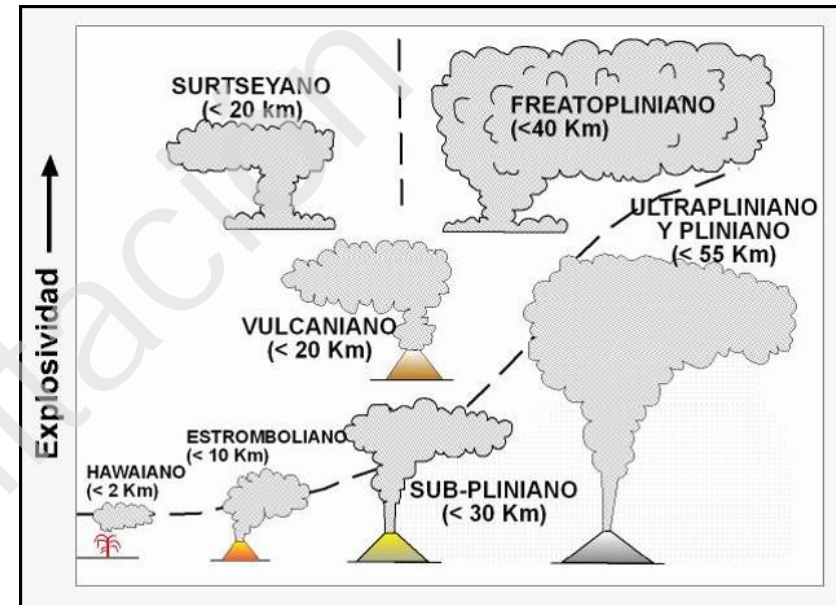
La metodología desarrollada para el estudio de los depósitos generados por estos procesos permite conocer en detalle los distintos tipos de erupciones. La clasificación más utilizada está basada en dos parámetros: índice de dispersión e índice de fragmentación (Walker, 1973). El primero (D), corresponde al área en que se dispersa un determinado depósito de caída y depende fundamentalmente de la altura de la columna eruptiva, a mayor altura mayor índice de dispersión. El segundo (F), índice de fragmentación, depende esencialmente de las condiciones en las que se desarrolla la erupción y de la reología del material fundido. La relación entre ambos índices D y F constituye un índice de intensidad de la erupción (Ver Figura 72 y Figura 73).

Figura 72. Clasificación de las erupciones en función de los índices de Dispersión (D) y fragmentación (F), (Walker, 1963)



Fuente: Walker, 1963

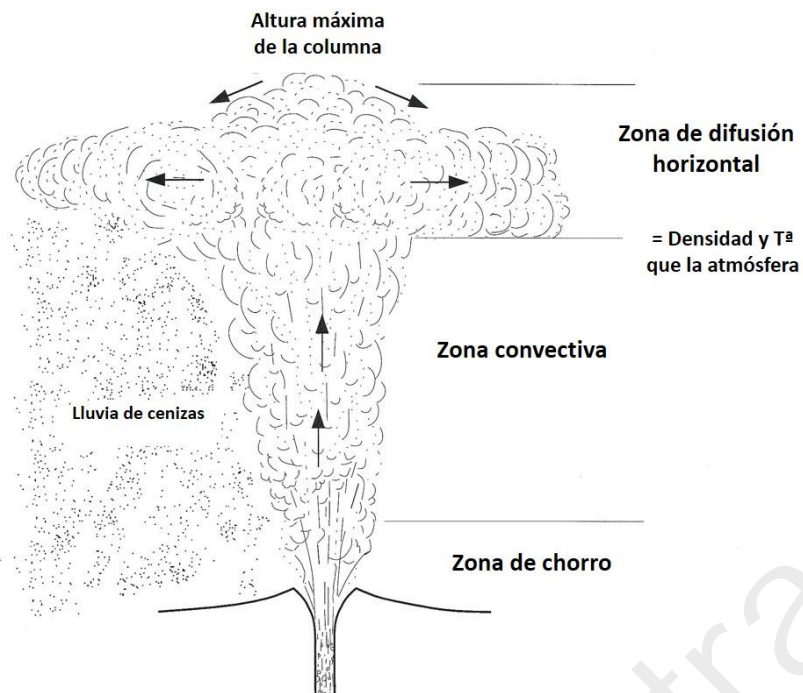
Figura 73. Diagrama de la clasificación de las erupciones en función de su intensidad



Fuente: Modificado de Cas y Wright, 1987

Este esquema incluye desde grandes erupciones plinianas, con columnas sostenidas de gran altura y depósitos de tefra distribuidos por amplias áreas, erupciones vulcanianas intensas, pero de corta duración, erupciones estrombolianas con columnas eruptivas moderadas y fuentes de lava asociadas a eventos de tipo hawaiano.

Figura 74. Estructura de una columna eruptiva



Fuente: Modificado de Carey et al, 2000

Las erupciones más explosivas, con mayores índices de fragmentación y dispersión, dan lugar a la formación de columnas eruptivas sostenidas de disposición vertical, en las que se pueden identificar tres zonas (Figura 74). La zona de chorro corresponde a la parte basal de la columna y está dominada por la energía cinética y se rige por las leyes de la balística, de ahí que los productos emitidos desde este sector sean denominados

productos de proyección balística. La zona de chorro deja paso a una zona convectiva caracterizada por la disipación de la energía térmica; el techo de esta zona se alcanza cuando la temperatura y densidad de la columna eruptiva es igual a la de la atmósfera que la rodea. Por encima de este nivel la columna sigue ascendiendo por su propio impulso hasta alcanzar una altura donde se expande horizontalmente, formando la zona de difusión horizontal, la cual está sujeta a la interacción con los vientos dominantes de la alta atmósfera.

Estas columnas eruptivas juegan un papel fundamental en el transporte masivo de piroclastos (Carey & Sparks, 1986). En este sentido, la altura de la columna eruptiva está determinada por la temperatura del material emitido y por la tasa de emisión del mismo, las cuales, junto a la dirección y fuerza del viento, son los principales factores que controlan el transporte de tefra a grandes distancias. Los depósitos piroclásticos de caída se forman durante las erupciones explosivas por la sedimentación de los piroclastos a través de la atmósfera a partir de la zona de chorro y / o de otros sectores de la columna eruptiva. Los piroclastos más gruesos no entran en la zona convectiva, sino que se desprenden desde elevaciones de no más de unos cientos de metros de la base de la columna siguiendo trayectorias balísticas independientes y se acumulan alrededor del centro emisor. Los fragmentos de menor tamaño se distribuyen en áreas más alejadas, depositándose a km o decenas de km en función del tamaño del grano y la dirección e intensidad del viento. Las erupciones más violentas fragmentan el magma y las paredes de los conductos eruptivos dando lugar a cenizas cuya emisión puede alcanzar decenas de km de altura y ser distribuida por el viento a cientos e incluso miles de km.

3.2.2.1 Piroclastos de caída

Los piroclastos de caída constituyen fragmentos de lava (bombas, escorias, cenizas...) o roca de caja (bloques) que son emitidos durante erupciones o fases explosivas. Corresponden a fragmentos de muy distinta granulometría que cubren de forma más o menos homogénea el territorio y que tienen como rasgo distintivo su deposición partícula a partícula. El mecanismo de emplazamiento y transporte de estos fragmentos permite la distinción entre los depósitos piroclásticos balísticos, que se depositan siguiendo trayectorias parabólicas, y los depósitos piroclásticos de dispersión, formados a partir de la dispersión horizontal de columnas eruptivas.

Los piroclastos de caída son clastos volcánicos con tamaños que oscilan entre unos pocos centímetros a varios metros de diámetro que se separan de la columna eruptiva siguiendo trayectorias prácticamente parabólicas (Wilson, 1972; Fagents y Wilson, 1993, Bower y Woods 1996). Su velocidad de emisión pueden alcanzar cientos de metros por segundo y el emplazamiento de cada fragmento se produce partícula a partícula a distancias de entre 1-5 km, según la intensidad de la erupción (Blong, 1984; Breard et al., 2014). Los clastos balísticos impactan en el suelo con una fuerza considerable, produciendo cráteres de impacto; la posición y forma de estos cráteres indican la dirección de la fuente. La distribución de los piroclastos balísticos (distancia respecto al centro emisor, dirección, área y densidad) está condicionada por la naturaleza y grado de fragmentación del magma, el tipo de mecanismo eruptivo, la energía,

profundidad y dirección de las explosiones, e incluso por la morfología del cráter (Breard et al., 2014).

Un estudio reciente de Fitzgerald et al. (2017) señala que los productos emitidos como materiales balísticos constituyen un peligro potencialmente dañino y mortal durante el desarrollo de las erupciones volcánicas. Las personas pueden sobrevivir la caída de bombas pequeñas en un refugio mínimo; sin embargo, las caídas de bombas de grandes tamaños pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidos.

Se trata de un peligro volcánico que puede llegar a causar daños sustanciales en las infraestructuras expuestas y el medio ambiente, debido a su alta energía cinética, su masa y sus altas temperaturas. A nivel mundial, se encuentran entre las causas más frecuentes de incidentes fatales de las erupciones desarrolladas a partir de 1993, y a menudo provocan graves lesiones en las personas (como traumatismos, laceraciones, quemaduras, abrasiones y hematomas), así como en los edificios, infraestructuras y propiedades del entorno próximo al volcán. La elevada energía cinética y térmica de este tipo de proyectiles balísticos pueden dar lugar a perforaciones, impactos, procesos de fundición, incendios e incluso colapso de estructuras, afectando también a los sistemas de suministro de energía y telecomunicaciones (Bignami et al, 2012). Blong (1981), Pomonis et al. (1999) y Jenkins et al. (2014) estiman que un proyectil balístico solo necesita 400-1000 J de energía cinética para penetrar en un techo de chapa metálica, mucho menos que la energía cinética estimada de los proyectiles balísticos ($\sim 10^6$ J) de las erupciones con VEI 2-4 (Alatorre-Ibargüengoitia et al. 2012).

El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca de los centros de emisión y decrece al incrementarse la distancia desde el mismo. No obstante, el número de fragmentos, su tamaño y densidad por unidad espacial rara vez ha sido estudiada, lo que conduce a una comprensión limitada del peligro y el riesgo que se presenta en el área afectada. La gestión de este tipo de peligro está notablemente circunscrita al punto o puntos de emplazamiento de los centros de emisión, por lo que su gestión va a depender del número de personas expuestas al riesgo en las áreas proximales.

Los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades por, al menos, los siguientes motivos:

- La fuerza del impacto de los fragmentos al caer.
- La posibilidad de dar lugar a enterramientos.
- La formación de partículas de grano fino en suspensión en el agua y en el aire.
- El transporte de gases nocivos y, en sectores cercanos, irradiación por altas temperaturas.

Por otra parte, las rocas basálticas son de las más densas que existen en la Tierra. La combinación de esta alta densidad con la velocidad a la que son expulsados al aire hace que estos materiales sean muy destructivos, incluso cuando sus tamaños no son especialmente grandes (Solana, 2010).

Entre los peligros asociados también se encuentran la polución del aire por partículas en suspensión, daños a la agricultura y la vegetación, la enfermedad o muerte del ganado, la contaminación de aguas, la alteración de la red de drenaje local, el desarrollo de lahares por removilización del material depositado, las afecciones a las redes de alcantarillado, el cierre o afección a las vías de comunicación y a las redes de suministros, así como el cierre parcial o total del espacio aéreo (Siebe et al., 2004).

3.2.2.2 Piroclastos de dispersión

La tefra está constituida por fragmentos de roca y lava que son emitidos por las explosiones de un volcán hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre. Las partículas son transportadas hacia arriba por medio de columnas eruptivas, que tienen en su base una zona de empuje por gases, y una zona superior de desplazamiento convectivo (Sparks & Wilson. 1976).

El término de ceniza volcánica se refiere estrictamente a las partículas eyectadas desde un volcán con tamaños de ≤ 2 mm de diámetro, independientemente de su composición. No obstante, una forma de clasificar la ceniza volcánica es de acuerdo con su contenido de sílice: la ceniza máfica (por ejemplo, basalto) tiene un contenido de sílice entre 45% y 52% y es rica en los minerales de feldespato, piroxeno y olivino. La ceniza félsica (por ejemplo, riolita) tiene un contenido de sílice superior al 69% y es rica en cuarzo y feldespatos. La ceniza intermedia incluye, por ejemplo, andesita (52-63% de sílice) y dacita (63-69% de sílice). Desde la perspectiva de los peligros volcánicos, las partículas clasificadas como cenizas finas (<1 mm) y cenizas muy finas (<63 μ m) se consideran las más importantes

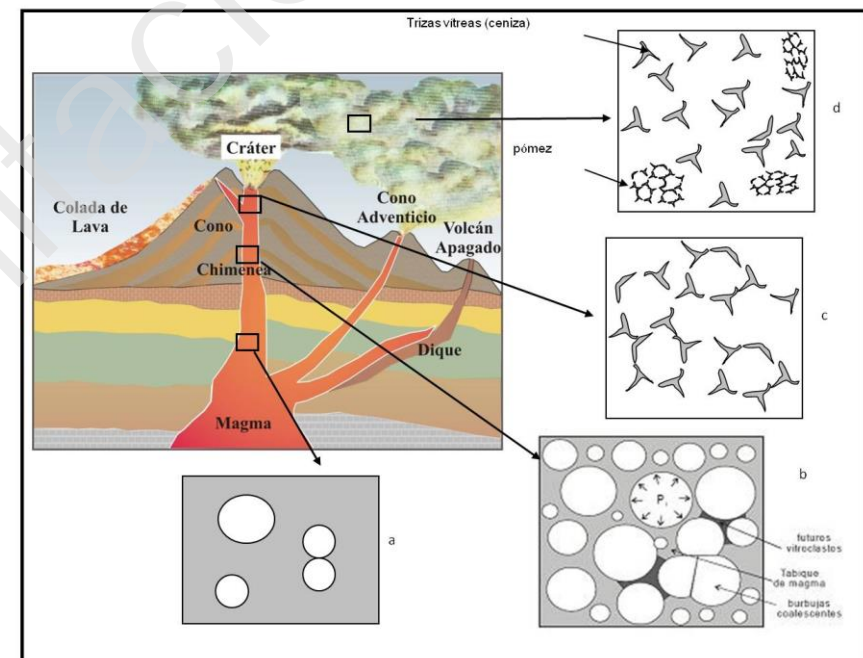
porque estas partículas pueden permanecer suspendidas en la atmósfera y, por lo tanto, ser transportadas a mayores distancias (Rose y Durant, 2009). Tales partículas son típicamente muy duras y angulares, haciéndolas abrasivas. Las densidades varían desde pómez y escoria vesiculares de baja densidad, hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. Este material puede ser de tipo juvenil (formado a partir del magma involucrado en la erupción) o accidental, formado por rocas preexistentes.

Caselli et al. (2010) señalan que las partículas de cenizas y polvo se producen a partir de magmas viscosos cargados de gases durante una erupción explosiva, y son fragmentos muy pequeños de magma enfriado rápidamente (vidrio volcánico). Se forman a medida que el magma asciende por la chimenea, donde los gases se expanden rápidamente por la disminución de la presión, generando una espuma en el fundido que recuerda a la espuma que sale de una botella de soda o gaseosa al abrir, salvo que en los volcanes la presión es mayor. Conforme las burbujas de gases se exsuelven del fundido, se expanden y prácticamente se tocan entre sí. De esta manera, entre las burbujas quedan paredes o tabiques finos del fundido, que se enfría rápidamente dando lugar a vidrios (Figura 75). Con la presión se fragmentan estos tabiques, dando lugar a partículas finas de vidrio, muy puntiagudas, denominadas cenizas volcánicas, que son expulsadas a gran velocidad por el cráter (Caselli et al., 2010). A veces son arrojadas hacia arriba porciones de magma que no se fragmentó y que contienen gran cantidad de burbujas atrapadas. Estas porciones son conocidas como fragmentos pumíceos o piedra pómez.

Estas rocas, compuesta por vidrio volcánico con abundantes burbujas de gas, flotan en el agua debido a su baja densidad producto de la cantidad de

burbujas de gas que ayudan a su flotación. Cuando las cenizas comienzan a caer, provocan el oscurecimiento del día. En función de la intensidad de la caída, es decir la cantidad, las cenizas pueden ocluir la luz solar, provocando el oscurecimiento del ambiente, y generando una sensación de noche, en pleno día (Caselli et al, 2010).

Figura 75. Representación de la formación de cenizas.



Fuente: Caselli et al, 2010

(a) porción del magma (en gris) con formación de burbujas (en blanco) producidas por pérdida de presión; (b) aumento de exsolución de burbujas (círculos blancos) del magma (en gris) mostrando los tabiques (remarcado en negro) que se forman al crecer las burbujas y disminuir el espacio entre ellas (futuras trizas vítreas que en conjunto son denominadas como ceniza volcánica al ser eyectadas por el cráter); (c) fragmentación de los tabiques (en gris) que existe entre burbujas dando lugar a partículas puntiagudas denominadas trizas vítreas o ceniza; (d) porción de la nube donde se observan las cenizas eyectadas (que formarían nubes de cenizas más o menos densas) junto a porciones que no se fragmentaron (pómez).

Las partículas de estos tamaños pueden permanecer suspendidas en la atmósfera durante mucho tiempo y es conveniente señalar que, una vez depositadas, se pueden removilizar fácilmente durante meses y décadas después de una erupción volcánica (Wilson et al., 2011 y 2012; Thorsteinsson et al., 2012; Arnalds et al., 2013), lo que incrementa su peligrosidad.

Bajo cargas suficientemente grandes, la presión ejercida por la caída acumulada de cenizas puede causar daños estructurales a los edificios y otras infraestructuras, así como aplastar los cultivos y la vegetación. Además, la saturación de agua puede aumentar la carga de depósito hasta en un 100% (Macedonio y Costa, 2012). Este hecho permite la estimación precisa de masas sobre las áreas expuestas. El espesor puede calcularse a partir de la carga si se conoce la densidad aparente (kg/m^3) y viceversa.

La caída de cenizas y los piroclastos de dispersión potencialmente pueden afectar a áreas significativamente más amplias que las afectadas por los

piroclastos de proyección balística. Entre los factores principales que condicionan la dispersión de este material y la distancia que estos pueden llegar a alcanzar respecto a sus centros de emisión se encuentran el grado de fragmentación del magma, las características granulométricas del piroclasto, la altura de la columna eruptiva, la altitud a la que se emplazan los centros de emisión y la intensidad de los vientos dominantes. La distribución de las cenizas depende en gran medida de la dirección e intensidad del viento a altitudes intermedias y altas, entre aproximadamente 4.5 - 13 km, así como de la estructura vertical de la atmósfera en la región de localización de los centros de emisión.

Las caídas de tefra constituyen el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas. Por ejemplo, durante grandes erupciones, superficies superiores a los 100 km^2 pueden quedar cubiertas con una capa de tefra de más de 10 cm, mientras que las cenizas de menos tamaño pueden ser transportadas por el viento a áreas mucho más extensas, generando afecciones que potencialmente traspasan límites regionales.

La ceniza volcánica producida en erupciones basálticas, a pesar de ser un peligro que raramente amenaza vidas, es muy importante desde el punto de vista económico y de la seguridad, dado el trastorno que suele llegar a producir (Solana, 2010). No obstante, las cenizas volcánicas pueden causar problemas respiratorios agudos, o contribuir al empeoramiento de enfermedades respiratorias crónicas (Horwell y Baxter, 2006). Este es el caso de erupciones con índices de fragmentación elevados, es decir, muy explosivas, capaces de producir partículas inferiores a las $4 \mu\text{m}$. (Rose et al., 2001) y que pueden resultar fácilmente respirables. A pesar de que

este es un factor a tener en cuenta de cara al impacto generado por la emisión de cenizas, un elemento mitigante del mismo es la baja dispersión que alcanzan estas partículas en estas condiciones. Normalmente este tipo de cenizas de menor granulometría tienden a formar agregados de partículas que hacen aumentar su peso y tamaño, condicionando la dispersión de los elementos más finos (Durant et al., 2009).

La ceniza volcánica contiene diferentes proporciones de vidrio, el cual en comparación con otras sustancias tiene una dureza entre 5 y 7 (de la escala de Mohs), propiedad por la cual se utiliza ceniza volcánica como abrasivo en la industria. Las cenizas volcánicas contienen del 60 al 75% de sílice (SiO₂) como vidrio y fases cristalinas (cristobalita), álcalis (óxidos de potasio y calcio), azufre, manganeso, cobre, zinc y plomo, entre otros. Los efectos de las cenizas sobre la salud pueden ser divididos en varias categorías: (a) efectos respiratorios, (b) síntomas oculares, (c) irritación cutánea, y (d) efectos indirectos. Es importante considerar que estos efectos pueden ser potenciados por la presencia de gases y aerosoles volcánicos en las inmediaciones de los centros eruptivos. La inhabilitación temporal de los sistemas sanitarios puede incrementar el riesgo de enfermedades en las áreas afectadas (Caselli et al., 2010). Otros efectos causados por las cenizas son:

- **Efectos en el abastecimiento de agua.** Las cenizas pueden producir contaminación de las provisiones de agua o el bloqueo del equipo de suministro. Los depósitos de agua al aire libre en instalaciones pequeñas como tanques de agua domésticos en los techos son especialmente vulnerables a la caída de cenizas, y aún pequeñas cantidades de ceniza

pueden causar problemas de potabilidad. Cuando el riesgo por toxicidad es bajo, el pH puede ser reducido o inhibirse la cloración (Caselli et al., 2010).

- **Riesgo de hundimiento de techos.** 1) Los techos pueden hundirse debido al peso de las cenizas, hiriendo o matando a quienes se encuentren debajo. 2) Hay peligro de que los techos se hundan durante las tareas de limpieza de las cenizas acumuladas sobre ellos, debido a la suma del peso de la persona que realiza esa tarea. 3) En algunas erupciones ha habido personas que caen de los techos durante la limpieza de las cenizas acumuladas sobre ellos.

- **Efectos sobre las calles.** La reducción de la visibilidad ocasionada solamente por las partículas suspendidas de cenizas puede causar accidentes, aunque este peligro se combina con la capa de cenizas caídas sobre las calles. No sólo cubren las señales de tráfico, sino que constituyen capas de carácter muy resbaloso, cuando son finas, por lo que reducen la tracción de los vehículos. Cuando los depósitos son espesos pueden impedir la circulación sobre las calles, interrumpiendo la llegada de productos básicos a las comunidades.

- **Efectos sobre la energía eléctrica.** La caída de cenizas puede interrumpir la electricidad y esto puede acarrear problemas debido a la falta de calefacción u otra infraestructura que dependa de la electricidad. Las cenizas húmedas son conductoras, por lo cual es esencial que se realicen procedimientos con estricta precaución, durante las tareas de limpieza de equipos de suministro de energía eléctrica.

- **Otros riesgos** serios para la vida durante erupciones grandes incluyen inundaciones (debido a lluvias fuertes ocasionadas por la acumulación de grandes nubes de cenizas), y la formación de lahares o avalanchas de barro volcánico durante lluvias fuertes, cuando grandes cantidades de cenizas en las laderas pueden ser desplazadas, afectando seriamente al territorio y a las comunidades cercanas situadas pendiente debajo de su lugar de formación.

Desde un punto de vista económico, uno de los impactos más llamativos generados por la emisión de cenizas es su posible afección en el tráfico aéreo de las zonas de dispersión de estos materiales. Normalmente el tráfico aéreo tiende a cerrarse en estas condiciones, puesto que la ceniza volcánica se funde por encima de los 1.100°C, ya que las turbinas de muchos aviones alcanzan temperaturas de funcionamiento normal superiores a los 1.400°C. Esto puede provocar la fusión del material lávico en torno a turbinas o rotores, haciendo colapsar los mismos (Casadevall, 1994). Por otra parte, en conjunto estas cenizas están compuestas a partir de material vítreo, de bordes angulosos y, por lo tanto, con un potencial abrasivo importante cuando se proyectan sobre una superficie de forma masiva. El impacto de las mismas contra un avión en movimiento, a una velocidad de tránsito normal, puede afectar al fuselaje –por fenómenos de abrasión- e instrumental de a bordo, pudiendo inutilizar parte del mismo por infiltración. Debido a su escaso grano, estos fragmentos pueden penetrar en los sistemas de refrigeración y ventilación de los aparatos afectando al funcionamiento de los mismos (ICAO, 2012).

Por otra parte, la emisión de cenizas supone un claro peligro para la supervivencia de cosechas agrícolas y para la vegetación natural, en

general. La acumulación de estos depósitos puede sepultar parcial o totalmente la planta, condicionando su acceso al oxígeno ambiental y generando daños mecánicos que pueden llegar a ser severos. Un porcentaje de defoliación importante o el recubrimiento parcial de la superficie de las hojas puede dificultar el desarrollo de la fotosíntesis, dando lugar a la muerte de las mismas (Rees, 1979). El consumo animal de plantas en estas circunstancias puede generar enfermedades respiratorias por acumulación de cenizas en los pulmones de los animales que las ingieran, además de suponer un aumento del desgaste de piezas dentales, lo que a la larga puede afectar a la supervivencia de rumiantes.

Entre las afecciones más importantes a la población derivadas de la caída de cenizas en sectores proximales a centros de emisión se encuentran los daños estructurales que se pueden llegar a producir por la acumulación de cenizas sobre edificios. En regiones socioeconómicamente desarrolladas, el umbral de daños por acumulación de cenizas de naturaleza basáltica sobre edificios se sitúa en 15 cm. Con esta potencia mínima se estima que comienzan a generarse daños menores en sistemas de desagües, saneamiento y conducción de pluviales. Por encima de los 25 cm de potencia de cenizas comienzan a aparecer daños permanentes en techumbres y cubiertas. Una potencia superior a los 50 cm puede generar colapsos en la mayoría de las cubiertas de estructuras y edificios (Houghton et al, 2006). En condiciones de lluvia o humedad relativa alta, esta previsión empeora considerablemente, puesto que la ceniza tiende a acumular y retener agua, llegando a alcanzar densidades dos veces superior a la de un depósito seco, lo que aumenta su impacto y multiplica sus efectos. La única solución en estas áreas es establecer rápidamente

una zona de exclusión para proteger la vida humana (Houghton et al, 2006).

Uno de los efectos indirectos más importante de la caída de cenizas es la alteración de sistemas vitales. Pueden verse afectados: sistemas de agua, alcantarillado, comunicaciones, suministro de energía eléctrica, el transporte aéreo y terrestre, daños en la infraestructura vial y en la infraestructura productiva. El principal daño originado por una caída de cenizas en zonas urbanizadas es la obstrucción de drenajes y cañerías y fallos en tendidos eléctricos. Es importante tener en cuenta que una caída de cenizas de 3 mm puede reducir la visibilidad en rutas y caminos y volverlos resbaladizos (Caselli et al, 2010).

El Comité Internacional de Riesgos Volcánicos para la Salud ([International Volcanic Health Hazard Network, IVHHN](#)), en combinación con otros organismos, ha editado en varios idiomas guías para la protección de la población ante la caída de cenizas volcánicas (los folletos en español pueden ser consultados en: [1 \(IVHHN et al; 2 \(IVHHN\)](#)).

3.2.3 Corrientes de densidad piroclásticas (PDC) -flujos piroclásticos concentrados y oleadas piroclásticas diluidas-

Los flujos piroclásticos concentrados y oleadas piroclásticas diluidas (Corrientes de densidad piroclásticas o PDC, por sus siglas en inglés) son uno de los procesos volcánicos más complejos, menos predecibles, y más destructivos asociados al volcanismo.

Los flujos piroclásticos son mezclas secas y calientes de (300°C a 800°C) de material piroclástico y gases que se desplazan a ras de suelo, alcanzando altas velocidades que varían en un rango de 10 a varios cientos de metros por segundo (Delgado y Navarro, 2002). Debido a su alto contenido en polvo y fragmentos de lava, estos flujos son sustancialmente más densos que el aire y se precipitan como avalanchas por los flancos de los volcanes. Durante su emplazamiento, el gas continúa siendo emitido por los fragmentos más grandes de pómez y cenizas calientes, creando una nube en constante expansión que lleva consigo fragmentos sólidos o semi-sólidos. Las corrientes piroclásticas duran desde unos pocos minutos a varias decenas de minutos, pero pueden repetirse a intervalos irregulares durante las erupciones.

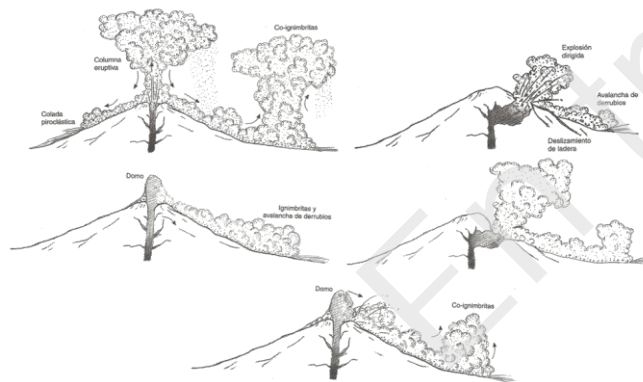
Estas corrientes pueden ser diluidas, como en las oleadas piroclásticas, o concentradas, como en los flujos piroclásticos. Una oleada piroclástica es una corriente de densidad diluida y turbulenta que generalmente se forma cuando el magma interactúa explosivamente con el agua. Este tipo de flujos pueden atravesar obstáculos como las paredes de valles y dejar depósitos delgados de ceniza y roca que cubren la topografía. Un flujo piroclástico es una avalancha concentrada de material, formada a partir del colapso de un domo o de altas y densas columnas eruptivas, que crea depósitos masivos que varían en tamaño desde la ceniza a las rocas. Los flujos piroclásticos son más propensos a seguir valles y otras depresiones, y sus depósitos se emplazan en los sectores de topografía más baja. Ocasionalmente, sin embargo, la nube de la parte superior de un flujo piroclástico (que en su mayoría es ceniza) se desprenderá del flujo y se desplazará por sí sola como una oleada.

Un flujo se compone normalmente de dos partes; un flujo basal, denso y ceñido al piso, que es el flujo piroclástico propiamente dicho, y una oleada en forma de nube turbulenta de ceniza que precede o cabalga sobre el mismo. Nubes convectivas de ceniza también están asociadas a flujos piroclásticos, y forman un tipo de depósito de caída de tefra.

Aunque los mecanismos de generación de flujos piroclásticos son múltiples (Figura 76), su generación suele estar vinculada con:

- El colapso gravitacional continuo o episódico de altas columnas eruptivas verticales.
- La destrucción gravitacional o explosiva de domos lávicos y flujos de lava calientes.
- Explosiones laterales dirigidas.

Figura 76. Mecanismos de generación de flujos piroclásticos



Fuente: Ancochea et al, 2002

La fracción gaseosa de estos flujos supone el sustento de los materiales que engloba y es un elemento determinante para su capacidad de movimiento. El conjunto de estos gases puede proceder de varias fuentes, pudiendo tener un origen puramente magmático, producirse por la desgasificación de los piroclastos en el interior del flujo, o ser recogidos durante su avance por el frente de flujo o mediante la vaporización del agua de la superficie sobre la que circula.

Los flujos piroclásticos pueden llegar a presentar rasgos muy diversos en cuanto a composición y temperatura, así como en volumen movilizado y tasas eruptivas, lo que repercute de manera directa en la superficie que puede llegar a cubrir. Dependiendo de su composición, varía su capacidad de flujo. Los flujos piroclásticos de bloques y cenizas son de baja movilidad y generalmente están restringidos a pocas decenas de kilómetros de los centros de emisión. Por el contrario, flujos piroclásticos pumíticos compuestos principalmente por lapilli y ceniza pueden extenderse hasta 200 kilómetros de distancia de su centro de emisión y cubrir miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados (Delgado y Navarro, 2002). Como consecuencia del volumen y la importante velocidad que pueden llegar a alcanzar flujos de piroclastos en movimiento, estos pueden sobrepasar barreras topográficas relevantes, por lo que tienen la capacidad para afectar áreas que se encuentran fuera de los límites físicos de cuencas mal delimitadas. Los flujos piroclásticos pequeños pueden moverse a una velocidad de 10 a 30 m/s, mientras que los flujos más grandes pueden moverse a velocidades de 200 m/s (Bryant, 1991) y poseen temperaturas que oscilan entre los 200°C y los 1075°C.

En los volcanes con cráteres sumitales, los flujos piroclásticos se desprenden habitualmente desde las partes más bajas del borde del cráter y tienden a canalizarse por los valles y barrancos, de ahí que las áreas de mayor peligro correspondan a los sectores topográficamente más bajos; en todos los casos siguen trayectorias condicionadas por la topografía, canalizándose en los sectores de mayor profundidad situados en las faldas de los volcanes.

Las corrientes de densidad piroclásticas, de cualquier tipo, son mortales. Un estudio llevado a cabo por Jenkins et al., (2013), sobre el impacto en la población, los edificios, la vegetación y las infraestructuras por corrientes de densidad piroclástica producidas en el Volcán de Merapi el 5 de noviembre de 2010, señala que estos procesos fueron inusualmente destructivos, causando la devastación casi completa en una franja de 22 km² de los flancos del estratovolcán y hasta distancias de hasta 15,4 km del cráter. Durante esta erupción, más de 2200 edificios fueron dañados por PDC, aproximadamente 1600 más allá de la reparación simple, con áreas de hasta 6 km del respiradero completamente devastadas. Más de 120 personas murieron en aldeas situadas al menos a 12 km del volcán después de ser atrapadas en PDC, muchas de ellas en proceso de evacuación. A pesar de las temperaturas relativamente bajas estimadas para los PDC (200-300°C) de esta erupción, los PDC fueron letales para las personas dentro y fuera de los edificios, en parte debido al diseño y orientación de las ventanas de los edificios, que permitió a los PDC infiltrarse rápidamente en su interior, señalando que es probable que las personas hubieran sobrevivido dentro de los edificios a 13,5 km de la fuente, si estos hubieran estado bien sellados. Estos autores llegaron a la

conclusión que aunque el transporte de bloques grandes (> 1 m de diámetro) y el daño a estructuras robustas en PDC de alta energía sugiere presiones dinámicas superiores a 15 kPa hasta 6 km de la fuente, la gran mayoría de las estructuras fueron destruidas por presiones dinámicas inferiores a 5 kPa debido a la construcción de mala calidad y la baja resistencia del mortero y el ladrillo, de modo que la mayoría de los edificios fueron destruidos a presiones dinámicas más bajas que aquellas que en principio habrían provocado daños. Estos hechos ponen de manifiesto la importancia del diseño constructivo de cara a su vulnerabilidad frente a PDC.

Debido a su masa, alta temperatura, velocidad y gran energía potencial suponen una clara amenaza para la vida, pudiendo generar la muerte por asfixia, enterramiento, incineración o simple impacto. Incluso los flujos relativamente pequeños, con un alcance de menos de 5 km de la fuente pueden destruir edificios, bosques y tierras de cultivo. En los márgenes de los flujos piroclásticos, la muerte y las lesiones graves a personas y animales pueden ser consecuencia de quemaduras e inhalación de cenizas y gases calientes. Además de estos efectos directos, los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial para formar lahares que pueden causar graves daños aguas abajo, o generar la obstrucción y bloqueo de las vías de drenaje, favoreciendo la formación de avalanchas de agua y materiales río abajo. Los flujos piroclásticos también son capaces de dar lugar a incendios, que pueden extenderse mucho más allá de los límites del propio flujo.

Las oleadas piroclásticas, en general, representan situaciones de peligro derivadas fundamentalmente del impacto de fragmentos de roca, así como

por enterramiento a causa de la acumulación de materiales que estas transportan. Las oleadas piroclásticas calientes presentan además algunos factores a tener en cuenta, como la posibilidad de incineración y la asfixia o envenenamiento por gases tóxicos.

La mejor protección frente a este tipo de proceso volcánico es la evacuación.

3.2.4 Lahares

Los lahares son mezclas de fragmentos de roca movilizados por agua, que fluyen rápidamente a favor de la pendiente, por lo que son frecuentes en flancos de volcanes y dorsos de morfoestructuras de origen volcánico (Delgado y Navarro, 2002). En general, sus características físicas se encuentran controladas por la granulometría de los materiales, así como por su contenido en agua. Este factor resulta determinante sobre la fluidización del conjunto, condicionando la capacidad de movimiento de los materiales y su velocidad potencial de desplazamiento, siempre proporcional a la pendiente sobre la que discurre la unidad de flujo. Los lahares incluyen dos tipos de flujo que conviene identificar de cara a la mejor comprensión del impacto que el desencadenamiento de estos procesos pueda generar sobre el territorio.

- Flujos laháricos hiperconcentrados. Son mezclas fluidas de agua y sólidos granulares con concentraciones de partículas sólidas con valores que oscilan entre el 55 y el 60% en peso, o entre el 35 y el 40% en volumen de material (Delgado y Navarro, 2002).

- Flujos laháricos de escombros. Son mezclas fluidas de agua y fragmentos heterométricos de roca, muy densos, capaces de transportar partículas del tamaño de gravas y concentraciones de partículas sólidas que oscilan entre el 70 y el 80% de peso, o entre el 55 y el 60% en volumen (Delgado y Navarro, 2002).

Al tratarse de materiales fluidizados, las áreas potencialmente afectables por este tipo de amenaza se encuentra condicionada por varios factores; el volumen general del lahar, el tamaño de los materiales en suspensión, los rasgos topográficos del área afectada y, fundamentalmente los valores de pendiente de la superficie de flujo. Obviando el factor determinante que la pendiente juega en su desplazamiento potencial, un gran volumen de material movilizado, con altos contenidos de arcillas y limos, circulando por un espacio confinado, favorece su recorrido a grandes distancias. Por el contrario, el derrame de estos materiales por cuencas amplias y de bajas pendientes, favorece el detenimiento temprano de los materiales. Lo mismo ocurre cuando el contenido en finos es bajo y en la mezcla predominan fragmentos rocosos de gran tamaño.

Debido a su alta densidad y a las importantes velocidades que pueden llegar a alcanzar en sectores de fuerte pendiente - 40 m/s en flanco de edificios volcánicos (Delgado y Navarro, 2002) – los lahares tienen capacidad suficiente para destruir coberturas vegetales, espacios de cultivo, construcciones e infraestructuras, por simple impacto o por enterramiento. A pesar de que una vez que se desencadena el proceso, las zonas potencialmente afectadas por este tipo de peligro son fácilmente delimitables, se trata de uno de los procesos asociados al volcanismo activo que genera más mortandad a escala planetaria. El hecho de que el

desencadenamiento de estos flujos no tenga por qué producirse exclusivamente durante el tiempo de duración de un proceso eruptivo, hacen que la exposición a los mismos se extienda de manera indefinida en el tiempo. En este sentido, la inexistencia de coberturas vegetales sobre materiales volcánicos recientes, las fuertes pendientes en zonas próximas a los centros de emisión, así como la torrencialidad que se asocia con frecuencia a regímenes pluviométricos como los de Canarias, da lugar a un contexto favorable para el desarrollo futuro de lahares, incluso en contextos temporales muy distantes de la finalización de los procesos eruptivos.

3.2.5 Colapsos Estructurales y Deslizamientos Gravitacionales

Los colapsos estructurales son comunes en volcanes debido a la presencia de pendientes elevadas, gran cantidad de fracturas y fallas, materiales heterogéneos en cuanto a resistencia, que pueden ser deformados a causa de intrusiones magmáticas. La caída de rocas, deslizamientos en masa y las avalanchas de escombros, suponen un peligro considerable en estos espacios ya que pueden iniciarse repentinamente y pueden dar lugar tanto eventos pequeños como algunos de los movimientos de masa más voluminosos que han podido llegar a desarrollarse durante el cuaternario. Las avalanchas volcánicas han ocurrido en numerosas estructuras volcánicas durante tiempos históricos (Schuster & Crandell, 1984; Siebert, 1984; Ui et al., 1986a y b). Algunos han tenido lugar después de varios meses de actividad precursora sísmica, de deformación o explosiva; otras han ocurrido con aparentemente escaso aviso previo. Una ayuda al

debilitamiento progresivo de un edificio volcánico la constituyen factores como las intrusiones, la alteración hidrotermal o la erosión, que contribuyen a crear sectores de debilidad y superficies de deslizamiento (Voight et al., 1983). Este debilitamiento progresivo puede conducir por sí mismo a que se produzca un deslizamiento, aunque es más probable que éste se inicie debido a un terremoto o al desencadenamiento de una erupción violenta. Las avalanchas de escombros volcánicas tienen mayor movilidad que sus equivalentes no volcánicas; es decir que, para un volumen y diferencia de cota similares, las avalanchas de escombros volcánicas alcanzan mayores distancias de desplazamiento (Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987), como consecuencia del alto grado de fracturación de las rocas que integran las estructuras volcánicas, así como por la presencia de fluidos y gases hidrotermales y/o magmáticos. Algunos de estas avalanchas de escombros conocidas llegan a extenderse hasta 85 km desde su fuente de origen y pueden llegar a cubrir una superficie superior a los 1000 km².

El impulso adquirido por las avalanchas de escombros les permite ascender pendientes elevadas y sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura. Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso, y alteran enormemente la topografía preexistente. Cuando suponen el desplazamiento de grandes masas de roca, las grandes avalanchas pueden producir una descompresión litostática repentina, que mantiene confinados a los sistemas magmático e hidrotermal, lo que puede dar lugar a explosiones que varían desde explosiones freáticas menores hasta las grandes explosiones dirigidas o al inicio de una erupción volcánica.

Por último, los desplazamientos masivos de roca que penetran en una masa de agua desplazan súbitamente grandes volúmenes formando olas de gran tamaño o tsunamis. Estos también pueden formarse cuando ocurren deslizamientos gravitacionales en las pendientes submarinas de los edificios volcánicos. Evidencias de este tipo de fenómenos se reparten con frecuencia por las regiones volcánicas del planeta, desencadenando olas que pueden llegar a ascender centenares de metros en las costas opuestas al lugar en el que estas olas se desencadenan (Moore & Moore, 1984).

3.2.6 Sismos Volcánicos

Como parte de los propios procesos que de manera natural se asocian a un proceso eruptivo, la sismicidad es uno de los elementos que mayor impacto genera, tanto por su percepción social como por los daños que origina de forma directa e inducida. La sismicidad precede a la apertura de cráteres y acompaña a la erupción, en mayor o menor medida, durante todo el periodo eruptivo. Una vez terminado éste los sismos pueden prolongarse durante años, como consecuencia de un proceso pausado de asentamiento de los edificios volcánicos y de las estructuras afectadas por las tensiones generadas durante la erupción. En este sentido, queda demostrado que existen terremotos vinculados a todas estas fases, generalmente con un alto nivel de intensidad sísmica, aunque esta pueda resultar de moderada magnitud.

En función de su evolución en el tiempo, su contenido de frecuencias y origen, en territorios volcánicos activos puede establecerse la siguiente clasificación de eventos sísmicos:

- a) **Sismos volcano-tectónicos.** En general, el conjunto de sismos de origen tectónico que se desarrollan en un territorio volcánico son considerados eventos “volcano-tectónicos”. Estos reflejan la interacción de dos procesos geológicos diferentes; el movimiento del magma hacia la superficie y la actividad tectónica de la corteza. Se asume como fuente de este tipo de sismos la acumulación de esfuerzos en determinada zona, al punto de desencadenar el fallo del material y por tanto la ruptura de la misma, liberando así la energía acumulada a través de ondas sísmicas (Quintero, 2005). El comienzo de la señal de este tipo de sismo suele producirse de manera impulsiva o espontánea. La frecuencia de estos terremotos es muy amplia, llegando a alcanzar los 30 Hz (Quintero, 2005). Según Ibáñez y Carmona (2000) en el espectrograma es posible apreciar la forma de onda que viene representada especialmente por paquetes de ondas P y S, así como un decaimiento exponencial al final de la señal.

En general, los sismos volcano-tectónicos suelen presentarse en forma de enjambre sísmico, un conjunto de eventos agrupados en el tiempo, con características similares y que poseen una misma zona epicentral (Quintero, 2005).

En función de la localización del foco, el origen de su vinculación con las erupciones y la naturaleza del propio terremoto Zobin (2012) propone la siguiente clasificación para los sismos volcano-tectónicos:

- **Tipo A:** tienen origen en la base del volcán o en profundidades que varían desde 1 a 20 kilómetros. Estos sismos ocurren antes y durante la primera fase eruptiva del volcán y se presentan en

forma de enjambres. Normalmente poseen magnitudes menores a 6. Identificación de onda P y ondas SS.

- **Tipo B (eventos de largo periodo):** los focos de este tipo de eventos se localizan únicamente en un área de aproximadamente un kilómetro alrededor de los cráteres activos. En general, los hipocentros son más superficiales que los del tipo A. Se generan a modo de enjambres cerca de la superficie terrestre y con, como máximo, algunos cientos de metros de profundidad. Sus magnitudes son de escasa importancia, siendo fácilmente reconocibles las ondas P (*superficiales*) mientras que las S generalmente no se identifican.

Los eventos de largo periodo se caracterizan por presentar una duración que abarca de unos pocos segundos hasta un minuto, dando lugar a un espectro con frecuencias menores a 5 Hz. (Oliveros, 2005). Existe una fuerte relación entre la ocurrencia de enjambres de sismos de “largo periodo” y la presencia cercana de erupciones volcánicas (Chouet, 1996). En este sentido, según Ibáñez y Carmona (2000) la observación de este tipo de evento podría ser utilizada como un posible precursor de un episodio volcánico.

Para los eventos de largo periodo, Chouet (1996) propone un modelo de “fracturas controladas por fluidos”, en el que debido a la presión que se concentra en las fracturas cerradas que contienen fluidos volcánicos con cierta cantidad de gases disueltos se producen este tipo de sismos.

b) **Tremor Volcánico:** Este tipo señales sísmicas corresponde a ondas superficiales que tienen una duración mucho mayor que la de sismos de la misma amplitud que se mantiene de forma más o menos constante durante un largo periodo de tiempo (Quintero, 2005). Entre las características comunes de estas señales sísmicas se encuentran las siguientes:

- Frecuentemente están precedidas por otras señales de alta frecuencia como las asociadas a sismos de largo periodo.
- Dificultad de identificación de onda P y ondas S por superposición.
- El desarrollo del tremor es continuo en el tiempo, durante toda la fase eruptiva. En algunas erupciones, la presencia del tremor puede incluso mantenerse constante a lo largo de varios años, como en el caso del volcán Strómboli, Italia, (Carniel y Lacop, 1996).

En función de su contenido espectral, existen varios tipos de tremor volcánico (Ibáñez y Carmona 2000):

- T_H : espectro de frecuencias altas, con valores mayores a 6Hz. Suelen registrarse después de erupciones y pueden durar horas. El origen de este tipo de señales no siempre se encuentra vinculado al movimiento de magma. La caída de rocas, el desencadenamiento de avalanchas o procesos desgasificatorios asociados a centros eruptivos también pueden dar lugar a señales de tremor T_H (Quintero, 2005).

- T_I : espectro de frecuencias intermedias, con valores que oscilan entre 1 y 6 Hz. Para fases de baja actividad el tremor puede presentar bajas frecuencias, mientras que, para fases de especial intensidad o inmediatamente anteriores a la erupción, la frecuencia de la señal puede llegar a los 6 Hz. Se asocian al movimiento de magma a través de conductos eruptivos (Quintero, 2005).
 - T_L : espectro de frecuencias inferiores a 0,5 Hz, solamente registrables con sensores de banda ancha. Se asocia a procesos de desgasificación, como consecuencia de la resonancia que se genera en los conductos utilizados para facilitar este proceso (Quintero, 2005).
- c) **Eventos híbridos:** un evento híbrido es la consecuencia de la unión de un pequeño sismo individualizado y de otro sismo de largo periodo. Ambos comparten la región de origen y el momento de ocurrencia. En general, se desencadenan como consecuencia de la ruptura repentina de los materiales que constituyen la región de origen, como consecuencia de la presión a la que es sometida por fluidos volcánicos. La ruptura del material genera la señal del pequeño sismo individualizado, mientras que el flujo de materiales volcánicos durante su desplazamiento a lo largo de la grieta generada da lugar al evento sísmico de largo periodo. En consecuencia, los sismos híbridos se caracterizan por presentar señales a altas frecuencias con amplia banda de frecuencias, en la que puntualmente es posible identificar ondas P y S (Quintero, 2005). En un contexto volcánico se presentan a

modo de enjambres y están asociados a cercanos episodios pre-eruptivos.

3.2.7 Gases Volcánicos

Los gases volcánicos se emiten antes, durante y después de una erupción y, al igual que la sismicidad, pueden detectarse incluso aunque finalmente la erupción no llegue a materializarse (Solana, 2010).

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera, tanto durante las erupciones como mientras el magma permanece estacionado cerca de la superficie. Los gases también pueden ser emitidos desde sistemas hidrotermales. El gas emitido por un volcán se compone en su mayoría (75% aprox.) por vapor de agua (H_2O), la fracción restante es conformada por dióxido de carbono (CO_2), dióxido de azufre (SO_2), sulfuro de hidrógeno (H_2S), ácido clorhídrico (HCl), ácido fluorhídrico (HF) (Williams & McBirney, 1979). En menor proporción, también se puede encontrar metano (CH_4), monóxido de carbono (CO), nitrógeno (N_2), argón (Ar), helio (He), hidrógeno (H_2) y radón (Rn), los cuales son productos secundarios y su concentración se dispersa fácilmente en la naturaleza. Estos gases son transportados desde los centros de emisión como aerosoles ácidos, como compuestos químicos absorbidos por la tefra y como sales en partículas microscópicas (Rose, 1977; Thorarinnsson, 1979). Según Scott (1989), sólo son tóxicos en las cercanías del cráter ya que a distancias superiores a los 10 km del centro emisor se diluyen a niveles inferiores al umbral de toxicidad, no representando riesgos para la salud.

El peligro asociado a la emisión de gases depende de la composición de los mismos, de su concentración y de la existencia de áreas que permitan su acumulación. En general estos gases pueden causar irritación y en grandes proporciones asfixia a humanos y animales. Además, en el terreno, los gases pueden causar acidificación y pérdida de cosechas, y corrosión de infraestructuras (Solana, 2010).

En la actualidad son muchos los estudios que han revelado que volcanes activos liberan grandes cantidades de gases, y especialmente de CO₂, no sólo como exhalaciones visibles en los cráteres, sino como emanaciones difusas en suelo (Chiodini et al., 1996; Hernández et al, 1998; Salazar et al, 2003).

Durante las últimas décadas el estudio de esta desgasificación difusa ha recibido mucha atención de cara a mejorar el conocimiento de los sistemas volcánicos activos, incluso durante los períodos de reposo (Hernández et al, 1998). El análisis y estudio de los gases disueltos en la atmósfera se considera uno de los indicadores más eficaces para la identificación y delimitación de sectores de fracturas o fallas en ambientes volcánicos, permitiendo la delimitación aproximada de zonas de fuentes y principales focos de emanación de fluidos profundos.

El monitoreo geoquímico de los fluidos volcánicos es una herramienta útil para evaluar los procesos de desgasificación del magma y sus variaciones temporales están directamente relacionadas con el nivel de actividad volcánica (Ossaka et al, 1980; Notsu et al., 1991; Hernández et al, 1998). Este tipo de estudios también ha contribuido a mejorar la comprensión de la actividad sísmica y eruptiva en territorios volcánicamente activos

(Hernández et al, 2004; Padrón et al, 2003; Padrón et al, 2008; Padrón et al, 2012). El resultado de estas investigaciones demuestra la vinculación de estas anomalías a la presencia de fracturas, que son utilizadas como vías preferenciales para la liberación de gases de origen profundo a la superficie.

De entre el conjunto de los gases volcánicos, la vigilancia de las concentraciones de CO₂ requiere de un especial cuidado. Al ser más pesado que el aire tiende a rellenar cavidades y depresiones, desplazando el aire respirable y pudiendo ocasionar víctimas por asfixia. En la Tabla 36 se exponen los distintos tipos de gases, su toxicidad y efectos en las personas.

Una importante fracción de las emisiones naturales de CO₂ que se asocian a la actividad volcánica ocurre a través del suelo de forma difusa o dispersa (Melián et al., 2010). En volcanes activos el CO₂, se considera la principal especie liberada en el gas del suelo a través de estructuras tectónicas (Giammanco et al 1995, 2006; Gerlach et al, 1998). Además, se trata de uno de los primeros componentes gaseosos en escapar de magmas basálticos debido a su baja disolución del CO₂ en silicato con presiones bajas o moderadas (Stolper y Holloway, 1988). En este sentido, el conocimiento de la emanación difusa de CO₂ es un medio útil para determinar el estado de un sistema volcánico (Hernández et al, 1998; Galindo, 2005; Padrón et al, 2007; Padrón et al, 2008; Pérez y Hernández, 2008; Melián et al., 2010; Dionis et al, 2013).

Tabla 36. Efectos de los gases volcánicos en las personas

Gas	Toxicidad mg/m3	Efectos
Dióxido de carbono (CO ₂)	9000	Asfixia
Monóxido de Carbono (CO)	115	Envenenamiento de la sangre. Mortal.
Dióxido de Azufre (SO ₂)	13	Inflamación de la piel, ojos, nariz y garganta
Sulfuro de Hidrógeno (H ₂ S)	28	Irritación y asfixia
Ácido Sulfúrico (SO ₄ H ₂)	1	Quemaduras, dermatitis, inflamación del sistema respiratorio
Flúor (F ₂)	0.2	Cáustico, degeneración de los huesos
Ácido fluorhídrico (FH)	2	Corrosión de la piel y mucosas
Ácido Clorhídrico (HCl)	7	Irritación de los ojos y sistema respiratorio
Ingestión de agua contaminada con flúor y metales pesados (arsénico, mercurio)		Trastornos gastrointestinales (muerte de las personas vulnerables o con males crónicos)
Ingestión de comida contaminada (incluida leche)		

Fuente: Elaboración propia

Dado que la tasa de emisión de gases volcánicos y, especialmente, la correspondiente a CO₂ difuso puede aumentar drásticamente antes de una erupción (Dionis et al, 2013), se deben realizar los esfuerzos suficientes para obtener previamente una línea base de flujo de CO₂ para un sistema volcánico. Las emisiones de gases no se pueden prevenir, ni reducir, por lo tanto, las medidas más adecuadas para reducir sus efectos son el control de la concentración y composición de manera continuada en el tiempo, y especialmente durante una erupción (evacuando zonas si fuera necesario). En este sentido, también resulta especialmente relevante invertir en esfuerzos de cara a la formación e información de la población, de manera que puedan por si mismos evitar zonas potencialmente peligrosas por la acumulación de altas concentraciones de gases (Solana, 2010).

3.2.7.1 Tsunamis

Los tsunamis son olas, o trenes de olas marinas, de largo período, generadas por el súbito desplazamiento de masas de agua. Estas olas atraviesan las aguas profundas a gran velocidad en forma de olas anchas y bajas, para luego elevarse considerablemente al disminuir la profundidad. La mayoría de los tsunamis se generan por desplazamientos de fallas geológicas en el fondo del mar; sin embargo, muchos tsunamis históricos de origen volcánico han causado numerosas muertes y grandes daños a propiedades a lo largo de playas marinas y lacustres, aún a grandes distancias de las erupciones. Existen numerosos mecanismos para la generación de tsunamis de origen volcánico, incluyendo sismos volcánicos o volcano-tectónicos, explosiones; colapso o hundimiento; deslizamientos, lahares o flujos piroclásticos que entran en contacto con agua; y ondas de

choque atmosféricas que entran violentamente al mar (Press & Harkrider, 1966). Las causas de los tsunamis más grandes han sido ampliamente debatidas, pero seguramente han tenido orígenes múltiples relacionados con colapsos, explosiones y flujos piroclásticos: las olas más pequeñas muy probablemente se formaron por acople aire-mar de ondas de presión (Latter, 1981; Simkin & Fiske, 1983; Francis, 1985).

Un sistema de alarma ubicado en distintos océanos provee avisos oportunos sobre el avance de tsunamis hacia zonas ubicadas a centenas hasta millares de kilómetros del sitio de origen del tsunami; sin embargo, debido a la gran velocidad de los tsunamis, las personas localizadas en zonas cercanas al lugar de origen tienen escaso tiempo para actuar. Adicionalmente, las olas que impactan en áreas proximales pueden ser muy altas y pueden afectar extensas zonas a lo largo de costas bajas, zonas que normalmente no deberían ser afectadas por tsunamis inducidos por sismos distantes. En estos casos, la evacuación previa a la ocurrencia de un evento generador de tsunamis es probablemente la única medida confiable de mitigación. Para el caso de las zonas que no han sido evacuadas antes del evento, las medidas de mitigación requieren que observadores visuales, o algún sistema de monitoreo, detecten el evento generador de tsunamis o el tsunami en sí, y avisen inmediatamente a las personas ubicadas en las zonas de peligro, y que además estas personas sepan dónde buscar refugio. En costas altas, las personas sólo necesitarían movilizarse distancias cortas, mientras que en costas bajas estas personas podrían estar lejos de zonas seguras.

3.3 Zonificación de la amenaza

Uno de los elementos esenciales en la elaboración de un plan de emergencias es la delimitación espacial y el establecimiento de las áreas sujetas a distintos tipos y niveles de amenazas. Evidentemente este tipo de cartografía debe estar basado en el conocimiento geológico, volcanológico, geofísico y geomorfológico detallado de la región analizada, así como en el establecimiento de los escenarios eruptivos de mayor probabilidad. Llevar a cabo la evaluación de los peligros volcánicos en regiones donde el conocimiento de la historia volcanológica pasada es pobre, donde son escasos los datos detallados de carácter geocronológico, y donde no hay actividad eruptiva histórica de cada uno de los escenarios resulta difícil y problemático. Si además se considera que una de las especificidades del volcanismo de nuestra región es el no estar asociado actualmente a un único edificio central, como ocurre en la mayoría de las regiones volcánicamente activas del mundo, y el constituir un volcanismo esencialmente monogenético, distribuido aparentemente de forma más o menos dispersa sobre el territorio, esa dificultad se incrementa tanto de cara a la vigilancia volcánica como a la planificación.

Afortunadamente la isla de Tenerife cuenta con numerosos trabajos científicos donde se aborda la zonificación de los peligros volcánicos desde muy diversas perspectivas y metodologías, realizadas por diferentes grupos de investigación, que permiten un acercamiento adecuado a la planificación de la emergencia volcánica a largo plazo.

Dada la variedad de tipologías eruptivas, así como la falta de estudios detallados de los depósitos vinculados al volcanismo durante los últimos

20-30 Ka, el presente plan está basado en la consideración de los diferentes escenarios eruptivos y en la zonificación de los peligros volcánicos realizados en estudios científicos previos, abarcando exclusivamente la cartografía de los eventos de mayor probabilidad, que corresponde con erupciones de tipo estromboliano y carácter eminentemente efusivo.

Aunque la sismicidad es uno de los peligros vinculados a la actividad volcánica, no se considera en este ejercicio de zonificación por el elevado nivel de incertidumbre existente de cara a determinar las zonas de la Isla con mayor nivel de amenaza sísmica a consecuencia de la ausencia de estudios de microzonación.

3.3.1 Cartografía de los peligros volcánicos de Tenerife

En general el análisis de las áreas sujetas a los distintos peligros volcánicos tiene como objetivo la identificación de las áreas que con mayor probabilidad podrán ser afectadas por procesos volcánicos en el futuro.

La realización de esfuerzos por el establecimiento de una zonificación de los peligros volcánicos por niveles que afectan a la isla de Tenerife se viene realizando por parte de la comunidad científica desde hace décadas. La mayor parte de los trabajos están basados en el establecimiento de los sectores más probables de apertura de centros de emisión y en la caracterización de la tipología eruptiva en base al conocimiento de la historia eruptiva pasada de la isla de Tenerife (tipo de magma, escenarios eruptivos, índices de explosividad, trazado de los flujos, etc.).

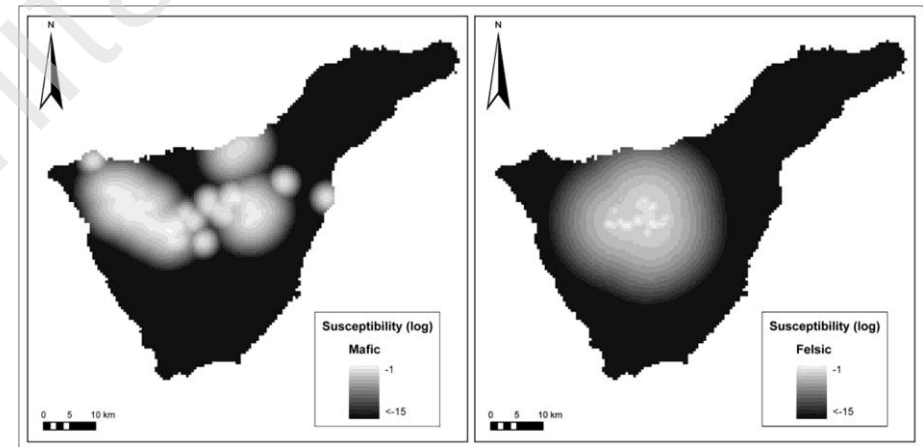
La mayoría de estos trabajos se centran en la identificación de las zonas de la isla más propensas a verse afectadas por erupciones futuras en función de metodologías de análisis diferenciadas. Aunque la zonificación de los peligros volcánicos en la isla de Tenerife realizadas por estos equipos muestra áreas que no siempre coinciden en sus límites espaciales, ya que algunos datos cronológicos han quedado obsoletos por nuevas investigaciones, las similitudes de los resultados de todos ellos permiten el establecimiento de una serie de rasgos comunes que pueden aplicarse a la evaluación de los riesgos volcánicos a largo plazo.

Uno de los primeros elementos a establecer en la zonificación de la amenaza volcánica es el lugar de ubicación de los centros de emisión de erupciones futuras. Tanto el establecimiento de las áreas afectadas como el de las zonas de mayor probabilidad de verse afectadas por flujos volcánicos están basados en el conocimiento de las áreas fuente, pues la totalidad de los modelos de simulación requieren del conocimiento del lugar concreto de emisión.

La susceptibilidad volcánica de la isla de Tenerife, es decir, la probabilidad espacial de ubicación de nuevos centros de emisión ha sido establecida, entre otros autores, por Martí y Felpeto (2010) basándose en la localización de los centros de emisión, en los lineamientos volcánicos de menos de 30 ka y en el tipo de magma involucrado. Estos autores establecieron las áreas más probables de ubicación de centros eruptivos máficos y félsicos (Figura 77). Estos mapas de susceptibilidad volcánica de Tenerife muestran que el área susceptible de albergar en el futuro centros de emisión está bastante concentrada y afecta fundamentalmente al sector central y noroccidental de las cumbres de la isla. Las áreas de mayor

probabilidad de acoger centros de emisión basálticos se concentran fundamentalmente en torno al eje central de la dorsal NW y el área suroccidental de la dorsal NE, de modo que la futura ubicación de los centros de emisión máficos parece estar controlada por los rift activos de la isla, como ha ocurrido a lo largo de la historia volcánica pasada de Tenerife. El mapa de susceptibilidad del volcanismo fonolítico muestra como las erupciones félsicas aparecen concentradas en torno al edificio Teide-Pico Viejo, afectando tanto a los cráteres principales como a respiraderos ubicados en su base y flancos

Figura 77. Mapa de susceptibilidad volcánica máfica y félsica de la isla de Tenerife.

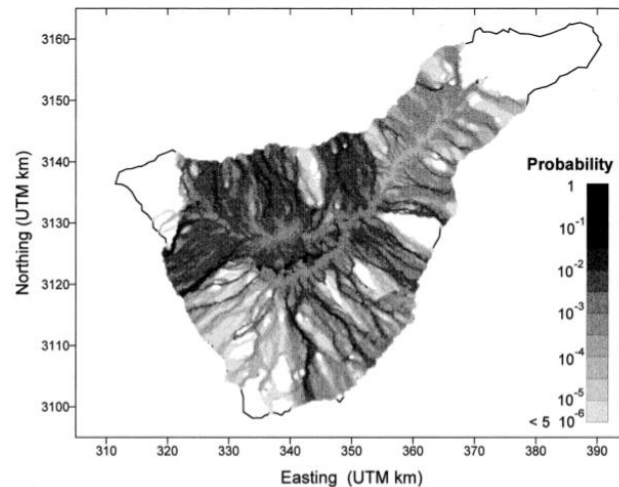


Fuente: Martí et al., 2010

Araña et al, (2000) centraron su atención en el análisis y caracterización de los peligros volcánicos de mayor relevancia asociados a un posible

escenario eruptivo en la isla a corto plazo, con la caída de cenizas y, fundamentalmente, la emisión de flujos lávicos.

Figura 78. Mapa de probabilidad para flujos lávicos en Tenerife, realizado a partir de modelo digital de elevaciones.



Fuente: Araña et al, 2000

La zonificación establecida por estos autores para erupciones efusivas está basada en la simulación de un modelo de flujo que utiliza la máxima pendiente y se inserta en un MDT, con una resolución de 200 m. (Felpeto et al. 1996; Macedonio, 1996). En este modelo se asume que la topografía desempeña el papel principal en la determinación de la ruta que seguirán los flujos lávicos. La simulación reiterada de trazados de flujo permitió a estos autores estimar la probabilidad de que un sector fuera ocupado por

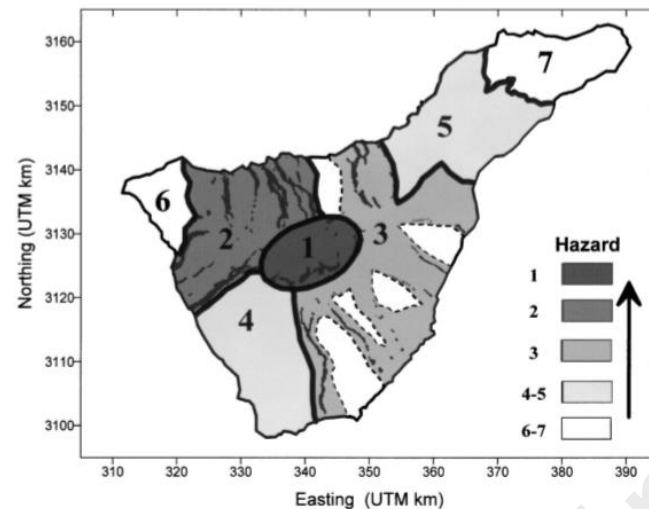
flujos lávicos de escenarios eruptivos distintos, estableciendo áreas de alta y baja probabilidad en función del número de veces que los flujos afectaron a esa área (Figura 78).

A partir de los resultados de esta modelización se identificaron las zonas de la isla más propensas a verse afectadas por flujos lávicos durante un episodio eruptivo próximo. Establecieron que la zona con mayor probabilidad de verse cubierta de nuevo por flujos lávicos es la cordillera volcánica de Abeque (o rift NW), donde además no existen zonas topográficamente protegidas. La dorsal de Pedro Gil (rift NE), tiene sin embargo una menor probabilidad, estando además el volcanismo concentrado en su sector suroccidental. Los resultados de las simulaciones realizadas hacia la vertiente norte de esta dorsal muestran como los flujos tienden a ocupar parte del Valle de La Orotava, siguiendo la red de drenaje. En el caso de la vertiente sur de la isla, la existencia de una red hídrica bien jerarquizada determina la existencia de zonas topográficamente protegidas frente a las coladas y facilita su rápida concentración, contribuyendo a reducir considerablemente el área afectada por los mismos (Figura 79).

Carracedo et al (2004 a y b), delimitan la isla de Tenerife en 11 zonas de diferente peligrosidad, siendo las cuatro primeras las más vulnerables. Las áreas más propensas a volver a albergar futuras erupciones son la dorsal de Abeque y los sectores ubicados en la base del complejo volcánico Teide-Pico Viejo, solamente en su vertiente norte. Desde un punto de vista metodológico este trabajo se basa en la premisa de que, a corto plazo, el escenario eruptivo más probable para la isla será una erupción máfica y de

carácter fisural, con mecanismos eruptivos estrombolianos, similar a las últimas ocurridas en tiempos históricos en Tenerife.

Figura 79. Zonificación de las zonas de peligrosidad volcánica por coladas de lava y cenizas para la isla de Tenerife.



1. Riesgo máximo: Sectores con mayor probabilidad de ser cubiertos por cenizas y flujos lávicos. 2.-Riesgo Alto: Zona de alta probabilidad alta de flujos y probabilidad significativa de caída de cenizas. 3.- Riesgo medio: Zonas con menor probabilidad de flujos lávicos, con áreas topográficamente protegidas frente a los mismos. 4 y 5.- Riesgo bajo: Probabilidad de ocurrencia de erupciones baja. 6 y 7.- Espacios protegidos topográficamente frente a flujos lávicos y con probabilidad de caída de cenizas muy baja. Fuente: Araña et al, 1999

Según los autores de este estudio, este tipo de volcanismo no presenta un riesgo importante, ya que se suele constreñir a la formación de uno o varios conos de piroclastos (lapilli o picón y escorias) y a la emisión de coladas fluidas que discurren generalmente hacia el mar. No obstante, señalan que este tipo de erupciones, relativamente inocuas, pueden complicarse si existe interacción del magma superficial con el agua, freática o marina, evolucionando, súbitamente a veces, hacia episodios freatomagmáticos, de una explosividad e intensidad considerablemente mayores. También en ocasiones puntuales a lo largo de la historia geológica reciente de Tenerife, han existido en la isla eventos eruptivos en los que han coexistido en una misma erupción los típicos magmas basálticos con otros más evolucionados (fonolíticos). Estos últimos son mucho más viscosos y tendentes a generar episodios explosivos. Estas erupciones se localizan preferentemente en la base del edificio principal del Teide y en la conjunción con este edificio volcánico de las dorsales de Abeque y Pedro Gil. El resultado de estas erupciones es la formación de un cono estromboliano de escorias y lapilli fonolítico (pómez), con mantos de pómez de proyección aérea de mayor espesor y extensión que en las erupciones estrombolianas de carácter basáltico. Por otro lado, Carracedo et al, (2004 a y b) señalan que, aunque con menor frecuencia y probabilidad, las erupciones de carácter fonolítico, con mecanismos estrombolianos o incluso moderadamente explosivos (Montaña Blanca) representa también un peligro real.

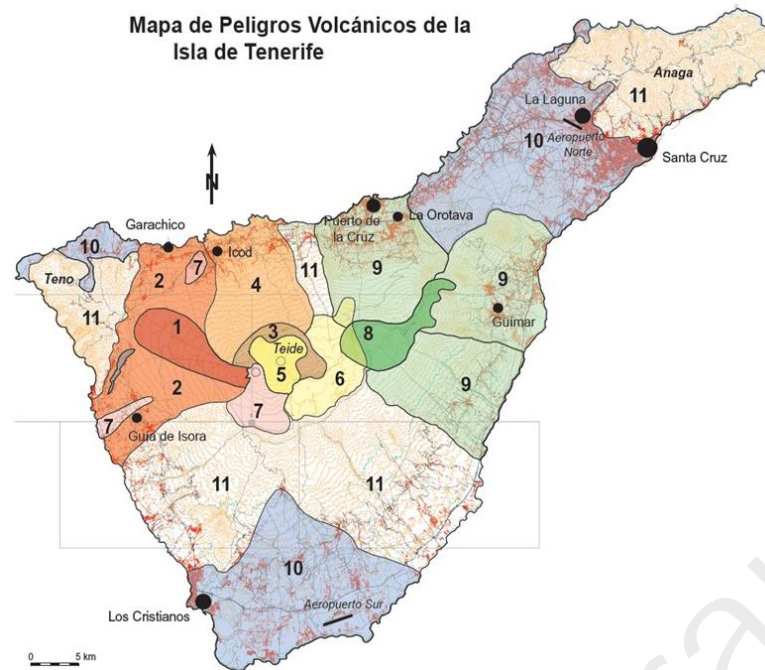
Esta propuesta de zonificación contempla, además, la actividad de los propios estratovolcanes Teide y Pico Viejo. Estos han emitido generalmente coladas (las fases algo más explosivas son posteriores y

asociadas a los domos periféricos), inicialmente de basaltos y basanitas, diferenciándose progresivamente a términos intermedios y fonolíticos.

El análisis del conjunto de estos rasgos, desde una perspectiva espacial y temporal, y su influencia sobre el conjunto del territorio insular actúa como fundamento para el establecimiento de 11 zonas, ordenadas de mayor a menor, en función de la probabilidad de ocurrencia y exposición a los distintos tipos de peligros.

1. Dorsal de Abeque (NW): Es la parte más activa de la isla durante los últimos 20.000 años. Alberga al menos 5 erupciones en los últimos 2.000 años, todas de marcado carácter estromboliano, dando lugar a conos y coladas basálticas. Los peligros que se asocian a este tipo de actividad se vinculan a la emisión de las propias coladas, la lluvia de lapilli y la proyección de bombas que pueden llegar a ocasionar incendios forestales. A estos hay que añadir los procesos de desgasificación vinculados a salideros y bocas eruptivas, así como al enfriamiento del propio material lávico. Asociada a esta desgasificación es probable la contaminación de acuíferos establecidos en esta zona.
2. Flancos de la Dorsal de Abeque (NW): áreas invadidas por coladas que provienen de la Dorsal y alcanzan frecuentemente la costa. Destrucción asociada al paso de coladas y a incendios forestales. Lluvia de cenizas finas (de proyección aérea), esparcidas según la fuerza y dirección del viento. Explosiones freáticas y colapsos del frente de coladas al llegar éstas al mar.
3. Domos periféricos del Teide: domos y domo-coladas fonolíticos. Erupciones de larga duración, asociadas con lluvias de pómez y, eventualmente, pequeños flujos piroclásticos (muy raros) en relación con colapsos de domo. Sismicidad frecuente y relativamente intensa ($M < 5$). Última erupción: Roques Blancos, 1790 BP.
4. Laderas del norte del Teide: coladas fonolíticas de gran potencia emitidas por domos y que alcanzan la costa norte. Destrucción asociada a enormes pero muy lentas coladas que no respetan la topografía. Incendios forestales y lluvias de pómez de escasa importancia. Al menos 5 erupciones en los últimos 6.000 años.
5. Estratovolcán del Teide (edificio principal): coladas fonolíticas muy ramificadas. Sólo una erupción en los últimos 30.000 años. Probabilidad muy baja de explosiones freatomagmáticas (última explosión freatomagmática >17.500 años, Pérez Torrado et al., 2004).
6. Parte oriental de la caldera de Las Cañadas: domos y domo-coladas fonolíticos de Montaña Blanca y Montaña Rajada. Peligros similares a los de las zonas 3 y 4, pero con el flujo de las coladas esencialmente restringido al interior de la caldera de Las Cañadas. Última erupción: erupción moderadamente explosiva de Montaña Blanca (2020 BP).

Figura 80. Mapa de peligros volcánicos de la Isla de Tenerife



Fuente: Carracedo et al., (2004b)

7. Parte occidental de la Caldera de Las Cañadas (Ucanca): coladas basálticas a fonolíticas emitidas por el Teide y Pico Viejo. Sin actividad eruptiva en los últimos 15.000 años, excepto la erupción histórica (1798) de las Narices del Teide. Se incluyen en esta zona las partes no recubiertas por lavas en los últimos 15.000 años.

8. Dorsal de Pedro Gil (NE): erupciones estrombolianas que han generado coladas y conos basálticos. Peligros similares a los de la zona 1. Sin actividad eruptiva en los últimos 30.000 años, excepto las erupciones históricas de escasa relevancia de 1704-1705 (Fasnia y Siete Fuentes).
9. Fasnia y Valles de La Orotava y Güímar: coladas basálticas emitidas en la Dorsal Noreste. Últimas erupciones: 11.000 años en el Valle de La Orotava, 1704-1705 en Fasnia y 1705 en el Valle de Güímar.
10. Partes distales de las dorsales más antiguas, sin actividad eruptiva reciente (>30.000 años).
11. Escudos miocenos de Teno y Anaga (6-4 millones de años) y laderas norte (La Fortaleza, macizo de Tigaiga) y sur del Edificio Cañadas (sin actividad en los últimos 170.000 años), con zonas protegidas topográficamente por la pared de la caldera de Las Cañadas.

La definición de estas 11 zonas de peligrosidad volcánica de la isla describe con mayor precisión los resultados obtenidos en el estudio de Araña et al (1999), pues cuenta con datos geocronológicos más detallados que los utilizados por estos últimos autores. No obstante, la aplicación de modelos de simulación para la zonificación de los riesgos volcánicos en la isla de Tenerife permite definir con mayor precisión algunos de los sectores establecidos en los trabajos comentados con anterioridad.

Desde este punto de vista, la realización de la cartografía de peligros de la isla de Tenerife generada por el IGME en el marco del Plan Nacional de Riesgos Geológicos (PRIGEO, 2006), aunque claramente condicionada por la escala de análisis prevista para en el proyecto (1:25.000), constituye una referencia ineludible. El mapa resultado de este proyecto no sólo está basado en la identificación y caracterización de los estilos eruptivos y fenómenos asociados, sino que evalúan también los periodos de retorno y la probabilidad de ocurrencia espacial. Para poder ejecutar este modelo fue necesario establecer de qué forma se han distribuido los eventos volcánicos que han sucedido en la Isla hasta la fecha, definir si han seguido algún tipo de patrón y extrapolar este comportamiento al futuro. Este tipo de análisis estadístico está basado en los datos de las erupciones ocurridas tanto en el periodo histórico como en el registro geológico reciente, por lo que, en el contexto de este trabajo se elaboró un catálogo o base de datos geocronológicos, que facilitó la obtención de una visión de conjunto de la evolución de la Isla. Vinculado a este catálogo se estableció una base de datos en la que se representaron los centros emisores. Esta base de datos constituye el denominado *catálogo de eventos*. El análisis de este catálogo permite establecer un modelo de recurrencia para las erupciones en la Isla.

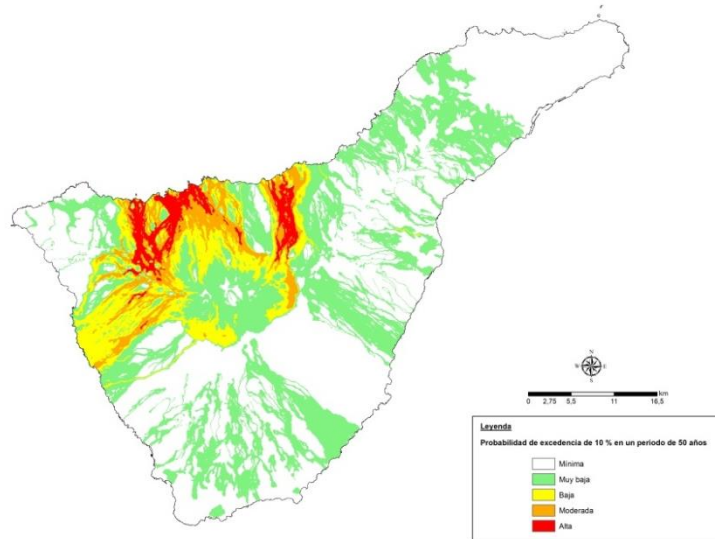
El análisis de la distribución de futuros eventos volcánicos en la Isla se realizó utilizando un enmallado regular sobre el que se simulaban centros aleatorios con los mismos caracteres de erupciones previas (orientación y longitud de fisuras, número de centros, volumen, tasa de emisión etc.).

A pesar de que en la histórica geológica histórica no se hayan producido grandes eventos explosivos, esto no significa sin embargo que no sea posible que en el futuro se puedan producir eventos similares a los del

periodo de formación del edificio Cañadas, pero la carencia de datos detallados sobre este tipo de eventos supone un grave inconveniente a la hora de valorar los posibles escenarios eruptivos que podrían tener lugar en el futuro en relación con este tipo de volcanismo. Por estos motivos, para el modelo planteado por el IGME (2006) se contempló exclusivamente el análisis de las erupciones de tipo efusivo quedando excluidos del mismo los fenómenos relacionados con la ocurrencia de erupciones explosivas, debido a la carencia de datos suficientes para poder llevar a cabo un análisis de tipo probabilístico.

En el contexto de estos modelos, el cálculo de la peligrosidad se realizó analizando, para cada punto de la Isla la relación entre la intensidad del fenómeno y su frecuencia. El procedimiento de muestreo de las simulaciones garantiza que todos los escenarios posibles vengan representados en función de su probabilidad de ocurrencia. En este sentido, resulta necesario tener en cuenta que para el establecimiento de estos escenarios eruptivos simulados se parte de la hipótesis de que el comportamiento eruptivo futuro será similar al que han tenido los eventos durante el último periodo constructivo de la Isla, y que es el que se tiene en cuenta para la obtención de las variables de simulación. Para la simulación de las erupciones efusivas se parte de la hipótesis de que la magnitud de todas es similar, comprendida entre VEI 2 y 3. A pesar de que, a efectos de simulación, la magnitud de estas erupciones es similar, se introduce como factor diferencial volúmenes variables en los materiales emitidos.

Figura 81. Mapa de peligrosidad para flujos lávicos en Tenerife

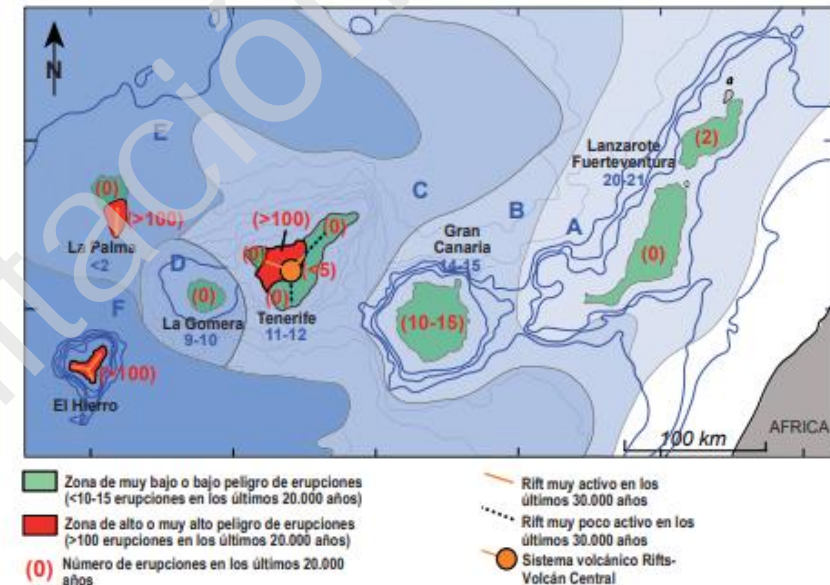


Fuente: IGME (2006)

El resultado de este trabajo es un mapa de peligrosidad (Figura 81) por coladas de lava en la isla de Tenerife en el que, al igual que en otros trabajos de objetivo similar, la zonificación resultante se ve claramente condicionada por la red hidrográfica y la topografía insular. A grandes rasgos, en él se identifican como sectores de mayor probabilidad las zonas de cumbre de la Dorsal de Abeque, el extremo sur de la Dorsal Noroeste y los ámbitos basales del complejo volcánico Teide-Pico Viejo. Desde estas zonas parten digitaciones en la zonificación de ámbitos de alta

probabilidad, asociados a sectores topográficamente deprimidos que se extienden hasta cotas altitudinales típicas de medianías.

Figura 82. Zonificación de los peligros volcánicos del Archipiélago Canario



Fuente: Carracedo et al., 2004b

El estudio realizado por Carracedo et al., (2004b), al igual que la mayoría de los publicados de cara al establecimiento de zonificaciones de peligros volcánicos en Canarias, establece como imprescindible el correcto conocimiento de la actividad volcánica reciente del conjunto completo de las Islas Canarias, en una ventana temporal de los últimos 20. Ka. El estudio

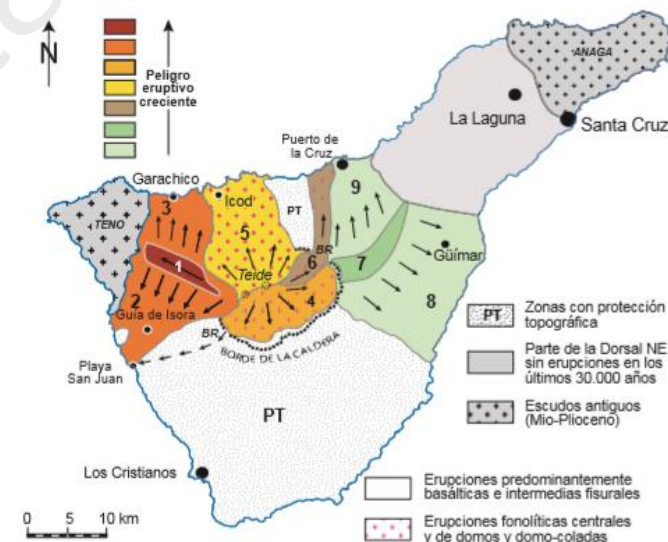
del volcanismo de este período a escala de todo el archipiélago permite establecer tanto la frecuencia y el tipo de erupciones ocurridas, como las zonas y estructuras geológicas más activas (rift volcánicos, edificios centrales) y las áreas que han sido recubiertas por lavas con mayor frecuencia. Para estos autores, del conjunto de las islas del Archipiélago, solamente tres han tenido una actividad eruptiva importante en este periodo: El Hierro, La Palma y Tenerife (Figura 82).

En este análisis de conjunto, una parte de la isla de Tenerife es considerada como zona de alto o muy alto peligro, pues cuenta con más de 100 erupciones en los últimos 20 ka, siendo el Rift Noroeste (Dorsal de Abeque) y el complejo volcánico del Teide-Pico Viejo, las áreas donde, con mayor probabilidad se localizará la próxima erupción volcánica de Tenerife. Estos mismos espacios geográficos albergan también parte importante del volcanismo histórico de Tenerife; Boca Cangrejo, Arenas Negras-Volcán de Garachico (1706), Narices del Teide (1798) y Chinyero (1909), y donde se localiza, además, la mayor densidad de centros eruptivos recientes de la isla. Según estos autores sólo la dorsal noroeste y el edificio central han tenido actividad eruptiva importante en los últimos 30 ka.

Una vez identificados los sectores más propensos a albergar la apertura de futuros centros eruptivos en Tenerife, el análisis de las condiciones topográficas permitió a los autores la definición de zonas inundables y zonas donde los flujos lávicos no pueden llegar, es decir, *zonas de protección topográfica*. En el caso de las coladas de lava, en cuya zonificación se centra este trabajo, estos materiales están condicionados en su recorrido y extensión por su reología y tasa eruptiva. Esta realidad se incorpora a las premisas metodológicas del trabajo a través de la

utilización de valores máximos en las tasas eruptivas y capacidad de desplazamiento de las lavas, puesto que no puede establecerse, a priori, cuál será el volumen de materiales emitido ni las tasas eruptivas de erupciones futuras. En este contexto, el estudio de los rasgos topográficos permite definir las variables geométricas del terreno, fundamentalmente la pendiente, con lo que es posible pronosticar cuáles serán las rutas preferentes de las coladas de una nueva erupción volcánica.

Figura 83. Principales zonas de peligrosidad volcánica definida a partir de las zonas de inundación, a partir de las zonas de las cuencas de los barrancos, y de las zonas de mayor recurrencia de erupciones en los últimos 30.00 años



Fuente Carracedo et al., 2004b

Metodológicamente, la zonificación de los peligros volcánicos de la isla se basa en el análisis simultáneo de las áreas inundables y los factores de los peligros eruptivos más probables. Para el conjunto de la isla, quedan descartadas las zonas que no han albergado erupciones en los últimos 30 ka (los macizos Mio-Pliocenos de Teno y Anaga; la zona más oriental de la Dorsal NE; el macizo de Tigaiga y el sur de la isla, quedan además protegidos topográficamente por el escarpe de la Caldera de Las Cañadas frente al flujo de lavas desde la zona activa reciente central (Figura 83). La cartografía de las áreas propensas a albergar en el futuro una erupción están compartimentadas en 9 sectores, de los cuales tres se asocian total o parcialmente a la estructura de la dorsal de Abeque, siendo sus cumbres el único territorio de la isla que alberga valores máximos de peligro eruptivo.

Como se aprecia en las páginas previas, independientemente de la metodología de análisis utilizada en los estudios de zonificación de los peligros volcánicos de la isla de Tenerife, todos ellos coinciden en los siguientes supuestos:

1.- Las áreas de mayores niveles de peligrosidad corresponden al sector de cumbres central (Teide-Pico-Viejo) y del rift noroccidental (rift NW o dorsal de Abeque). Las zonas de menor densidad de centros de emisión, con un volcanismo de edad superior a los 20-30 ka, protegidas topográficamente frente a la invasión de flujos lávicos o muy alejadas de las áreas de actividad reciente, sólo podrían verse afectadas ocasionalmente por la caída de cenizas volcánicas.

2.-El escenario eruptivo más probable está asociado al desarrollo de erupciones máficas de tipo fisural y mecanismos eruptivos estrombolianos,

con comportamientos esencialmente efusivos. No obstante, hay que considerar que procesos de contacto agua-magma (freáticos o marinos), o mezclas de magmas (basálticos y fonolíticos), podrían incrementar el grado de explosividad de estos eventos.

3.- La frecuencia eruptiva varía en función del tipo de magma involucrado, de modo que puede ser establecido en torno a los 40-100 años, para las erupciones basálticas, de rasgos similares a las producidas en período histórico, y de unos 1000 años para las correspondientes a magmas fonolíticos. En cualquier caso, estos pronósticos, han sido ampliamente rebasados desde la última erupción basáltica acontecida en la isla (Chinyero 1909), así como desde el último evento fonolítico, que tiene una edad establecida en 1.714-1.790 BP (Martí et al.,2012)

3.3.2 Propuesta de Síntesis para la Zonificación de las Amenazas Volcánicas en Tenerife

El conjunto de los trabajos anteriormente citados permite la definición de una propuesta sintética de zonificación de los peligros volcánicos de la isla, a largo plazo, y el establecimiento de cinco niveles de amenazas (Figura 84).

El escenario eruptivo que se propone como más probable en el seno de este Plan, se integra dentro de las Zonas 1 y 2, formando por tanto parte de los espacios de muy alto nivel de amenaza previstos para la isla. Estas zonas coinciden con la dorsal de Abeque (rift NW). Los sectores de cumbre de la dorsal se identifican como el área expuesta a un mayor número de peligros, así como el espacio más propenso a albergar nuevos centros de

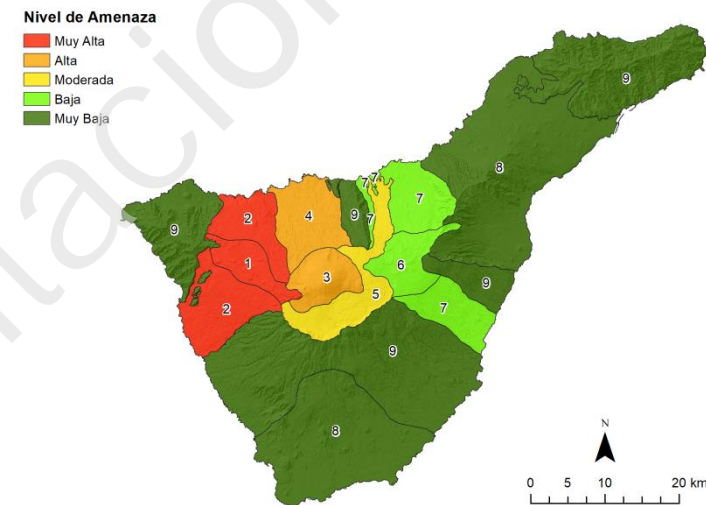
emisión asociables a un futuro episodio eruptivo. Esta Zona 1, abarca una amplia franja que se extiende desde las montañas de Bilma, Tamaseche y La Higuera, hasta los volcanes de Chío y los cráteres de Chahorra, inscrito ya en el flanco suroccidental de Pico Viejo. Este sector alberga el conjunto de los conos volcánicos que coronan la dorsal, incluyendo los volcanes históricos o subhistóricos de Chinyero, Garachico, Narices del Teide, y Boca Cangrejo. En comparación con otras dorsales de Canarias presenta una concentración de edificios volcánicos monogénicos de baja densidad, que da lugar a múltiples pasillos intervolcánicos, por los que, con frecuencia suelen orientarse los flujos de lava. Esta situación fue vivida durante la erupción del Chinyero, en 1909, y con anterioridad en múltiples ocasiones, como puede deducirse de la realización de un análisis simple de la cartografía geológica de esta parte de la isla. Estos pasillos, no solamente controlan el emplazamiento de flujos de carácter máfico, sino que, condicionan también el trazado y la disposición de los flujos de carácter fonolítico procedentes del estratovolcán Pico Viejo y de los domos fonolíticos asociados al Teide (Marti et al, 2012).

No obstante, la mayoría de los materiales emitidos con anterioridad por los centros de emisión emplazados en el sector de cumbres de esta dorsal tienden a sobrepasar los límites de la zona de cumbres, ocupando espacios pertenecientes a los flancos de la cordillera. Por ello, el conjunto de las laderas de esta dorsal, tanto en su vertiente norte como sur, se incluyen también en sectores de muy alta amenaza, identificadas cartográficamente como Zona 2.

Ambas laderas acogen ejemplos significativos de afecciones por volcanismo reciente a los flancos de la dorsal, algunos de muy alto impacto

socioeconómico para la isla (Erupción de Garachico, 1706), debido a la llegada de coladas de lava a la zona más densamente poblada de los sectores de medianía y costa.

Figura 84. Zonificación de la peligrosidad volcánica para la isla de Tenerife



Fuente: Elaboración propia a partir de las fuentes citadas

Los sectores 3 y 4 catalogados como zonas de alta amenaza están asociados a escenarios eruptivos fundamentalmente fonolíticos, con erupciones félsicas de dinámicas estrombolianas violentas y el desarrollo de abundantes flujos lávicos que emitidos desde los estratovolcanes de Teide y Pico Viejo recorren las laderas del interior del Valle de Icod. En estas zonas también se pueden producir erupciones de carácter pliniano y

subplineano, aunque durante los últimos 30.000 años han sido muy poco frecuentes en estos espacios.

El sector 5 ha sido descrito en numerosas ocasiones como un espacio susceptible de verse afectado por coladas de lava, cenizas procedentes de la actividad eruptiva de los estratovolcanes Teide y Pico Viejo, así como de edificios volcánicos monogénéticos que pudieran surgir en el propio atrio de Las Cañadas y vinculándose con niveles moderados de amenaza. Este sector arreico dificulta la evacuación de materiales fluidos y su expansión y acumulación dentro del propio recinto.

Las zonas 6 y 7 se corresponden con sectores de baja probabilidad eruptiva, a pesar de que en ella ha tenido lugar uno de los últimos episodios volcánicos en tiempo histórico de Tenerife. Estudios previos datan la mayoría de los centros de emisión localizados en la crestería suroccidental de esta dorsal con edades superiores a los 30 ka, por lo que, a pesar de que es evidente que no pueden descartarse posibles erupciones futuras, su probabilidad basada en periodos de recurrencia es menor.

Las áreas protegidas topográficamente de cara a las amenazas que suponen los flujos lávicos, aunque pueden verse afectados ocasionalmente por la caída de cenizas, han sido integradas en las zonas de amenaza muy baja (zonas 8 y 9), estando incluidos en este nivel los Macizos Antiguos de Anaga y Teno, el conjunto de Tigaiga, La Ladera de Güímar, así como el flanco meridional del Edificio Cañadas, y los campos volcánicos del sur de la isla y del área nororiental de la dorsal de Pedro Gil.

3.4 Escenario eruptivo probable para Tenerife

Dado los objetivos de este documento, la elaboración del Plan de actuación en caso de crisis volcánica, corresponde efectuar una evaluación del volcanismo a largo plazo, asumiendo que en el momento en que se produzca una erupción volcánica en Tenerife se deberán llevar a cabo modelos de simulación de flujos de lava y de dispersión de cenizas, acordes al área de apertura de los centros de emisión, de la evolución de los parámetros físicos del proceso volcánico y de las condiciones climáticas imperantes en esos momentos.

Como ya se ha mencionado en epígrafes previos, la isla de Tenerife cuenta con una amplia variedad de peligros relacionados con el vulcanismo (Martí et al., 2008a, Martí et al., 2008b, Martí et al., 2012, Sobradelo y Martí, 2010, Sobradelo et al., 2011), que corresponden a una amplia gama de composiciones magmáticas y estilos eruptivos. Todos los autores están de acuerdo en señalar la posibilidad de nuevas erupciones tanto basálticas (asociadas principalmente a las dorsales activas fuera del Edificio Central), como fonolíticas (vinculadas al Complejo Volcánico Central).

Tanto durante los últimos 20-30 ka, como durante los últimos 5000 años se han producido erupciones en ambos sistemas volcánicos (Carracedo et al., 2004a, Carracedo et al., 2007, Martí et al., 2008a y b; Martí et al., 2010). Ahora bien, el volcanismo asociado a las dorsales o rifts NE, NW y S de la isla posee edades muy diferenciadas; pues la dorsal sur es bastante más antigua con edades en torno a los 90.000 años y la dorsal NE posee una antigüedad superior a 31.000 años, si se exceptúan las erupciones históricas de 1704-1705, desarrolladas en su sector suroccidental y central.

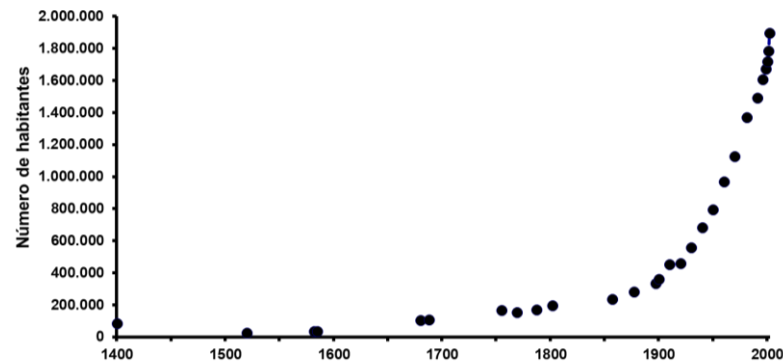
Este hecho pone de manifiesto una mayor probabilidad eruptiva de la dorsal NE, puesto que en ella se han desarrollado 4 de los cinco eventos volcánicos ocurridos en la isla de época histórica.

Aunque no existen registros sobre eventos eruptivos históricos en el sistema fonolítico central, los datos geocronológicos disponibles sugieren intervalos eruptivos para el Teide-Pico Viejo del orden de 1000 años (Carracedo et al., 2004, Carracedo et al., 2007, Martí et al., 2012). Los posibles escenarios relacionados con el sistema Teide-Pico Viejo son descritos por Martí et al. (2008b) y Sobradelo y Martí (2010), que establecieron los árboles de eventos de riesgo volcánico a largo plazo en función del conjunto de tipos eruptivos. Aunque Carracedo et al. (2007) mencionan que el escenario eruptivo más probable del Teide-Pico Viejo se asocia al desarrollo de eventos fonolíticos esencialmente efusivos, otros autores señalan que los escenarios eruptivos esperados en el edificio central incluirían también erupciones explosivas de comportamientos subplinianos a plinianos, con columnas sostenidas altas, lluvias de cenizas y corrientes de densidad piroclásticas (García et al., 2011, Martí et al., 2012). Ejemplos de flujos de lava fonolíticos desde el respiradero central y los flancos de la caldera se describen en Carracedo et al. (2004b) y Martí et al. (2008a y 2012).

De cara al establecimiento de los peligros vinculados a erupciones de tipo máfico, semejantes a las ocurridas durante el Holoceno y sobre todo en el período histórico, es necesario remarcar los profundos cambios operados en el territorio, el poblamiento y la población de la isla desde la última erupción de 1909. Ello significa que el impacto causado por eventos

eruptivos de características similares sería en la actualidad mucho mayor que el producido en etapas previas (Figura 85).

Figura 85. Evolución de la población de Canarias desde la época de la conquista hasta el año 2000.



Fuente: Elaboración propia a partir de Arco Aguilar, M. y Navarros Mederos, J.; Macías Hernández, A. (1995); Martín Ruiz, J. Fariña, Manuel. ISTAC

3.4.1 Escenarios eruptivos más frecuentes

Teniendo en consideración la baja frecuencia eruptiva (con un período de recurrencia de 100 años para las erupciones máficas² y de 1000 años para las erupciones fonolíticas), los bajos índices de explosividad volcánica - establecidos entre 2 y 3 para las erupciones históricas (Laín, 2006) y de 4

²Conviene, no obstante señalar que Araña et al. (2000) calcularon períodos de recurrencia más breves para las erupciones en Tenerife, establecidos entre 44 y 83 años, con un grado de confianza del 95%.

para las fonolíticas (Martí et al, 2008), y considerando también que las erupciones domáticas basales de los últimos 30 ka parecen haber aumentado la estabilidad del Teide y en consecuencia haber disminuido su posibilidad de colapso (Carracedo et al, 2007), los riesgos volcánicos actuales en Tenerife han sido estimados como modestos (Carracedo et al, 2007). Sin embargo, la ocurrencia de erupciones de carácter máfico a lo largo del rift NW y de las erupciones fonolíticas desarrolladas en los flancos del Teide, Pico Viejo, esencialmente efusivas, ponen de manifiesto que existe un riesgo significativo de flujos de lava, puesto que durante el período mencionado estas han recubierto prácticamente las laderas de ambos sistemas eruptivos.

Basándose en los registros geológicos de los últimos 30 ka, y particularmente en lo sucedido durante el Holoceno (últimos 12 ka) en Tenerife, es posible establecer el área eruptiva más probable de un evento volcánico en la isla, ya que durante este último período las laderas de la dorsal y del flanco norte del Teide (incluyendo en él el Valle de Icod) han sido prácticamente cubiertas por coladas de lava, tanto correspondientes a erupciones máficas e intermedias como félsicas (Carracedo et al, 2007). Estos flujos tienen su área fuente en el eje de la dorsal NW de la isla, con una probabilidad establecida entre el 60-80%, y en la base del Teide-Pico Viejo, con una probabilidad de tan sólo el 20-40% (Carracedo et al, 2007). Ello significa que la erupción más probable tendrá como contexto geográfico el eje de la dorsal NW de la isla.

El volcanismo máfico holoceno muestra pautas de comportamiento muy similares, predominando las erupciones de magmas basálticos producidas a lo largo de fracturas cuya longitud oscila entre los 500 metros y los casi

11 km de longitud (Romero, 2018). El estudio del volcanismo histórico puede utilizarse para establecer los escenarios asociados a este tipo de volcanismo (Romero, 1991).

Corresponden a eventos volcánicos de duración relativamente breve, en torno a los 52 días de media, y escasa superficie cubierta, de entre 2 y 7 km², y valores medios en torno a los 5 km². Se trata de erupciones que emiten magmas predominantemente máficos, muy fluidos y de altas temperaturas, con rasgos efusivos marcados, bajos índices de explosividad volcánica, habitualmente con VEI de 2 y 3 (máximo de 4 para la erupción de Timanfaya, Galindo et al, 2014), y dinamismos eruptivos que varían desde el hawaiano al estromboliano/estromboliano violento y que pueden mostrar ocasionalmente fases de contacto agua/magma o desarrollarse en ambientes submarinos.

Los peligros principales asociados a erupciones de este estilo son los sismos volcánicos, piroclastos balísticos y de dispersión, flujos lávicos – incluyendo la formación de bolas de acreción, y todos aquellos procesos vinculados al contacto de las lavas con el agua, como colapsos de delta, explosiones litorales, olas de agua caliente y nubes de vapor en las zonas de entrada de las coladas en el mar-, y emisión de gases volcánicos. Todos estos fenómenos están acompañados habitualmente por incendios forestales y desprendimientos, y eventualmente por cambios en los caudales y composición fisicoquímica del agua, así como la deformación del suelo.

3.4.1.1 Piroclastos balísticos y de dispersión

En el volcanismo máfico reciente e histórico de la isla, estos dos tipos de peligros volcánicos están asociados a erupciones de comportamiento variable a lo largo del período activo, en el que el mecanismo estromboliano es el predominante.

Las erupciones basálticas históricas comúnmente se inician como una fisura, produciendo fuentes de lava, con alturas entre 10 y 100 metros, depósitos de escorias soldadas y flujos clastogénicos de lava. La mayoría de los centros de emisión se localizan rápidamente durante las primeras horas en torno a un tramo concreto de la fractura, donde termina por construirse el edificio de mayor tamaño, mostrando una actividad de mayor intensidad que se refleja en la altura de la columna eruptiva y el volumen de lavas emitido (Romero, 1991). La mayor parte de los materiales emitidos durante las primeras horas sólo se observan en sectores de la fractura donde la actividad volcánica posterior ha permitido su conservación, habiendo quedado enterrados por los piroclastos y lavas de fases posteriores. Durante las fases posteriores, la actividad suele mostrar comportamientos estrombolianos, con cortas fases de mayor intensidad asociadas a comportamientos estrombolianos violentos (Erupción de 1909) o freatomagmáticos (erupción de 1798).

El peligro vinculado al emplazamiento balístico de los piroclastos emitidos durante erupciones con fuentes de lava o estilos estrombolianos se reduce a un área de escasa extensión alrededor de los centros de emisión, de entre 1-2 Km según la altura alcanzada por la columna eruptiva. Todos los fragmentos de este tipo se emiten a temperaturas altas (1000-1200°C) y

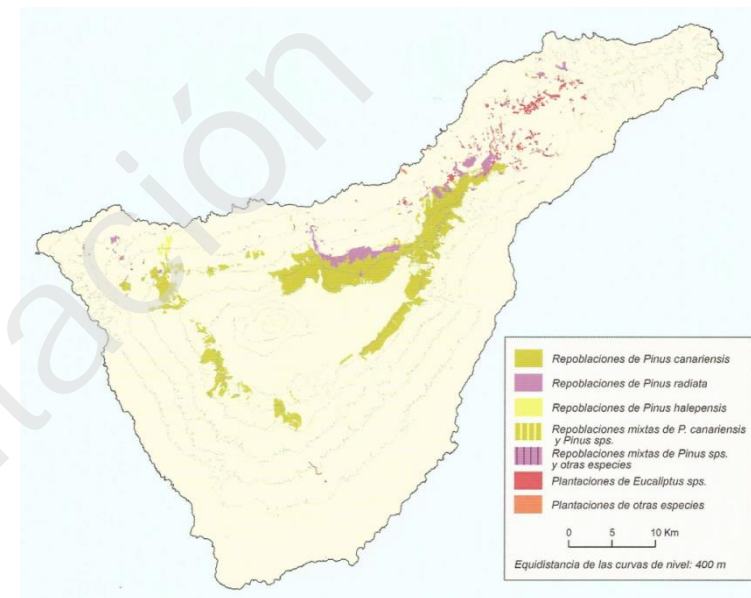
muestran un interior incandescente que puede provocar incendios. De hecho, se tiene constancia de incendios para las erupciones de Garachico en 1706 (Figura 86) y de Siete-Fuentes y Fasnía en 1704-1705, durante las primeras fases de las erupciones. No obstante, conviene recordar que la probabilidad de incendios es, en la actualidad, mucho mayor que en el pasado, ya que, desde la última erupción volcánica registrada en la isla, se han llevado a cabo tareas de reforestación y ampliación de la superficie ocupada por las masas forestales en las zonas más propensas a la apertura de nuevos focos eruptivos (Figura 87).

Figura 86. Incendios producidos en el pinar como resultado del emplazamiento de piroclastos balísticos durante la erupción de Garachico en 1706



Fuente: Pintor Anónimo. En Hernández Gutiérrez.

Figura 87. Repoblaciones de pinos y plantaciones de eucaliptos y otras especies en la isla de Tenerife entre 1946-1950



Fuente: Quirantes et al., (2011). Historia de los montes de Tenerife

Habitualmente se ha considerado, dado el carácter eminentemente estromboliano, que el área afectada por la caída de piroclastos es muy pequeña y que éstos constituyen un peligro volcánico muy bajo, salvo en sectores muy proximales al centro emisor, localizados en zonas de cumbres poco o nada ocupadas por el hombre. No obstante, el estudio de los materiales y depósitos de este tipo vinculados al volcanismo histórico de la isla, así como los datos recogidos en fuentes de carácter documental, al menos para los episodios de 1704-05, 1798 y 1909 (Romero, com pers),

ponen en evidencia que las cenizas de dispersión se distribuyeron por amplios sectores del norte de la isla (Figura 88), llegando a recogerse en lugares ubicados a unos 52 km de los centros eruptivos (Romero, 1991). Di Roberto et al., (2016) en base a estos datos y el análisis de los depósitos han clasificado esta erupción como estromboliana violenta.

Figura 88. Área de distribución de las cenizas volcánicas de la erupción del Chinyero



Fuente: Romero, 2009. Modificado de Fernández Navarro, 1910

La mayoría de las principales erupciones volcánicas explosivas del mundo que han causado problemas para la aviación en los últimos veinte años se asocian a mecanismos eruptivos con VEI altos y dinámicas plinianas, que expulsan una gran cantidad de cenizas y alcanzan grandes alturas, de modo que afectan a los niveles de crucero de los aviones a reacción de transporte internacional. No obstante, erupciones volcánicas de menor VEI que las plinianas no deben ser ignoradas ya que la columna podría afectar a los sectores de aproximación y salida de las aeronaves (International Civil Aviation Organization, 2007). Un estudio sobre los riesgos volcánicos en aeropuertos entre 1944 y 2006 señala que las erupciones pequeñas (VEI 1-2) fueron responsables del 16% de los incidentes recogidos en la base de datos, las erupciones moderadas (VEI 3-4) supusieron el 68% y las erupciones grandes (VEI 5-6) tan sólo el 14% (Guffanti et al., 2009). Por otro lado, un estudio llevado a cabo durante las erupciones producidas en el Etna con índices de explosividad volcánica semejantes a las erupciones históricas de las Islas Canarias (VEI: 1-3), y con estilos eruptivos caracterizados por erupciones explosivas persistentes o erupciones efusivas, dieron lugar a la producción de ceniza (Longo et al, 2013). La caída de ceniza volcánica durante la erupción de 2002 del Etna estuvo asociada con efectos agudos para la salud en las comunidades locales expuestas, y mostró que la exposición a emisiones volcánicas a corto plazo está asociada con morbilidad respiratoria aguda, ataques de asma y visitas hospitalarias, así como con síntomas cardiovasculares y morbilidad (Lombardo et al, 2013).

En Tenerife, la localización de la mayor parte de los centros de emisión históricos por encima del nivel de inversión del alisio ha propiciado que

incluso erupciones con columnas de ceniza “moderadas” puedan distribuirse por amplios sectores de la isla. Algunos autores consideran que la sucesión de fases de mayor magnitud e intensidad vinculadas a estilos y fases eruptivas estrombolianas violentas, pueden provocar el emplazamiento de cenizas incluso en otras islas y hasta sectores localizados a 130 km de la fuente (Di Roberto, 2016). No obstante, conviene también tener presente que, aunque el patrón de vientos actual tiene direcciones predominantes NE-SW, que en apariencia es contradictorio con el área de dispersión recogido en la documentación y establecido a partir del análisis de los depósitos de eventos de estilo estromboliano, la estructura vertical de troposfera con frecuentes inversiones térmicas en Canarias posibilitaría su dispersión en sectores relativamente alejados de los focos eruptivos (Romero, com pers). Esta estructura está caracterizada por una inversión térmica que muestra una frecuencia de más del 90% durante ocho meses al año, y posee mínimos del 85% a lo largo de los meses de noviembre a febrero (Dorta, 1996) y que se localiza a una altitud variable establecida entre los 800 y 1750 m de altitud (Dorta, 1996). La dirección de los vientos se adapta a esta estructura de la atmósfera, mostrando direcciones E y NE en superficie que van rolando, por encima de la inversión térmica, desde el N y NW en niveles medios al W y SW en los niveles altos (Marzol y Mayer, 2012 y Bustos y Marrero, 2003). Ello significa que las columnas eruptivas de los volcanes históricos de 1704-05, 1798 y 1909 debieron alcanzar los niveles medios y altos de la atmósfera, situados entre los 3 y los 12 km, lo que favoreció su amplia dispersión hacia el sector noroccidental de la isla, afectando a los Valles de Icod, La Orotava y toda la zona desarrollada hacia el NE, hasta alcanzar sectores como Punta del Hidalgo, La Laguna y Santa

Cruz de Tenerife, y alcanzar incluso a la isla de Gran Canaria. El efecto combinado entre comportamientos de mayor magnitud e intensidad que los tradicionalmente asignados a estas erupciones junto con un emplazamiento preferente de los centros de emisión por encima del nivel de inversión térmica, con una dirección de los vientos variable con la altitud y de mayor intensidad, son los factores que explican la amplia distribución de las cenizas de dispersión ocurrida históricamente y determina que este sea uno de los peligros de mayor área de afección en el futuro (Romero, com pers).

No hay constancia de contacto del magma con niveles de acuíferos durante las erupciones históricas y holocenas de la dorsal NW de Tenerife; no obstante, es probable que el aumento de la intensidad eruptiva producida a lo largo de la erupción de 1798 se asocie a una pequeña fase de estilo freatomagmático desarrollada en el interior del cráter de Pico Viejo; por lo que este tipo de comportamiento no debe ser desechado de cara a su ocurrencia en futuras erupciones. En este caso, tanto las áreas de proyección balística como las asociadas a la dispersión de las columnas eruptivas serían de mayor amplitud.

Los datos que se poseen de los efectos causados por las cenizas de los volcanes históricos en estas amplias zonas son inexistentes, pero no conviene olvidar que tanto el área ocupada por el hombre, el número de edificios e infraestructuras vitales, así como el número de habitantes de la isla en el momento de desarrollo de estos episodios era significativamente inferior al actual (Figura 85). Un episodio eruptivo de tipo máfico similar a los ocurridos en el pasado más reciente podría afectar a infraestructuras básicas, como autopistas, hospitales, aeropuertos, instalaciones turísticas,

sistemas de abastecimiento de agua, tendidos eléctricos, campos de cultivo, etc., de la zona Norte y NE de la isla.

3.4.1.2 Coladas de lava

Todos los escenarios de riesgos simulados para la isla de Tenerife (Araña et al, 2000; Carracedo et al, 2007, Martí et al.2012), independientemente de la composición química de las lavas, ponen en evidencia que de cara a los peligros vinculados a flujos, tanto lávicos como asociados a corrientes de densidad piroclásticas, todo el flanco sur de la isla de Tenerife -que se desarrolla desde el escarpe de Las Cañadas hacia el S y SE-, el Macizo de Tigaiga, así como el parte de la Ladera de Güímar en la comarca de Agache y los macizos antiguos de Anaga y Teno, están protegidos topográficamente y que son las laderas de la dorsal NW, y el valle de Icod, las áreas de mayor probabilidad de riesgo por flujos.

Las coladas de lava constituyen el peligro volcánico de mayor extensión y probabilidad en la dorsal NW y en el Teide-Pico Viejo. En período histórico todas las erupciones han dado lugar a la formación de flujos de lava máficos compuestos por varias unidades de flujo que tienen su área fuente por encima de los 1300 m. de altitud y afectan predominantemente a los dorsos norte y sur del rift NE. No obstante, todo este sector podría verse también afectado como consecuencia de flujos fonolíticos emitidos desde el estratovolcán de Pico Viejo (Martí et al., 2012).

Para Araña et al (2000), un factor importante que influye en el peligro de estas lavas son los cambios en la geoquímica, y por lo tanto la viscosidad, en los magmas durante la erupción. Esta característica se observó durante

la erupción del volcán Teneguía (La Palma) en 1971 y fue la causa de la mayor fluidez de las últimas emisiones de lava (Ibarrola, 1974). En Tenerife, esta variación magmática sólo se ha observado durante la erupción de Montaña Negra, que destruyó el pueblo de Puerto de Garachico en 1706 (Solana et al., 1999). No obstante, la composición del magma y los mecanismos eruptivos de futuras erupciones está estrechamente condicionado por la localización concreta de los centros de emisión a lo largo del eje de la dorsal (Carracedo et al, 2007). De este modo, mientras las erupciones de magmas basálticos predominan en el sector central del rift NE, los intermedios y la mezcla de magmas caracterizan al sector de contacto con el Edificio Central (Sector de Montaña Reventada) y los magmas félsicos se asocian a los estratovolcanes del Teide y Pico Viejo.

Todos los datos acerca del emplazamiento de las coladas en la isla de Tenerife son consistentes con los observados en otros territorios volcánicos, lo que significa que los modelos para describir y pronosticar el comportamiento de los flujos máficos en otros lugares pueden ser utilizados para diseñar medidas de mitigación en el futuro.

Según los datos establecidos por Solana (2010) para los flujos de lava históricos de la isla de Tenerife, durante las primeras 24-36 h de erupción las tasas eruptivas son altas y las coladas de lava pueden llegar a alcanzar velocidades de hasta 1.1 m/s. Como es común para las erupciones efusivas basálticas alimentadas por una fuente presurizada, después de este pico inicial de descarga, las tasas de los derrames de lava tienden a disminuir (p. Ej., Walker, 1973b), lo que conduce a una desaceleración y estancamiento de los flujos iniciales. En Tenerife esta segunda etapa se produce entre el

cuarto y séptimo día desde el inicio de las erupciones, y está caracterizada por el descenso de las tasas efusivas, lo que origina el engrosamiento de las coladas y el estancamiento de los frentes de avance. El aumento de la potencia de las lavas suele resolverse mediante la rotura de los diques de contención de las coladas (levées laterales y frontales) y dan lugar a la formación de flujos secundarios con velocidades de hasta 0,02 m/s (Solana, 2010). Como resultado de todo ello, la probabilidad de daños asociados a los flujos lávicos –enterramiento de viviendas, incendios, desgasificación, corte de carreteras y conducciones de agua y electricidad– es más alta durante la primera y la tercera fase (Solana, 2010).

Por ello, es de esencial importancia de cara a la gestión del riesgo vinculado a estos procesos vigilar de cerca el engrosamiento de los flujos lávicos (Solana, 2010). Durante la primera etapa (primeras 24-48 h), es probable que el tiempo disponible sea corto, por lo que las medidas de protección, como las barreras (o la infraestructura disponible para construir las) deben tener que estar ya en su lugar para que sean efectivas. Antes y durante la última etapa, se debe llevar a cabo una cuidadosa observación y control de áreas de acumulación de lava, como los frentes y levées laterales sobredimensionados o engrosados, los cambios bruscos de dirección y de pendiente de los canales, ya que estos puntos se convierten en fuentes potenciales de nuevos y rápidos flujos lávicos, alimentados con altas tasas de derrames locales (Solana, 2010)

Debido a que las lavas fluirán por la línea de máxima pendiente, la probabilidad de que los flujos de lava se emplacen de modo confinado y siguiendo el sistema de drenaje previo difiere según las distintas unidades morfohidrográficas establecidas en el capítulo 2. Las erupciones

desarrolladas en la dorsal NE tendrán tendencia a emplazarse siguiendo el trazado de los barrancos y restringirse a su interior, como sucedió durante los eventos volcánicos de Sietefuentes, Fasnía y Arafo de la erupción de 1704-1705. La probabilidad de que las coladas desarrolladas en estos sectores se vean confinadas al interior de los barrancos es muy alta. Aunque habitualmente se considera que el emplazamiento de flujos confinados a barrancos constituye un proceso que representa una baja amenaza para las personas y las propiedades (Solana, 2010), el trazado y rasgos del barranco previo influye en la dinámica de los flujos y favorece o dificulta su desbordamiento, su extensión y su velocidad de avance. El estudio de las coladas de la erupción de Fasnía ha puesto de manifiesto que los procesos de engrosamiento de las coladas de lava en el interior de los barrancos están asociados a la presencia de meandros acentuados, con cambios de dirección bruscos del cauce previo. Estos procesos de engrosamiento determinan que sean estos puntos, los lugares donde los flujos tiendan a desbordarse y derramarse fuera del cauce (Cano Sierra, 2018), por lo que deberán ser los tramos a vigilar en el futuro durante el emplazamiento de flujos confinados.

Por otro lado, el efecto del confinamiento de flujo en un barranco determina que éste se extienda a una distancia mayor debido a un aumento efectivo de la velocidad de flujo, ya que los barrancos suelen concentrar todo el volumen emitido en una sola dirección y reducir las posibilidades de difluencia de las lavas. Este hecho permitiría la llegada de las coladas a sectores bajos y más densamente ocupados por la población.

Habitualmente, aunque la velocidad alcanzada por las lavas en tiempos históricos no han supuesto un peligro directo para la población, cuando las

coladas no discurren constreñidas en el interior del barranco, tiende a ramificarse hacia cotas altitudinalmente más bajas. En estos casos, a la superficie afectada directamente por los flujos de lava, hay que añadir las áreas que quedan como “islotas” entre los brazos lávicos o entre estos y los escarpes litorales, tal y como sucedió durante la erupción de Garachico. Ello significa una ampliación de los sectores afectados durante la erupción (Romero y Beltrán, 2015).

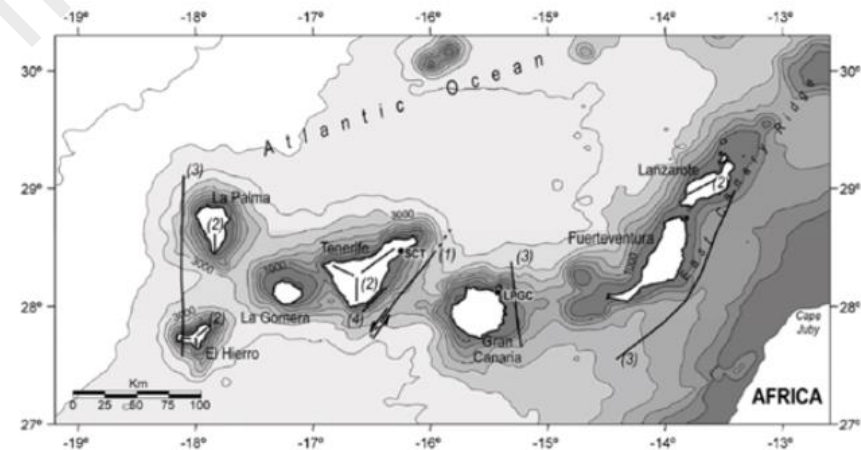
Dada la ubicación de los centros de emisión, en el sector de cumbres de la isla, y las altas tasas eruptivas características de la dorsal NE (Carracedo et al., 2007) el peligro de inundación de lava constituye un alto riesgo para la población que se concentra en los sectores de medianías y costa y aguas abajo de las zonas con centros de emisión activos, o para las poblaciones construidas dentro o al lado de canales naturales, como valles y barrancos, o al pie de los escarpes prelitorales. Muchos de los flujos que configuran la dorsal NW han alcanzado la costa. En este caso, sobre todo en la vertiente norte de la dorsal, la presencia de escarpes prelitorales de gran altura, determina que a los peligros directos asociados al emplazamiento de los flujos de lava –enterramiento, desgasificación, etc.- haya que unir todos los vinculados al salto de los escarpes por las lavas, bolas de acreción y generación de pequeños flujos piroclásticos- y resultado del contacto de las lavas con el agua del mar -colapsos de delta, explosiones litorales, olas de mar calientes y nubes de contacto de las coladas con el mar-.

3.4.1.3 Sismicidad

La mayoría de los eventos sísmicos que han tenido lugar en Canarias ha tenido un origen volcánico o volcano-tectónico. No obstante, sobre el

Archipiélago se han descrito muy pocas estructuras tectovolcánicas (Llorente, 2014). La exploración sísmica y la geofísica del fondo oceánico, elaborada para las Islas en época reciente, han revelado parte de la estructura cortical de las Islas más occidentales, trazando algunas discontinuidades gravimétricas, entre la que destaca una de ellas, que discurre de norte a sur paralela a las islas de La Palma y El Hierro (Carbó et al., 2003), sobre una corteza de unos 11 km de potencia. Las islas más orientales se encuentran sobre una corteza algo más gruesa, de unos 15 km, y se orientan paralelamente a la denominada “cresta este canaria” (González Vallejo et al. 2006) (Figura 89).

Figura 89. Principales estructuras y lineamientos tectónicos del Archipiélago Canario. Emplazamiento de la Cresta Este Canaria



Fuente: González Vallejo et al. 2006

Por otra parte, entre las estructuras tectónicas que se han encontrado, la más importante está entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. En éste área se encuentra una falla de dirección noreste sobre la que se ha registrado instrumentalmente el mayor terremoto del Archipiélago, con una magnitud superior a cinco (mbLg 5.2) el 9 mayo 1989, y es considerada como una de las fuentes sismogénicas principales de Canarias.

3.4.1.3.1 Sismicidad histórica

Los primeros registros históricos que se tienen de la sismicidad en las Islas están asociados al desarrollo de la erupción de 1585, en la isla de La Palma. A partir de entonces, se ha registrado un importante número de terremotos, principalmente relacionados con las erupciones volcánicas ocurridas en las islas, aunque también se han descrito crisis sísmicas en época histórica sin vinculación con procesos volcánicos (como las desarrolladas en la isla de Fuerteventura en 1755 y en 1915-17, la ocurrida en El Hierro en 1793 o la desarrollada en Tenerife en el año 2004).

Los fenómenos recogidos en las fuentes documentales que se han producido con anterioridad a la apertura y a la formación de los volcanes históricos de la isla son múltiples, correspondiendo tanto a emanaciones gaseosas, a la reactivación de las fumarolas del Pico del Teide, a procesos sísmicos, a procesos de fracturación del suelo (con apertura de grietas en superficie), a la aparición de anomalías térmicas o a desprendimientos de tierra, e incluso a cambios en el caudal y composición de las aguas. Desgraciadamente, los datos históricos que poseemos acerca de todo este cortejo de fenómenos premonitorios son escasos y habitualmente insuficientes para caracterizar con detalle todos los procesos que se

produjeron durante la etapa previa al desarrollo de cada una de las erupciones ocurridas en este período. Así, mientras que las alusiones a los sismos previos y a la apertura de las fisuras eruptivas son relativamente abundantes y existen anotaciones sobre los mismos para la totalidad de los eventos volcánicos, las menciones al resto de las manifestaciones señaladas son breves y escasas, estando sólo registradas en muy contadas ocasiones (fundamentalmente cuando existía una observación directa de las zonas en las que posteriormente se llevaría a cabo la erupción) y limitadas en todos los casos, tanto temporalmente como espacialmente, a los días o a las horas previas al comienzo de la misma y a sectores muy puntuales de la isla (Romero, 1991).

La actividad sísmica sentida durante estos períodos pre-eruptivos no suele poseer gran importancia. Se trata, comúnmente de sismos de baja intensidad, de frecuencia irregular, con importantes fases de calma y de carácter local –ya que por lo común afectan a áreas muy reducidas, que abarcan sólo a un sector de la isla-. (Romero, 1991) Estos movimientos sísmicos aumentan paulatinamente a medida que se aproxima el momento del comienzo de la erupción tanto en cadencia –pasando de ser terremotos más o menos aislados en el tiempo a sismos en enjambre-, como en intensidad (Romero, 1991). En los momentos inmediatamente anteriores, los sismos suelen producirse acompañados de ruidos subterráneos o de “trepidaciones” del suelo. La sismicidad sentida asociada a las erupciones históricas suele producirse durante períodos más o menos prolongados, de entre 1 ó 2 años hasta sólo unos pocos días antes del comienzo de la erupción. Durante la erupción de 1909, esta

etapa sísmica precursora se desarrolló a lo largo de prácticamente un año y medio antes de la erupción (Romero, 1991).

El estudio en detalle de los datos procedentes de las crónicas que describen la erupción de 1704-1705, revelan que el período eruptivo estuvo precedido y acompañado por una muy intensa y destructiva actividad sísmica. De hecho, los textos de la época mencionan este año de 1704 como “el año de los terremotos” y señalan que al menos una semana antes del comienzo de la primera erupción, la actividad sísmica fue intensa, incluyendo pequeños daños estructurales en edificaciones e Iglesias el día 28 de diciembre de 1704. La actividad sísmica precursora inmediata alcanzó valores significativos, que pusieron en alerta a la población y fueron causantes del pánico general en la población (Romero, 1991). La propagación de la fractura eruptiva hacia el NE determinó también una mayor cercanía de las fuentes sísmicas respecto a las zonas más densamente pobladas. Romero et al. (2006) señalan que durante la erupción se produjeron al menos unos 490 sismos, entre los que destacan el causado el día 24 de enero de 1705, como precursor de la apertura del volcán del 2 de febrero de 1705, que dio lugar a la destrucción de 70 casas y a la muerte de 16 personas. Este sismo fue el que determinó la evacuación de las localidades de Arafo y Güímar. Catorce de los terremotos asociados a esta erupción produjeron importantes daños en casas y edificios religiosos, provocando desprendimientos en escarpes y acantilados y el cambio del caudal de las aguas del Barranco de Badajoz, en el Valle de Güímar, y de los nacientes del Valle de La Orotava.

En ocasiones, tras etapas de crisis sísmicas de baja intensidad se suele producir, en los momentos previos a la apertura de la fractura eruptiva,

cortos intervalos de calma, de un día o de varias horas, o períodos con un descenso palpable de la frecuencia e intensidad de los fenómenos (Romero, 1991). Así, por ejemplo, para la erupción de 31 de diciembre de 1704, existen referencias a la actividad sísmica a partir del día 24 de diciembre (es decir una semana antes), en que se produjeron más de 30 sismos; estos fenómenos se registraron también durante los días 25, 26, 27 y 28, para luego descender de forma notable en los días (29 y 30) inmediatamente anteriores al comienzo de la erupción. Este mismo hecho se ha documentado también para otras erupciones históricas de Canarias.

En cualquier caso, los sismos más importantes suelen producirse al tiempo de la apertura de las grietas eruptivas o de las bocas cratéricas. La intensidad, frecuencia y duración de las etapas sísmicas que acompañan al inicio de la actividad volcánica parecen guardar estrechas relaciones con los rasgos que poseen las fracturas volcánicas y con el comportamiento de la actividad. El estudio de la sismicidad asociada a las erupciones históricas del Archipiélago pone de manifiesto que las crisis más notables coinciden con las erupciones en las que la fractura se dispone de modo transversal a las curvas de nivel y en áreas de mayor antigüedad geológica., así como con aquellas que muestran índices de explosividad más acentuados.

Los datos sobre la sismicidad sentida asociada a los procesos eruptivos históricos muestra múltiples paralelismos con la observada instrumentalmente durante la erupción del Mar de Las Calmas en el Hierro en 2011-2012.

3.4.1.3.2 Sismicidad instrumental

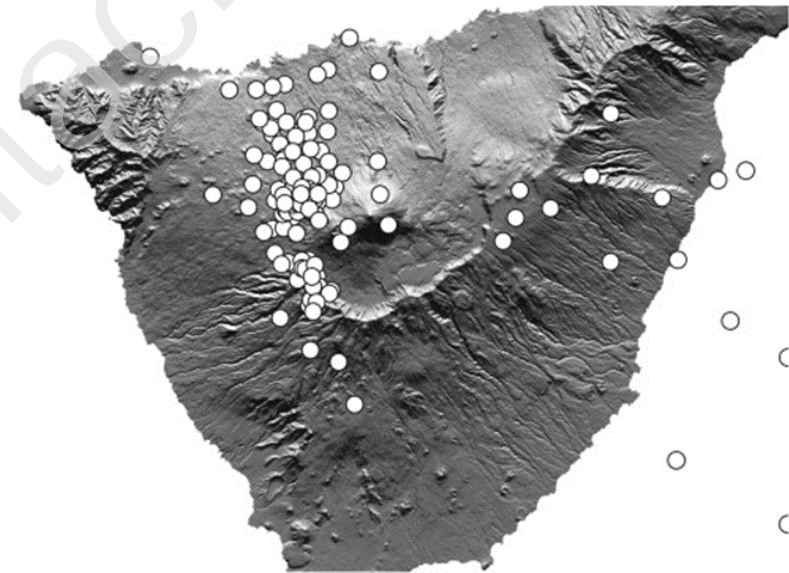
Antes del aumento de la actividad sísmica en 2004, la mayoría de la sismicidad registrada en Tenerife y sus alrededores correspondía a una sismicidad relativamente profunda (varias decenas de kilómetros de profundidad) generalmente concentrada en alta mar, tanto al norte como al sur de la isla. Este patrón de sismicidad se ha atribuido tradicionalmente a un origen tectónico regional (Mezcua et al., 1992). Desde 1992, la actividad sísmica fue monitoreada de modo continuo, aunque el número de estaciones de medición fue incrementándose a partir de ese año. En el año 2000 el IGN, densificó la red de monitoreo con instrumentos de mayor precisión, lo que determinó un aumento de los registros instrumentales en todo el Archipiélago.

El nivel de fondo de actividad a lo largo de este período estaba caracterizado por una débil actividad fumaroliana, con temperaturas de alrededor de 86º C en la cima del Teide y emisiones de gases en el sector de Los Roques de García (Hernández et al., 1998 , Hernández et al., 2000) y una débil sismicidad concentrada tanto en de la zona sismo-tectónica conocida del litoral sureste de la isla (Mezcua et al., 1992) , como en una nueva zona no descrita con anterioridad ubicada en el mar al norte de la isla y lineamientos NW-SE de epicentros que cruzaban los valles de La Orotava y Güímar y unían las dos zonas anteriores (Martí et al, 2009).

En abril de 2004 se produjo el mayor aumento de la actividad sísmica en el interior de la isla de los últimos 100 años, constituyendo la primera crisis sísmica detectada en Tenerife desde 1909, año de la última erupción volcánica producida en la isla (Figura 90). Durante esta crisis, el número de

eventos registrados fue de 249, mayor que el observado en el nivel de fondo, localizándose la mayoría de los epicentros en el interior de la isla y a poca profundidad, con una migración moderada con el tiempo desde la costa norte de Icod de Los Vinos hacia el estratovolcán Pico-Viejo y luego hacia la depresión occidental de Las Cañadas. Solamente cuatro de estos terremotos fueron sentidos.

Figura 90. Eventos registrados durante la crisis sísmica de 2004



Fuente: Martí et al, 2009

Durante esta crisis también fue observado un ligero incremento de la emisión de columnas de vapor del Pico del Teide, desde las 8.30 hasta las

10.30 h, y una emisión anómala de gas a lo largo de una nueva fractura que se abrió en la zona de Benijos, en el valle de la Orotava, el 5 de diciembre de 2004. La emisión de gas se produjo entre los terremotos ocurridos el 29 de noviembre y el 9 de diciembre y coincidió con el aumento de la señal de tremor volcánico producido a partir del 29 de noviembre y que desapareció el día del comienzo de la emisión de gas en Benijos (García et al., 2006). Carracedo y Troll (2006) propuso que esta emisión de gas era la emisión de vapor residual de una fábrica de queso ubicada en las inmediaciones, mientras que ITER informó la presencia de un componente magmático en la emisión de gas Benijos (publicado en la revista local "El Baleo", febrero de 2005, 25), 9-11). La fractura de Benijos se superpone al lineamiento tectónico definido por las ubicaciones de los epicentros entre los valles de Güímar y Orotava, lo que sugiere un control tectónico para la ubicación de la fractura.

En tramitación

3.5 Exposición y elementos vulnerables

3.5.1 Exposición y vulnerabilidad en el contexto del PAIV

A partir de la zonificación espacial de los peligros volcánicos categorizados por niveles de amenaza, se elabora a continuación una exhaustiva identificación de los elementos vulnerables para las zonas de amenaza Muy Alta y Alta. Para cada una de estas zonas se realiza una ficha inventario de carácter sintético y gráfico, donde aparte de señalar esta información se añaden también los principales peligros volcánicos que pueden afectar a las mismas, su nivel de amenaza y la complejidad de la gestión en caso de emergencia volcánica.

3.5.2 Fuentes de información utilizadas. Bondades e inconvenientes

Para la elaboración de las fichas inventario de las zonas de amenaza volcánica Muy Alta y Alta se ha procedido, inicialmente, a la recopilación y tratamiento de la información relativa a los elementos vulnerables del Catálogo de Medios y Recursos de Protección Civil e Inventario de Elementos Vulnerables del Cabildo de Tenerife. Gran parte de la información de base contenida en este Catálogo ha sido completada con otras fuentes oficiales cuando los vacíos eran importantes o por motivos de incompletitud de los datos, aun cuando estas mismas fuentes presentan también sus inconvenientes, información desactualizada o incongruencias con los datos del Cabildo. Estas fuentes consultadas son [UNIFICA](#) y [SITCAN Open Data](#) del Gobierno de Canarias, [TenerifeData](#), [GRAFCAN](#) y el [Instituto Canario de Estadística \(ISTAC\)](#).

La construcción de la base de datos en el contexto del PAIV y para su integración en el PEVOLCA se desarrolla según lo especificado en su Anexo 10. En este Anexo se exponen los ítems mínimos que deben contener cada elemento vulnerable, para lo cual se han incorporado otros campos necesarios para el logro de los objetivos pretendidos por el PAIV, como la identificación de los elementos estratégicos o su condición como elemento vulnerable, recurso o amenaza.

No obstante, este ejercicio de catalogación deberá ser revisado durante las fases de implantación determinados en el PAIV, actualizando la información en las bases de datos y comprobando el estado de los elementos vulnerables.

3.5.3 Identificación y clasificación de los elementos vulnerables

Cuando se manifiesta una situación de emergencia, los elementos vulnerables implantados en el territorio que pueden verse afectados son muy numerosos. También es amplia y variada la naturaleza de estos elementos, así como de los servicios que prestan. Por estas razones, en un ejercicio de síntesis necesario para alcanzar los objetivos del PAIV, es necesario acotar el ámbito de análisis, restringiendo el campo de estudio a aquellos elementos que tienen una mayor relevancia desde el punto de vista de la gestión de la emergencia colectiva.

Además, del conjunto de elementos vulnerables seleccionados hay algunos que cumplen la condición de ser *estratégicos*. Para establecer qué sistemas o elementos son estratégicos hay que considerar la funcionalidad que

cumplen estos sistemas frente a situaciones de emergencia extraordinaria o desastres naturales, esto es, identificar el rol que desempeñan. Desde este punto de vista, un elemento puede considerarse estratégico por varios motivos:

- a) Porque su funcionamiento es crucial antes, durante y después de acontecida la emergencia.
- b) Porque pueden operar como apoyo a la gestión de la emergencia de protección civil con independencia del uso para el que está concebido.
- c) Porque en caso de sufrir algún deterioro o daño, puede ocasionar pérdidas económicas cuantiosas o graves perjuicios medioambientales y es necesario destinar importantes recursos, preferentemente públicos, pero también privados, para su reposición, bien sea de manera inmediata o a medio y largo plazo.
- d) Porque concentran un volumen importante de personas en un espacio acotado.
- e) Porque reúnen especiales características de peligrosidad que, en caso de accidente o siniestro, pueden generar una situación de emergencia por sí mismos.

En la *Guía Análisis de riesgos naturales para el ordenamiento territorial* (2011), elaborada por el Gobierno de Chile, puede profundizarse en estas cuestiones.

Conforme a estas consideraciones iniciales y a partir de la clasificación de elementos vulnerables establecida por el PEVOLCA (de tipo NATURAL, de tipo SOCIAL y de tipo TECNOLÓGICO), este Plan de Actuación procede a introducir una nueva sistemática en la identificación y clasificación de elementos vulnerables, describiendo para los diferentes elementos los motivos que justifican su inclusión.

Del conjunto de elementos identificados, tienen especial significación, por su carácter estratégico, los que están señalados con asterisco (*).

Conviene aclarar que este proceso de sistematización [de los elementos vulnerables] se ha llevado a cabo teniendo en cuenta las características territoriales de las zonas que registran una amenaza volcánica Muy Alta y Alta de acuerdo con la propuesta contenida en el apartado 3.3.2 de este Plan. En consecuencia, en la identificación de elementos vulnerables se han descartado determinados tipos de infraestructuras o equipamientos que no se localizan en esas zonas, a pesar de que puedan tener un carácter estratégico indiscutible o sean relevantes para la gestión de la emergencia, por ejemplo, una central térmica o un aeropuerto.

TIPO NATURAL

Comprende aquellos elementos naturales que tienen carácter de vulnerables por la relevancia y/o singularidad de los valores ambientales y ecológicos que encierran y el notable perjuicio que se produciría si fueran afectados por una situación de emergencia.

Engloba las siguientes categorías:

Montes: incluye la superficie de la isla ocupada por masas forestales. Hay que tener en cuenta que uno de los peligros extrínsecos que puede derivar de una erupción volcánica son los incendios forestales y, por consiguiente, se considera oportuno considerar esta categoría. Incluye el siguiente elemento:

- Montes de Utilidad Pública (*): superficie en km² ocupada por montes o masas forestales que prestan importantes beneficios ambientales o sociales a la ciudadanía.

Zonas Protegidas: incluye las áreas protegidas de la isla declaradas conforme a la legislación estatal y autonómica en materia de conservación del patrimonio natural y la biodiversidad y de directivas europeas enfocadas a la protección y conservación del medio natural. Engloba los siguientes elementos:

- Espacio Natural Protegido ENP (*).
- Zona Especial de Conservación ZEC (*).
- Zona de Especial Protección para las Aves ZEPA.

TIPO SOCIAL

Engloba las siguientes categorías:

Centros asistenciales: agrupa dotaciones o equipamientos en los que se desarrollan actividades realizadas por segmentos de población especialmente vulnerable en situación de emergencia extraordinaria: personas de la tercera edad y/o con discapacidad. Aunque engloba equipamientos en los que la presencia de este colectivo de personas

puede ser temporal (centro de día) o permanente (residencia de tercera edad), lo cual merece una respuesta distinta desde la perspectiva de la gestión de la emergencia, se ha optado por la inclusión de todos los elementos. Son los siguientes:

- Centro de día.
- Centro de personas con discapacidad (*).
- Residencia de tercera edad (*).

Centros educativos: los equipamientos incluidos en esta categoría son importantes desde el punto de vista de la gestión de las emergencias colectivas por una doble condición: albergar población en edad escolar, por tanto, vulnerable, y reunir condiciones físicas y constructivas adecuadas, *a priori*, para servir como albergue de carácter temporal para población desplazada. Se distinguen dos tipos de elementos:

- Centros de educación infantil/preescolar (*).
- Centros de educación primaria/secundaria/especial (*).

Centros sanitarios: los elementos incluidos en esta categoría ofrecen un servicio esencial para la sociedad. En caso de verse afectados, la prestación de los servicios sanitarios puede verse seriamente comprometida, obligando a derivar la atención de los enfermos o pacientes que habitualmente acuden a ellos o imposibilitando la asistencia de las víctimas y accidentados ocasionados por la erupción volcánica. Incluye:

- Consultorio Local.
- Centro de Salud (*).
- Hospital (*).

Comercio: los establecimientos en los que se desarrolla la actividad comercial, en cualquiera de sus manifestaciones, concentran un elevado número de personas a determinadas horas del día. Su tipología es variada (tiendas de proximidad, mercadillos, supermercados, hipermercados...), pero por el volumen de población que pueden albergar, por la amplia variedad de productos que en ellos se comercializan y por estar dotados generalmente de amplias zonas de aparcamiento, hay que considerar especialmente a los centros comerciales porque esas características los convierten en establecimientos con potencialidad para detentar funciones logísticas o de albergue cuando se registra una catástrofe.

- Centros comerciales (*).

Patrimonio cultural: incluye elementos de gran interés cultural que pueden sufrir graves daños durante una situación de emergencia, provocando una importante pérdida patrimonial. A los efectos del análisis efectuado en este Plan tienen especial interés los Bienes de Interés Cultural (BIC) declarados conforme a la legislación en materia de patrimonio.

- Bienes de Interés Cultural (*): bienes que ostentan notorios valores históricos, artísticos, arqueológicos, etnográficos o paleontológicos, o que constituyen testimonios singulares de la cultura canaria.

Población: El objetivo fundamental de cualquier sistema público de protección civil es la protección y salvaguarda de las personas. En consecuencia, resulta imprescindible conocer el volumen de población en la zona afectada por el siniestro, la estructura por edad y sexo a los efectos

de determinar el número de personas que integran grupos a los que se presupone un mayor nivel de dependencia, y su distribución territorial.

Comprende los siguientes elementos:

- Núcleos de población (*).
- Diseminado (*).

Turismo: los establecimientos turísticos tienen especial interés al tratarse Tenerife de un destino turístico internacional de primer orden. Este tipo de establecimientos constituyen puntos de alojamiento temporal y aglomeración de un número elevado de personas, con un conocimiento del entorno inferior a los residentes en la isla, aspecto a tener muy cuenta cuando se registran emergencias colectivas. Por otro lado, la importancia de hoteles y establecimientos extrahoteleros radica en que pueden servir, en un momento dado, para albergar población evacuada.

Engloba los siguientes elementos:

- Hotel (*).
- Establecimientos extrahoteleros/apartamentos (*).
- Hotel/casa rural (*).

Usos recreativos, de ocio y esparcimiento: esta categoría incluye elementos de naturaleza y características dispares, que tienen en común su vinculación con actividades relacionadas con el ocio y recreo de la población en cualquiera de sus manifestaciones, incluyendo las deportivas. Desde la perspectiva de protección civil, su interés reside en que se trata,

con carácter general, de dotaciones o equipamientos con capacidad para albergar un importante volumen de personas en un momento dado, pero también porque por el tamaño, diseño y la configuración de sus espacios pueden servir como puntos de concentración de personas, centros de logística o lugares de albergue en caso de ser requerido. Incluye los siguientes elementos:

- Albergue.
- Área de descanso.
- Área recreativa.
- Aula de la Naturaleza.
- Campamento.
- Centro de visitantes.
- Zona de acampada.
- Campo de fútbol (*).
- Polideportivo (*).
- Piscina pública.
- Campo de golf.
- Auditorio.
- Cine.
- Museo.
- Teatro.
- Parque público (*).
- Playa.
- Zoológico/botánico.

TIPO TECNOLÓGICO

Infraestructuras hidráulicas: la producción, almacenamiento, distribución y tratamiento del agua para los diferentes sectores (primario, turismo, abasto urbano) constituye un servicio básico, en especial cuando se trata del abastecimiento urbano. Un fallo generalizado en este tipo de infraestructuras o la interrupción del suministro de agua puede tener consecuencias nefastas para el normal desenvolvimiento de la sociedad.

Incluye los siguientes elementos:

- Galerías (*).
- Pozos (*).
- Desaladoras/tratamiento agua salobre (*).
- Balsas (*).
- Presas.
- Depósitos abasto urbano (*).
- Red básica de transporte de agua (*).
- Estación depuradora EDAR (*).
- Emisario.

Infraestructuras vinculadas a la gestión de residuos: en este tipo de instalaciones se manipulan y almacenan materiales y sustancias que pueden dar lugar a incendios urbanos localizados o a vertidos o emisiones al subsuelo y a la atmósfera que requieran una rápida intervención.

Comprende los siguientes elementos:

- Planta de Transferencia (*).
- Punto Limpio (*).

Red eléctrica: el suministro de electricidad es fundamental en las sociedades modernas por cuanto su interrupción afecta de forma considerable a la prestación de servicios esenciales como la sanidad, la educación o la gestión y administración pública, además de tener un impacto directo en la actividad cotidiana de los ciudadanos. Incluye los siguientes elementos:

- Líneas de transporte de 66-220 kV (*).
- Subestación de transformación (*).

Red de telecomunicaciones: la red de telecomunicaciones garantiza la disponibilidad de comunicación y conectividad permanente, prestando un servicio fundamental, que se ha incrementado en los últimos años con el uso masivo de la telefonía móvil y de dispositivos portátiles. El fallo o la interrupción de estos servicios tienen consecuencias negativas, pudiendo complicar especialmente la gestión de la emergencia.

- Antenas de la Red de Seguridad y Emergencias RESCAN (*).
- Antenas de radiotelevisión y telefonía móvil (*).

Red viaria: las carreteras, así como elementos anexos a las mismas, constituyen infraestructuras básicas por cuanto posibilitan la movilidad y el transporte de personas y mercancías por tierra. Además, en caso necesario sirven como elemento soporte de la evacuación y posibilitan el acceso a las zonas siniestradas de los medios que intervienen.

Engloba los siguientes elementos:

- Carreteras o vías terrestres (solo autopistas, autovías o vías asfaltadas con ámbito de servicio supralocal). (*)
- Puentes (*).
- Túneles (*).
- Paradas de guagua (*).
- Estación de guaguas (*).

Sector primario: la importancia de este sector, desde el punto de vista de la gestión de una emergencia volcánica, radica en la existencia de explotaciones ganaderas de determinadas especies (porcino, bovino, ovino, caprino y equino) que pueden requerir la evacuación y posterior albergue de los animales afectados fuera de la zona de peligro. Incluye por tanto el siguiente elemento:

- Explotaciones ganaderas (*).

Sector secundario (industrias): los elementos incluidos en esta categoría tienen relevancia por cuanto en ellos se desarrollan actividades que pueden originar accidentes tecnológicos, amplificando, en caso de producirse, las consecuencias negativas derivadas de la gestión de la emergencia volcánica. Incluye:

- Industrias.
- Gasolinera/butano (*).
- Instalación radiológica.

Transporte aéreo: aunque en las zonas analizadas en detalle no hay aeropuertos, las helisuperficies y helipuntos pueden prestar un apoyo nada desdeñable, especialmente cuando se trata de evacuaciones rápidas de heridos o accidentados y del transporte urgente de determinados materiales o bienes.

- Helipuerto/helisuperficie (*).
- Helipunto.

Transporte marítimo: los puertos pueden desempeñar un papel relevante en emergencias extraordinarias que afectan a un elevado número de personas. Determinados recintos portuarios pueden ocupar extensos espacios, albergar instalaciones de diferente tipo y contar con amplios aparcamientos que los convierte en infraestructuras idóneas para la evacuación, cuando no se puede realizar por medios terrestres, o para la logística (por ejemplo, para el suministro de bienes para la población afectada). Incluye:

- Puertos comerciales (*).
- Puertos deportivos (*).
- Puertos pesqueros.

3.6 Evaluación del riesgo en las zonas de amenaza volcánica

Como se explica en los apartados precedentes, no es objeto del PAIV la realización de una evaluación del riesgo sustentada en la consideración y ponderación de cada uno de sus componentes (amenaza, exposición y vulnerabilidad).

La aproximación al “riesgo” se realiza, en este caso, a partir de la descripción de estos factores y de una estimación del nivel de complejidad que tendrá la gestión de la emergencia volcánica en caso de producirse. Se considera que esta propuesta se ajusta de forma adecuada a los propósitos del Plan de Actuación al tener un carácter más operativo, que encaja mejor con el objeto y contenido de los diferentes subplanes que serán tratados en capítulos posteriores de este Plan.

Para las zonas identificadas con una amenaza Muy Alta y Alta se ha elaborado un contenido específico con el propósito de:

- a) Describir, con carácter general, el contexto geográfico en el que se desarrollará la erupción volcánica de producirse.
- b) Concretar el nivel de amenaza y los peligros volcánicos que se pueden manifestar.
- c) Identificar los elementos vulnerables más relevantes.

- d) Valorar cualitativamente el grado de complejidad derivado de la gestión de la emergencia volcánica.

Se desarrolla en los apartados 3.7 a 3.12 de este capítulo y está referido a las siguientes zonas:

- Zona 1: Santiago del Teide-El Tanque.
- Zona 2A: Valle de Icod-Garachico.
- Zona 2B: Santiago del Teide-Guía de Isora.
- Zona 3: Estratovolcán Teide-Pico Viejo.
- Zona 4: Icod de los Vinos-La Guancha.

Para cada una de las zonas señaladas, el contenido específico se presenta en tres secciones:

- a) Una **ficha de síntesis**, que muestra la información más significativa relativa al volumen de población expuesta y su distribución por sexo y edad; el nivel de amenaza y los peligros volcánicos que se pueden manifestar; la identificación de los elementos vulnerables y la estimación del grado de complejidad de la gestión de la emergencia.

En un ejercicio de priorización y simplificación de la información, en la ficha se muestra solo el número, longitud o superficie ocupada por aquellos elementos vulnerables que tienen la condición de estratégicos conforme a los criterios establecidos en el apartado 3.5.3 anterior. Aparecen identificados expresamente con un asterisco (*) en el citado apartado.

- b) Una **descripción y análisis de las principales características territoriales y socioeconómicas** que condicionan la respuesta a la emergencia.

Esta sección deberá incluir un **diagnóstico** de la complejidad que puede tener la gestión de la emergencia a partir de la información recopilada y de la consideración de los siguientes criterios en relación con tres aspectos:

- En relación con la población:
 - Número y distribución de la población, valorando positivamente tanto un reducido número de habitantes como la circunstancia de que la población esté concentrada en pocos núcleos en lugar de asentarse de forma dispersa.
 - El volumen de población encuadrada en la tercera edad y/o que esté discapacitada o requiera ayuda de carácter extraordinario por estar encamada.

El cálculo de la población de cada una de las fichas - inventario se ha elaborado a partir de los datos del ISTAC para el año 2017. Sin embargo, dado que los límites administrativos de los núcleos y entidades de población no coinciden con la zonificación de la amenaza descrita en este Capítulo, se ha obtenido una estimación de la población por género y grupos de edades (<5; 5-14 y ≥65 años). La metodología aplicada ha consistido en la distribución

equitativa de la población de cada uno de estos núcleos con el número de edificaciones que existen en los mismos. Si bien los resultados obtenidos presentan algunos inconvenientes, estos permiten, para las fichas inventario, tener una visión general del número de personas que habitan en las zonas de amenaza Alta y Muy Alta.

- En relación con la conectividad y la movilidad:
 - Proximidad de la población a vías de ámbito insular o comarcal, que facilitan una evacuación rápida.
 - Existencia de plazas, parques públicos u otros equipamientos que actúen como puntos de recogida, permitiendo la concentración o agrupamiento masivo de personas para su posterior traslado.
 - Existencia de espacios públicos de grandes dimensiones, polideportivos, campos de fútbol, infraestructuras portuarias y, en general, cualquier infraestructura o dotación de grandes dimensiones, con buena conexión y que pueda ser utilizada, desde el punto de vista logístico, para acoger centros de recepción de medios.
- En relación con los riesgos indirectos o extrínsecos y con la afección a elementos vulnerables estratégicos:

- La existencia de masas forestales, especialmente si se localizan en la proximidad de núcleos o asentamientos de población.
- La existencia de elementos con posibilidad de colapsar, por ejemplo, túneles, puentes o viaductos.
- La existencia de zonas con posibilidad de desprendimientos o movimientos de ladera, sobre todo si se localizan cerca de núcleos habitados o en las inmediaciones de carreteras de ámbito insular o comarcal.
- La localización de infraestructuras relevantes de producción o distribución de energía.
- La presencia de instalaciones que almacenan sustancias peligrosas por su alta combustibilidad o toxicidad, por ejemplo, las gasolineras.
- La existencia de infraestructuras de abastecimiento (captación, producción, almacenamiento y transporte) y depuración de aguas.

Una vez analizados estos criterios, se ha procedido a realizar una valoración cualitativa del grado de complejidad de la gestión de la emergencia conforme a una clasificación en cinco categorías: Muy Baja, Baja, Moderada, Alta y Muy Alta. La categoría correspondiente asignada a cada zona de amenaza se refleja también en la ficha de síntesis.

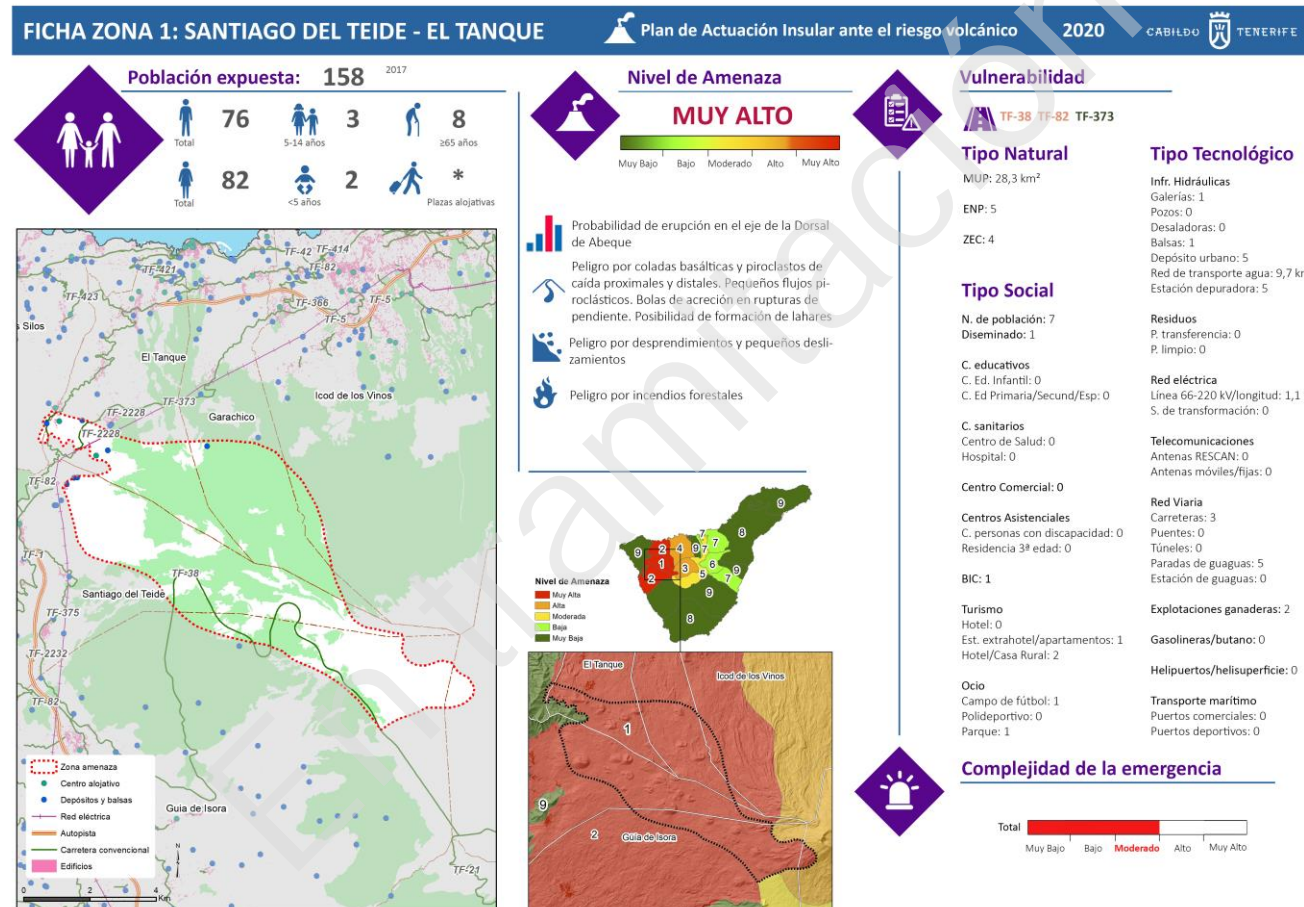
- c) Una **tabla detallada** que contiene la relación de todos los elementos vulnerables inventariados, tengan o no la condición de estratégicos, y con inclusión, en su caso, de datos relevantes sobre los mismos.

Por la extensión y el nivel de desagregación de la información, se ha estimado conveniente reproducir dichas tablas en los siguientes Anexos del Capítulo 3 del Plan:

- **Anexo 1.** Zona 1: Santiago del Teide-El Tanque.
- **Anexo 2.** Zona 2A: Valle de Icod-Garachico.
- **Anexo 3.** Zona 2B: Santiago del Teide-Guía de Isora.
- **Anexo 4.** Zona 3: Estratovolcán Teide-Pico Viejo.
- **Anexo 5.** Zona 4: Icod de los Vinos-La Guancha.

3.7 Zona 1: Santiago del Teide – El Tanque

3.7.1 Ficha




La Zona 1 tiene una extensión de 47,48 km² y se sitúa en la mitad oeste de la isla de Tenerife entre las Zonas 2A y 2B, en una franja que va desde los 1.000 hasta los 2.000 metros de altitud. Comprende los municipios de El Tanque, Garachico, Guía de Isora y Santiago del Teide en los límites de cumbre.

3.7.2 Población Expuesta

Los núcleos de población según ISTAC (2017), cuya superficie comprende terrenos delimitados en este ámbito, son 7, aunque en un buen número de ellos no reside población o ésta es escasa. De acuerdo con las estimaciones realizadas en este estudio, podrían verse afectadas un total de 158 personas, 3 niños, 2 menores de 5 años y 8 personas mayores. Los núcleos afectados de más importancia son Erjos de El Tanque y Valle de Arriba, en el término municipal de Santiago del Teide, rondando entre 30 y 60 habitantes (ISTAC, 2017). Aunque se localice fuera de la Zona 1, también puede verse afectado el núcleo de San José de Los Llanos.

En consecuencia, el volumen de población expuesta es BAJO.

3.7.3 Nivel de Amenaza

Los peligros volcánicos asociados a este ámbito se refieren a la alta susceptibilidad de erupciones de tipo fisural en el eje de la Dorsal de Abeque, con emisiones de coladas de lava y piroclastos de caída proximales y distales. También pueden dar lugar a pequeños flujos piroclásticos y bolas de acreción en sectores de rupturas de pendiente.

Otro de los peligros añadidos son los incendios forestales que se puedan producir durante la erupción y que podrían complicar la gestión de la

emergencia. La masa forestal cubre parte de esta zona, si bien lo hace de forma irregular y hasta aproximadamente los 1.800 metros de altitud.

La topografía se caracteriza por sus pendientes suaves con distribución de numerosos conos volcánicos. Las coladas lávicas, en caso de canalizarse, irían bajo esta predisposición y siguiendo la reciente red hidrográfica hasta la barrera orográfica del Macizo de Teno.

El nivel de amenaza de la Zona 1 se considera MUY ALTO.

3.7.4 Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados

Los datos obtenidos para la infraestructura turística de este ámbito indican la existencia de un número muy reducido de establecimientos, orientados principalmente al turismo rural (Cabildo de Tenerife, 2018). Se ignora el número de plazas alojativas (Tenerife Data, 2017, SITCAN, 2015).

Por otro lado, no existe ningún equipamiento educativo ni sanitario, y sólo se ha identificado un campo de fútbol, en el núcleo de Erjos, que por sus dimensiones puede tener alguna función en caso de emergencia. Asimismo, en cuanto al patrimonio histórico se ha identificado un Bien de Interés Cultural (BIC), la zona arqueológica de Los Partidos de Franquis. En el área objeto de estudio se localiza, además, el Ecomuseo de El Tanque.

El sistema viario se compone de tres carreteras principales: la TF-38, que desciende del Parque Nacional del Teide hasta Guía de Isora; la TF-82, que conecta por el Sur con la TF-1 y por el Norte con la TF-42; y la TF-373, que enlaza con la TF-82 y recorre San José de Los Llanos hasta Icod. En el

momento de la emergencia volcánica, estas dos últimas carreteras (TF-82 Y TF-373) serán las rutas de evacuación, por lo que es necesario tener en cuenta su estado y las posibles vulnerabilidades que puedan surgir como consecuencia de la erupción (desprendimientos, cortes por coladas lávicas, exceso de tráfico, etc.). En este sector no se encuentran puentes ni túneles.

La infraestructura eléctrica se desarrolla en más de 1,1 km de red mediante una línea de alta tensión que recorre la parte alta de San José de Los Llanos y Erjos hasta las medianías de Icod de Los Vinos. En caso de emergencia volcánica, el servicio podría quedar gravemente afectado por el efecto de los seísmos y de las cenizas que pueden provocar la caída de las torretas.

En cuanto al sistema de abastecimiento de agua, entre otros elementos, está formado por 5 depósitos de abasto urbano. También hay que destacar que a través de esta zona discurre el Canal de Vergara y se ubica una balsa de almacenamiento de aguas en el paraje de La Hoya, en el término municipal de El Tanque. La vulnerabilidad de esta red está condicionada por la contaminación del acuífero y la posible interrupción del suministro de agua potable por la erupción, así como por una hipotética explosión en los depósitos o en la balsa al entrar en contacto el agua con las coladas de lava.

No se encuentran gasolineras que puedan suponer un riesgo de explosión, por el material inflamable que albergan, durante la erupción, ni existen antenas de telefonía que puedan sufrir graves afectaciones por seísmos o por la caída de cenizas volcánicas.

De acuerdo con la información disponible, se localizan 2 explotaciones ganaderas en la zona,

Finalmente, en cuanto al patrimonio natural de este ámbito, se identifican 5 Espacios Naturales Protegidos (ENP), entre los que destacan el Parque Rural de Teno y la Reserva Natural Especial del Chinyero, y 4 Zonas de Especial Conservación (ZEC). En esta zona la superficie ocupada por Montes de Utilidad Pública (MUP) se eleva a 28,3 km².

3.7.5 Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia

La Zona 1 es considerada con un nivel de amenaza Muy Alto, sin embargo, la complejidad en la gestión de la emergencia en función del análisis de la población, la accesibilidad y los elementos vulnerables existentes se estima moderada. Como se deduce de la lectura de la información disponible, el volumen de población directamente afectada es muy reducido y apenas hay infraestructuras o equipamientos relevantes y de carácter estratégico cuyo servicio pueda verse comprometido por la manifestación del fenómeno volcánico. Si bien es cierto que buena parte de la zona está cubierta por masas forestales y existe un riesgo indirecto de incendio forestal derivado de la erupción volcánica, el reducido número de elementos vulnerables expuestos no complica de forma sustancial la gestión de la emergencia.

No obstante, a diferencia de otras zonas, la proximidad de los asentamientos de población de Erjos, San José de Los Llanos y Valle de Arriba a los posibles centros de emisión que pueden surgir en el eje de la dorsal y la incertidumbre en cuanto al tiempo disponible para acometer la



evacuación preventiva, introducen un factor de complejidad que debe ser tenido en cuenta.

La existencia de varias vías de comunicación, fundamentalmente las carreteras TF-82 y la TF-373, facilitará la rápida evacuación de la población afectada hacia el norte o sur de la isla, dependiendo de las circunstancias.

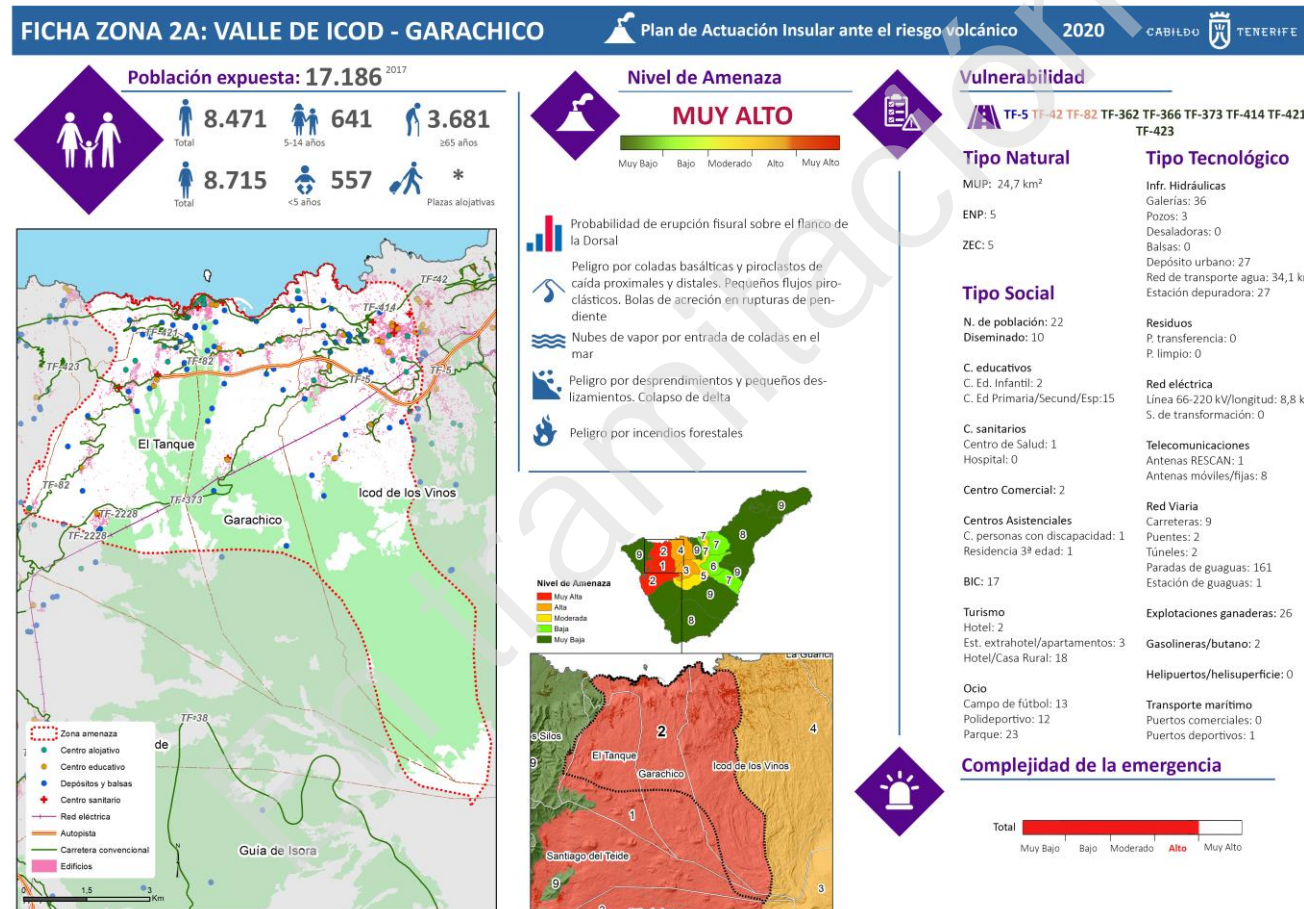
En conjunto, el grado de complejidad en la gestión de la emergencia volcánica se considera MODERADO.

En tramitación



3.8 Zona 2A: Valle de Icod – Garachico

3.8.1 Ficha



La Zona 2A comprende una superficie de 64,21 km² y se sitúa en la parte Noroeste de la isla, en la Dorsal de Abeque, acogiendo parte de los municipios de El Tanque, Garachico e Icod de los Vinos. Esta zona presenta rasgos orográficos de gran complejidad. En el caso del municipio de El Tanque, un municipio dispuesto sobre medianías y cumbres, que discurren por acusadas pendientes, siendo éste un factor determinante en su articulación territorial. Tanto Garachico como Icod de los Vinos se extienden desde la zona de cumbre hasta la costa. En este caso se trata de un área caracterizada por pendientes menos acusadas.

3.8.2 Población expuesta

Respecto a la población, ésta se estima en 17.186 habitantes, 8.471 hombres y 8.715 mujeres. De cara a una posible evacuación, es importante remarcar que 557 son menores de 5 años, 641 están entre los 5 y 14 años y 3.681 son mayores de 65 años, siendo este un valor muy significativo. Esta población se distribuye básicamente por los sectores de medianías y costa. Esta zona engloba 22 núcleos de población según ISTAC (2017) entre los que destacan los núcleos de Garachico, ubicado en la costa, con 1.841 habitantes; el Tanque con 1.619, La Vega con 1.345 habitantes e Icod de los Vinos con 6.374, situados los tres en zonas de medianías, siendo este último el más importante. Otros núcleos destacables, son El Amparo, Fuente La Vega, Genovés, San Juan del Reparó y las Cruces, con una población comprendida entre 500 y 600 habitantes.

El volumen de población expuesta es ALTO y la estructura por edades, que muestra un claro envejecimiento, es un aspecto a tener en cuenta.

3.8.3 Nivel de amenaza

La Zona 2A posee un nivel de amenaza muy alto debido a la alta probabilidad de erupciones en el flanco N de la Dorsal de Abeque. La formación de coladas basálticas y los piroclastos de caída proximales y distales constituyen otro peligro a tener en cuenta, así como, la formación de pequeños flujos piroclásticos y bolas de acreción en rupturas de pendiente. En caso de que las coladas llegasen al mar, se formarían nubes de vapor, lo que supondría otra amenaza importante para la población. Otros peligros asociados serían los desprendimientos y pequeños deslizamientos que pudieran producirse, además de la posibilidad de que se produzcan colapsos de delta. Asimismo, un rasgo distintivo de esta área es la extensa cobertura forestal, un factor que puede desencadenar peligros asociados como los incendios forestales.

La red hidrográfica juega un papel fundamental para el desarrollo de peligros como las coladas lávicas o el encauzamiento de flujos piroclásticos. La red para esta área se articula a través de múltiples barrancos como el Barranco de Correa, que separa Garachico de los Silos, el Barranco de la Hoya, entre Garachico e Icod de los Vinos o el Barranco de las Ánimas, que separa Icod de la Guancha. En el caso de El Tanque, la red hidrográfica está dominada por una única cuenca hidrográfica principal, Barranco Hondo. Cabe remarcar que los sectores correspondientes a los altos de Icod de Los Vinos presentan una mayor jerarquización, mientras que las áreas de Garachico y El Tanque la red hidrográfica presenta un carácter menos desarrollado.

El nivel de amenaza se considera MUY ALTO.

3.8.4 Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados

Entre los elementos vulnerables de tipo social existen 4.906 edificaciones, 17 centros educativos, 2 centros sociosanitarios, un Centro de Salud relevante (el de Icod de los Vinos) y 2 centros comerciales. Por otro lado, esta zona posee 47 instalaciones de ocio, 2 hoteles, 14 casas rurales, 4 hoteles de turismo rural y 3 establecimientos extrahoteleros (Cabildo de Tenerife, 2018). Se desconoce el número de plazas alojativas (Tenerife Data, 2017, SITCAN, 2015).

En cuanto al patrimonio cultural, existen 17 Bienes de Interés Cultural, que van desde monumentos, zonas arqueológicas, conjuntos históricos a jardines históricos y sitios etnológicos. Destacan el Conjunto Histórico de la Villa y Puerto de Garachico, el Conjunto Histórico de Icod de los Vinos y el Jardín Histórico correspondiente al Drago de Icod, además de varios inmuebles de carácter religioso con la categoría de Monumento.

Los elementos vulnerables de tipo natural son las zonas protegidas y las masas forestales. La zona engloba terrenos incluidos en 5 Espacios Naturales Protegidos, con especial incidencia en el Paisaje Protegido de Acantilados de La Culata, la Reserva Natural Especial del Chinyero y el Parque Natural de Corona Forestal. Los Montes de Utilidad Pública (MUP) abarcan una superficie aproximada de 24,7 km², si bien el área total ocupada por terrenos forestales en la zona es sensiblemente mayor.

En cuanto a la afección sobre los elementos vulnerables de carácter estratégico de tipo tecnológico hay que destacar la red viaria. Un total de 9 vías principales podrían ser afectadas, en concreto las carreteras TF-5

(Buen Paso-El Tanque), TF-42 (con varios tramos), TF-82 (Icod de los Vinos-Santiago del Teide), TF-362 (Icod – Las Manchas), TF-366 (Icod-La Vega por el Amparo), TF-373 (Icod-Puerto de Erjos-Los Llanos), TF-414 (Rotonda de Icod-Playa de San Marcos), TF-421 (Garachico-San Juan del Reparó) y TF-423 (Ruigómez-Tierra del Trigo), que podrían quedar inoperativas, acarreando serios problemas de comunicación que pueden ser graves en el caso de la TF-42, que opera a modo de corredor costero, y de la TF-82 y TF-5, que funcionan como los corredores viarios de las medianías. Lo mismo ocurriría con los 2 túneles y 2 puentes que se encuentran repartidos a lo largo de la zona.

Sin duda, tanto el sector primario como el sector industrial constituyen sectores de gran fragilidad frente a un episodio eruptivo. De acuerdo con la información disponible, están censadas en la zona alrededor 26 explotaciones ganaderas y 51 industrias. Además, se localizan 2 gasolineras.

La red eléctrica, con líneas de alta tensión con una longitud total de 8,8 km, y la red de telefonía, compuesta por 9 antenas, constituyen otros elementos vulnerables, en este caso producto principalmente de la acumulación de cenizas que pueden provocar la interrupción de los servicios de suministro eléctrico y de telecomunicaciones. Respecto al sistema de abastecimiento de agua, en la zona hay 27 depósitos de abasto urbano identificados y la red básica de distribución de agua se extiende en una longitud de 34,1 km. También hay numerosas infraestructuras de captación de aguas subterráneas (galerías y pozos). Finalmente, otra infraestructura destacada que puede verse afectada es el puerto de Garachico. Si bien tiene el carácter de puerto deportivo, el recinto

portuario y las instalaciones anexas tienen un enorme potencial como equipamiento que, en un momento dado, puede servir para dar soporte a la gestión de la emergencia en funciones de logística (recepción y almacenamiento temporal de medios materiales) y de evacuación de la población por mar.

3.8.5 Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia

La Zona 2A es un espacio con una población significativamente importante y presenta una estructura demográfica por grupos de edad que complica la gestión, ya que aproximadamente el 21% de la población tiene más de 65 años. El nivel de la amenaza ha sido clasificado como Muy Alto, debido a la alta probabilidad de una erupción en el flanco norte de la Dorsal de Abeque.

La red viaria susceptible de ser empleada como soporte de una evacuación se apoya principalmente en las carreteras TF-5, TF-42 y TF-82, viario que presenta buenas condiciones de accesibilidad. Las dificultades vendrían determinadas por la intensidad del fenómeno eruptivo y su afección directa sobre este viario. De la misma manera cabe destacar que los núcleos poblacionales de los municipios de El Tanque y Garachico presentan un escaso grado de dispersión, presentando estructuras más o menos compactas y próximas a las vías de comunicación principales de esta área, un doble factor que facilita el desarrollo y el control de procesos de evacuación. Por el contrario, las entidades de población de Icod de Los Vinos presentan un elevado grado de dispersión, como puede ser en El Amparo (término municipal de Icod de los Vinos) y en los alrededores del

casco de este municipio, hecho que dificulta la gestión de la emergencia en este ámbito espacial.

Los núcleos de población cuentan con suficientes infraestructuras y dotaciones (polideportivos, campos de fútbol) que pueden actuar como apoyo a determinadas actuaciones que se realicen en aplicación del Plan de Actuación como la evacuación o el albergue temporal de personas. El puerto de Garachico también puede desempeñar, en un momento dado, funciones análogas, así como servir a modo de centro logístico para la recepción y distribución de medios materiales y humanos.

Una circunstancia a destacar es la existencia de varios puentes y túneles, como el de El Guincho o el falso túnel de entrada al casco de Garachico, ambos en la carretera TF-42, que podrían verse afectados por desprendimientos ocasionados por la sismicidad de origen volcánico. En el caso de Garachico es especialmente relevante porque en el supuesto de corte del tráfico en la carretera TF-42, la evacuación por medios terrestres de este núcleo de población, en el que residen varios miles de personas, se vería dificultada de manera extrema.

Además, hay que tener en cuenta que en algunos sectores de esta zona la masa forestal se ubica a escasa distancia de asentamientos de población importantes, como es el caso del núcleo de El Tanque, de las Montañetas (Garachico) o del núcleo de Las Abiertas (Icod de los Vinos), factor que introduce una complejidad añadida a la gestión de la emergencia en caso de incendio forestal ocasionado por la erupción.

En la zona se identifican dos gasolineras, una de las cuales se localiza en el interior del casco de Icod de los Vinos, circunstancia que debe tenerse especialmente en cuenta.

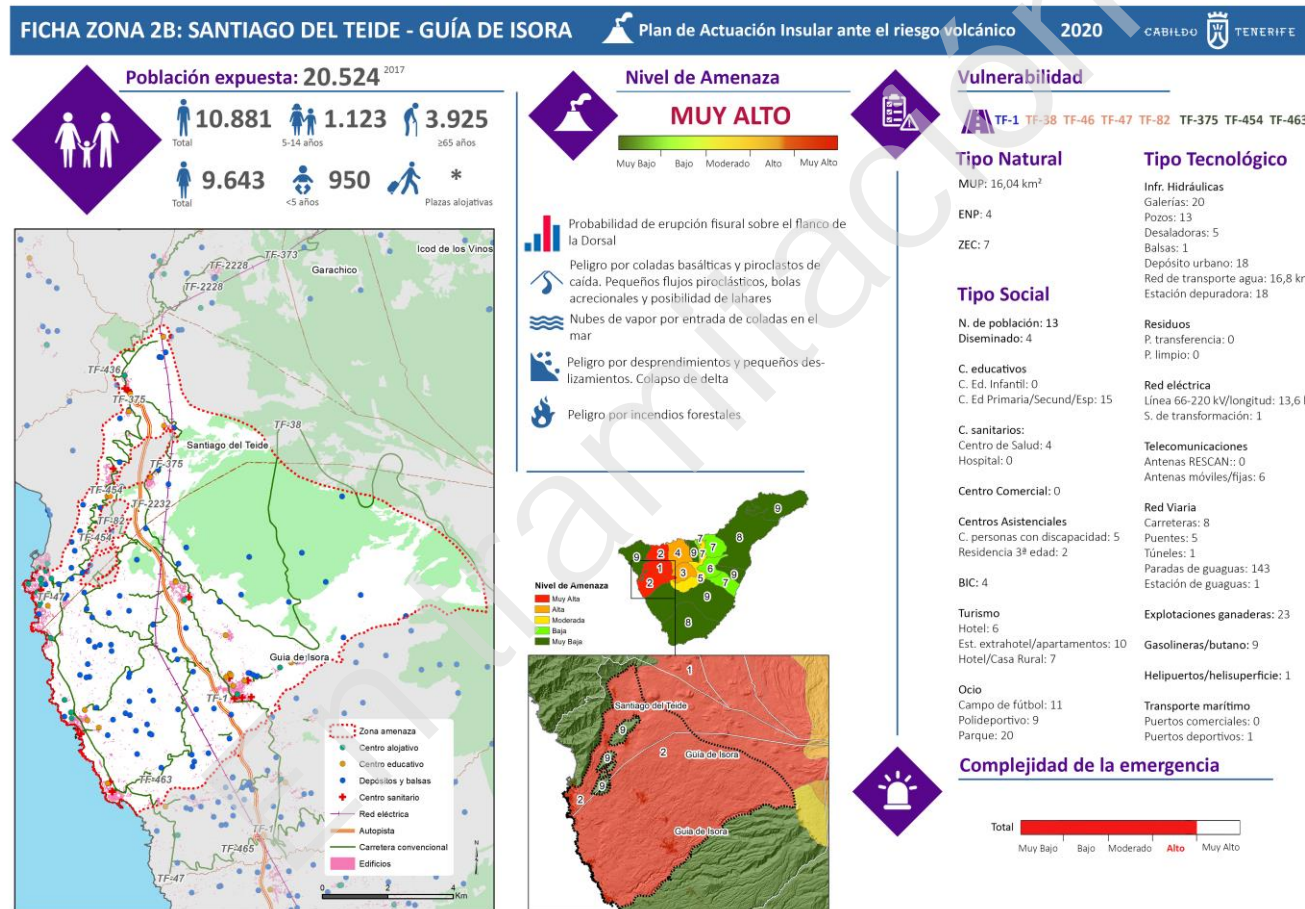
De la misma manera en esta extensa zona confluye un gran número de elementos vulnerables de distinta naturaleza, desde infraestructuras de tipo social como los centros sanitarios hasta de tipo tecnológico, donde destaca un gran número de infraestructuras hidráulicas, siendo el tratamiento de estas últimas de vital importancia.

En consecuencia, se puede afirmar que la Zona 2A presenta una gran complejidad en la gestión de la emergencia, por la superposición de todos los elementos citados con anterioridad, tanto por su nivel de amenaza, su volumen poblacional y su configuración territorial determinada, entre otros aspectos, por el gran volumen de elementos vulnerables existentes. Asimismo, esta zona podría verse afectada de manera directa por los peligros señalados para el resto de las zonas anexas definidas con niveles de amenaza Muy Alto y Alto.

En conjunto, el grado de complejidad en la gestión de la emergencia volcánica se considera ALTO.

3.9 Zona 2B: Santiago del Teide – Guía de Isora

3.9.1 Ficha



Complejidad de la emergencia



Total

Muy Bajo Bajo Moderado Alto Muy Alto

La zona 2B, ocupa una superficie de 95,51 km² y está situada en la parte Oeste de la isla, en concreto al SO de la Dorsal de Abeque, abarcando gran parte de los municipios de Santiago del Teide y Guía de Isora. El paisaje de esta zona se caracteriza por la presencia de las coladas perteneciente a la erupción del Chinyero de 1909. Se trata de un sector con pendientes moderadas y cuya población se localiza en las zonas de medianías y costa, presentando esta última mayores densidades.

3.9.2 Población expuesta

La población expuesta en esta zona es de 20.524 habitantes, siendo la población menor de 5 años, 950, la población de 5-14 años, 1.123 y la población mayor de 65 años, 3.925 habitantes (ISTAC, 2017). En términos globales, la población dependiente encuadrada en estos grupos de edad representa un 19,2 % de la población total, dato a tener en cuenta de cara a la gestión de la emergencia.

La población se distribuye, principalmente, en 13 núcleos. Los principales núcleos en el municipio de Guía de Isora son Playa San Juan con 4.097 habitantes seguido del casco de Guía de Isora con 3.754 y Alcalá con 4.329 habitantes. En el caso de Santiago del Teide, los principales núcleos son Puerto Santiago, 2.874 habitantes, y Acantilado de Los Gigantes, con 656. En ambos municipios, la población se concentra, mayoritariamente, en la zona de costa, si bien en medianías destaca el núcleo de Tamaimo con 1.286 personas.

El volumen de población expuesta es ALTO. La estructura demográfica por edades, que muestra un porcentaje elevado de población dependiente, es también un aspecto a tener en cuenta.

3.9.3 Nivel de amenaza

La red hidrográfica está conformada principalmente por barrancos de escasa jerarquización y recorrido, no obstante, la complejidad de esta red aumenta según nos aproximamos a Adeje. Las principales cuencas hidrográficas del municipio de Guía de Isora son las formadas por el barranco de Erques, que supondría el límite natural con municipio de Adeje, así como otros barrancos, como podrían ser el barranco del Chabuibo o barranco de San Juan. Por otro lado, la principal cuenca hidrográfica de Santiago del Teide es la formada por el barranco del Valle de Santiago.

En este ámbito geográfico existen múltiples peligros, que hacen de él un área de riesgo muy alto. La alta probabilidad de erupciones en el flanco SO de la dorsal de Abeque, así como la formación de coladas basálticas y piroclastos de caída y la configuración de pequeños flujos piroclásticos conforman un grave peligro. Además, la entrada de las coladas al mar significaría la formación de nubes de vapor que pueden acarrear problemáticas diversas, tal y como se recogió en la definición de los peligros del presente capítulo. Existen distintos peligros asociados a un episodio volcánico, en este caso podrían darse desprendimientos y pequeños deslizamientos, podrían producirse colapsos de delta y, además, existe un grave peligro de incendios forestales en la zona de cumbres.

El nivel de amenaza merece una calificación MUY ALTA.

3.9.4 Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados

Los elementos vulnerables de tipo social que existen en esta zona son numerosos. Se han identificado 15 centros educativos de educación primaria y superior; 2 residencias de 3ª edad y 5 centros con personas con discapacidad. También hay dotaciones sanitarias, resaltando por su importancia el Centro de Salud de Guía de Isora.

No existe ningún centro comercial, pero la oferta turística es relevante lo cual constituye una característica singular de esta zona que la diferencia de las otras. Se han identificado 6 hoteles, algunos muy destacados como el Gran Meliá Palacio de Isora, 7 casas rurales y 10 establecimientos extrahoteleros, concentrándose en su mayor parte en la costa de Santiago del Teide y, en menor medida, en los núcleos de Chirche y Aripe en las medianías de Guía de Isora (Cabildo de Tenerife, 2018). No se tiene información sobre el número de plazas alojativas (Tenerife Data, 2017, SITCAN, 2015).

Importante señalar que hay 11 campos de fútbol y 9 polideportivos. De cara a su posible utilización durante una situación de emergencia, su distribución geográfica es adecuada porque los principales núcleos de población de la zona (Guía de Isora, Alcalá, Chío, Puerto Santiago, Tamaimo) cuentan con instalaciones de estas características. En cuanto al patrimonio cultural, a destacar la existencia de 4 Bienes de Interés Cultural entre los que merece especial mención los Conjuntos Históricos de Guía de Isora y del Caserío de Chirche y Aripe.

En cuanto a los elementos vulnerables de tipo natural, la masa forestal comprende una extensión importante, sobresaliendo la superficie ocupada por los Montes de Utilidad Pública (MUP) con 16 km². También se localizan diferentes espacios protegidos, entre los que destaca por su extensión el Parque Natural de Corona Forestal. Además, cabe mencionar, en los límites con la Zona 1, el Parque Nacional del Teide y la Reserva Natural de El Chinyero.

La red viaria constituye otro elemento vulnerable, contabilizándose hasta 8 carreteras principales en la zona: TF-1 (acceso a Fonsalía-Santiago del Teide), TF-38 (Boca Tauce-Chío), TF-46 (TF-1 hasta TF-47 Puerto de Fonsalía), TF-47 (Armeñime-Puerto de Santiago), TF-82 (en los tramos Icod de los Vinos-Santiago del Teide y Santiago del Teide-Armeñime), TF-375 (Santiago del Teide-Chío por Arguayo), TF-454 (Tamaimo-Puerto de Santiago) y TF-463 (Guía de Isora-Playa de San Juan). Por otro lado, de acuerdo con la información disponible hay un túnel (Túnel de El Bicho de 1.050 m de longitud en la TF-1) y 5 puentes de pequeñas dimensiones, en su mayor parte a lo largo de trazado de la carretera TF-82.

En la Zona 2B se localizan 23 explotaciones ganaderas y respecto a instalaciones que conllevan cierto nivel de peligrosidad en caso de accidentes, se identifican 9 gasolineras.

La red eléctrica y la red de telefonía forman parte también de los elementos vulnerables de tipo tecnológico. En el primer caso hay que destacar los 13,6 km de la línea de 66 kV, que discurre por las medianías, así como la existencia de una subestación de transformación en Guía de Isora.

En cuanto a las infraestructuras hidráulicas hay que destacar el elevado número de pozos y galerías existentes y la localización de varias desaladoras, tanto para el tratamiento de aguas salobres (EDAS de Tamaimo, Era del Llano I y Aripe) como para la desalación de agua de mar en instalaciones vinculadas a establecimientos hoteleros.

Por la Zona 2B discurren dos infraestructuras importantes para el transporte de agua a nivel insular: el canal de Vergara, por los sectores de cumbre, y el canal de Tamaimo-Lomo del Balo por las medianías. Además, se constata la existencia de 18 depósitos para el abastecimiento urbano y cinco infraestructuras de almacenamiento de agua, entre las que merece especial mención la balsa del Lomo del Balo. El resto son pequeñas presas, situadas en cauces de barranco, para retener el agua de la lluvia y en su mayor parte están semivacías.

Por último, mencionar la existencia de un pequeño puerto (Playa de San Juan) que, además del servicio que presta para un uso deportivo y/o pesquero, puede apoyar de forma sustancial las operaciones vinculadas a la gestión de la emergencia, sobre todo si el transporte terrestre se ve interrumpido. En los límites de esta zona se encuentra también el puerto deportivo de Puerto de Santiago.

3.9.5 Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia

La Zona 2B, considerada como de amenaza Muy Alta, presenta una serie de características que la diferencian de las Zonas 1 y 2A descritas.

Esta zona tiene un volumen de población considerable (más de 20.000 habitantes), con un elevado porcentaje de residentes que por su edad (menores de 14 años y mayores de 65 años) presentan, *a priori*, una mayor vulnerabilidad frente a emergencias de grave riesgo colectivo. Otro factor que añade más complejidad a la gestión de la emergencia es que engloba municipios que acogen una notable actividad turística, por lo que el impacto económico de una emergencia de tipo volcánico es incuestionable, así como la dificultad de mantener convenientemente informada a población no residente, con un idioma distinto y un menor conocimiento del medio.

La distribución de la población sobre el territorio no muestra una excesiva dispersión en comparación con algunos ámbitos de la Zona 2A y en su mayor parte se concentra en núcleos más o menos compactos. No obstante, también se detecta la existencia de numerosas viviendas aisladas en las medianías de Guía de Isora y en el espacio comprendido entre las carreteras TF-1 y la TF-47, circunstancia que habrá que tener muy en cuenta en caso de evacuación.

La accesibilidad es buena. A grandes rasgos, las carreteras TF-1 y TF-82 actúan como corredores viarios de medianías y la TF-47 como corredor costero, operando las carreteras TF-46, TF-454 y TF-463 como viarios que conectan la costa con las medianías. En este sentido, la ejecución reciente del cierre del anillo insular (ampliación de la TF-1) y de la conexión con Fonsalía (TF-46) ha mejorado notablemente la movilidad en esta zona, proporcionando vías alternativas, rápidas y de gran capacidad, para el desplazamiento de la población residente en los núcleos costeros (Alcalá y

Playa de San Juan) y en los de medianías (Guía de Isora, Chío, Arguayo, Las Manchas y Santiago del Teide).

Los núcleos con peor conectividad son Chiguergue, Aripe y Chirche, aunque se trata de asentamientos con poca población y con posibilidad de evacuación, por su localización, tanto hacia la TF-38 como hacia la TF-82.

El núcleo de Puerto de Santiago también presenta cierta problemática en caso de evacuación. Aunque parte del mismo está fuera de la Zona 2B, su singular ubicación al pie de las laderas meridionales del Macizo de Teno y su limitada accesibilidad debe ser tenida en cuenta. La existencia de un puerto deportivo puede proporcionar, al menos, algunas soluciones de cara a la gestión de la emergencia.

En general los núcleos cuentan con suficientes equipamientos deportivos o parques públicos para facilitar la concentración de personas, si bien los más pequeños (Chiguergue, Aripe, Chirche) pueden presentar algunas deficiencias en este sentido, compensadas por el escaso número de habitantes que tienen.

A diferencia de la zona 2A, la posibilidad de que incendios forestales provocados por la erupción volcánica afecten a asentamientos de población es muy reducida. En cambio, el riesgo de desprendimientos o caída de materiales por gravedad desde laderas, producto de los movimientos sísmicos ligados a la actividad volcánica, ha de ser considerado en algunos puntos, como es el caso de las bocas del túnel de El Bicho o en el núcleo de Puerto de Santiago que, aunque en sentido estricto se sitúa parcialmente fuera del ámbito territorial delimitado para la zona 2B, es conveniente incluir en esta diagnosis.

También hay que tener en cuenta la existencia de varias gasolineras insertas en la trama urbana (en el casco de Guía de Isora, casco de Santiago del Teide y casco de Tamaimo).

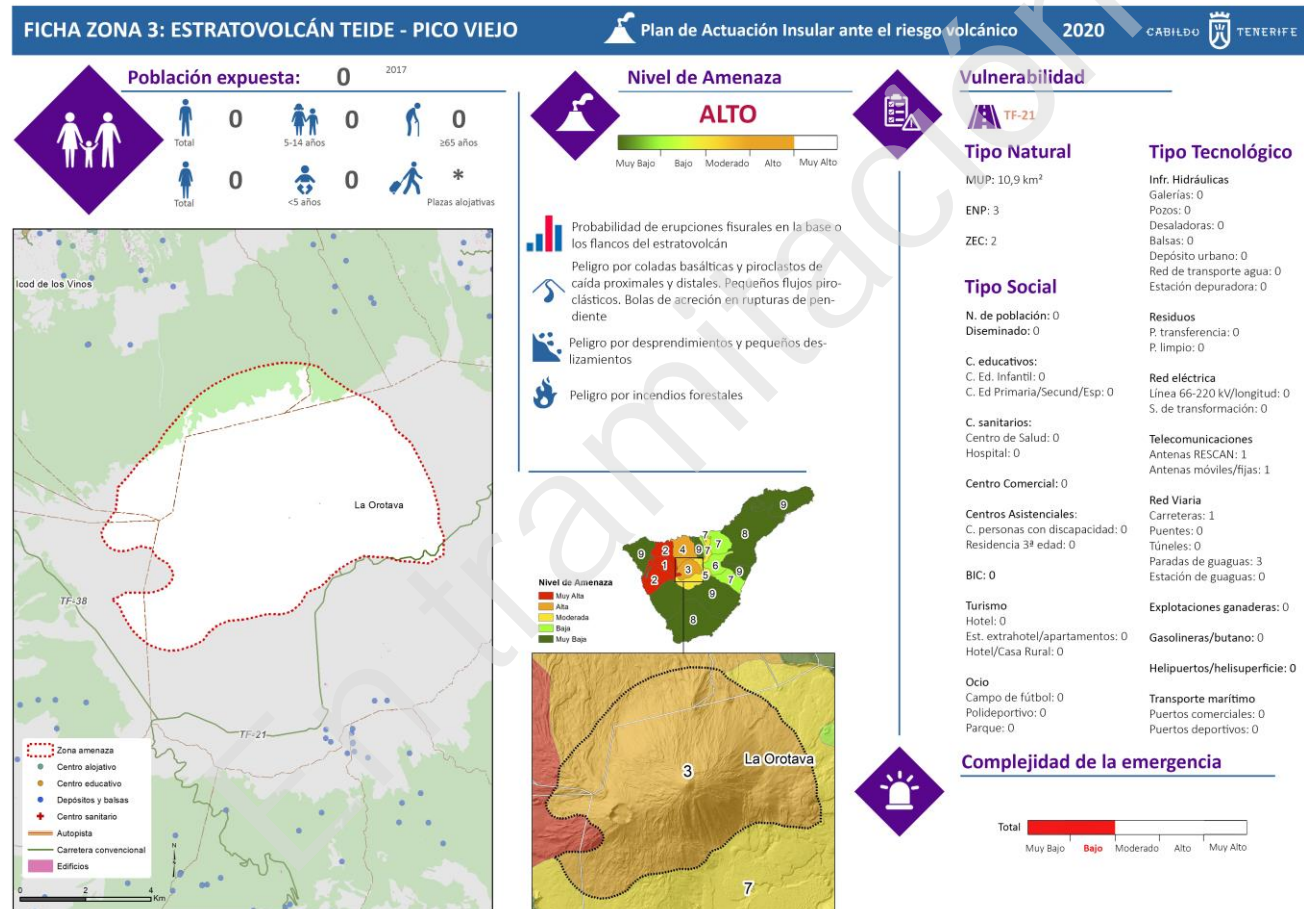
En cuanto a posibles accidentes en otras infraestructuras de tipo tecnológico que compliquen la gestión de la emergencia volcánica, hay que mencionar la balsa de Lomo del Balo con una capacidad de almacenamiento de más de 500.000 m³ según la información disponible. En caso de erupción volcánica podría producirse el contacto del frente de las coladas de lava con el agua almacenada, dando lugar a un incremento de la explosividad en un ámbito muy local. También es importante realizar un seguimiento de las condiciones estructurales de esta balsa para asegurar que la sismicidad vinculada a la actividad volcánica, que puede ser prolongada en el tiempo, no acabe provocando una rotura parcial o total de esta infraestructura.

Finalmente, hay que mencionar el importante número de pozos y galerías que podrían verse afectados, incluyendo las EDAS de Aripe y Tamaimo. También la posible repercusión por la caída de cenizas o por el impacto directo de las coladas sobre la línea eléctrica de 66 kV y sobre la subestación de transformación de Guía de Isora.

Considerando el ejercicio de diagnosis realizado en este apartado, el grado de complejidad de la gestión de la emergencia se considera ALTO.

3.10 Zona 3: Estratovolcán Teide - Pico Viejo

3.10.1 Ficha



La Zona 3 comprende una superficie de de 57,32 km² y está situada en el área central de la isla, en el complejo volcánico de El Teide. Engloba terrenos localizados en las cumbres de los municipios de La Orotava, Icod de los Vinos, La Guancha, Santiago del Teide y Guía de Isora.

3.10.2 Población expuesta

En esta zona no existen núcleos de población. En caso de erupción la exposición de las personas a los peligros volcánicos se limita al elevado número de visitantes que acceden al Parque Nacional del Teide diariamente, aunque esta situación es difícil que se produzca porque los indicios previos de la actividad volcánica habrán justificado la evacuación preventiva de la zona y el cierre de accesos al Parque.

En consecuencia, se considera que el volumen de población expuesta es MUY BAJO.

3.10.3 Nivel de amenaza

Los peligros volcánicos asociados a este ámbito se refieren a la alta susceptibilidad de erupciones con emisiones de coladas de lava y piroclastos de caída proximales y distales hacia el norte de la isla, si bien las vertidas hacia el sur no suponen un peligro al encontrarse con la barrera topográfica de las paredes de las Cañadas del Teide. También pueden dar lugar a pequeños flujos piroclásticos y bolas de acreción en sectores de rupturas de pendiente.

Otro de los peligros añadidos son los incendios en el sector norte de esta zona, ocupado por masas forestales de pinar abierto, que se pueden producir durante la erupción y que podrían complicar la gestión de la

emergencia. No se puede descartar tampoco que estos incendios se produzcan en sectores del interior, colonizados por matorral de cumbre y retamar.

La topografía se caracteriza por las elevadas pendientes de los conos volcánicos de El Teide y Pico Viejo. Hacia el norte las lavas serían canalizadas por la red hidrográfica, mientras que hacia el sur verterían hacia el Valle de Ucanca y serían retenidas por el circo de Las Cañadas.

El nivel de amenaza se considera ALTO.

3.10.4 Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados

En la Zona 3 no existe ningún equipamiento educativo ni sanitario. Tampoco se encuentran infraestructuras eléctricas ni hidráulicas.

Cabe mencionar las instalaciones del Refugio de Altavista, vinculado a la práctica del montañismo y senderismo, y del teleférico del Teide, que incluye las estaciones base y superior y la línea de este sistema de transporte guiado.

El sistema viario se compone de una única carretera principal: la TF-21 (La Orotava-Boca Tauce), que recorre todo el Parque Nacional y desciende por el sur hasta Vilaflores. En el momento de la emergencia volcánica, esta vía será la única ruta de evacuación y de acceso a la zona para la atención y seguimiento de la emergencia, por lo que es necesario tener en cuenta su estado y las posibles vulnerabilidades que puedan surgir como

consecuencia de la erupción. No existen puentes ni túneles a lo largo de su trazado en esta zona.

Tampoco se encuentran gasolineras que pueden suponer un riesgo de explosión por el material inflamable que albergan durante la erupción. Se han identificado 2 antenas de telecomunicación que pueden sufrir afección por la caída y acumulación de cenizas volcánicas o por la invasión de coladas lávicas.

Finalmente, en cuanto al patrimonio natural de la Zona 3, se identifican 3 Espacios Naturales Protegidos (ENP), entre los que destaca el Parque Nacional de El Teide, y 2 Zonas de Especial Conservación (ZEC). No hay Bienes de Interés Cultural.

3.10.5 Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia

La Zona 3, con un nivel de amenaza Alto, que engloba el edificio volcánico Teide-Pico Viejo, se corresponde con un área despoblada y con muy poca accesibilidad. Además, apenas hay elementos vulnerables expuestos.

Por tanto, presenta diferencias sustanciales con cualquiera de las otras zonas analizadas en cuanto a la baja exposición a los peligros volcánicos.

La carretera de acceso a la zona (TF-21) es la que atraviesa el Parque Nacional del Teide, por lo que un posible corte de la misma puede mermar la conectividad entre las diferentes vertientes de la isla a través de Las Cañadas, si bien existen otras alternativas que generalmente funcionan de

manera principal para realizar desplazamientos de un extremo a otro del territorio insular.

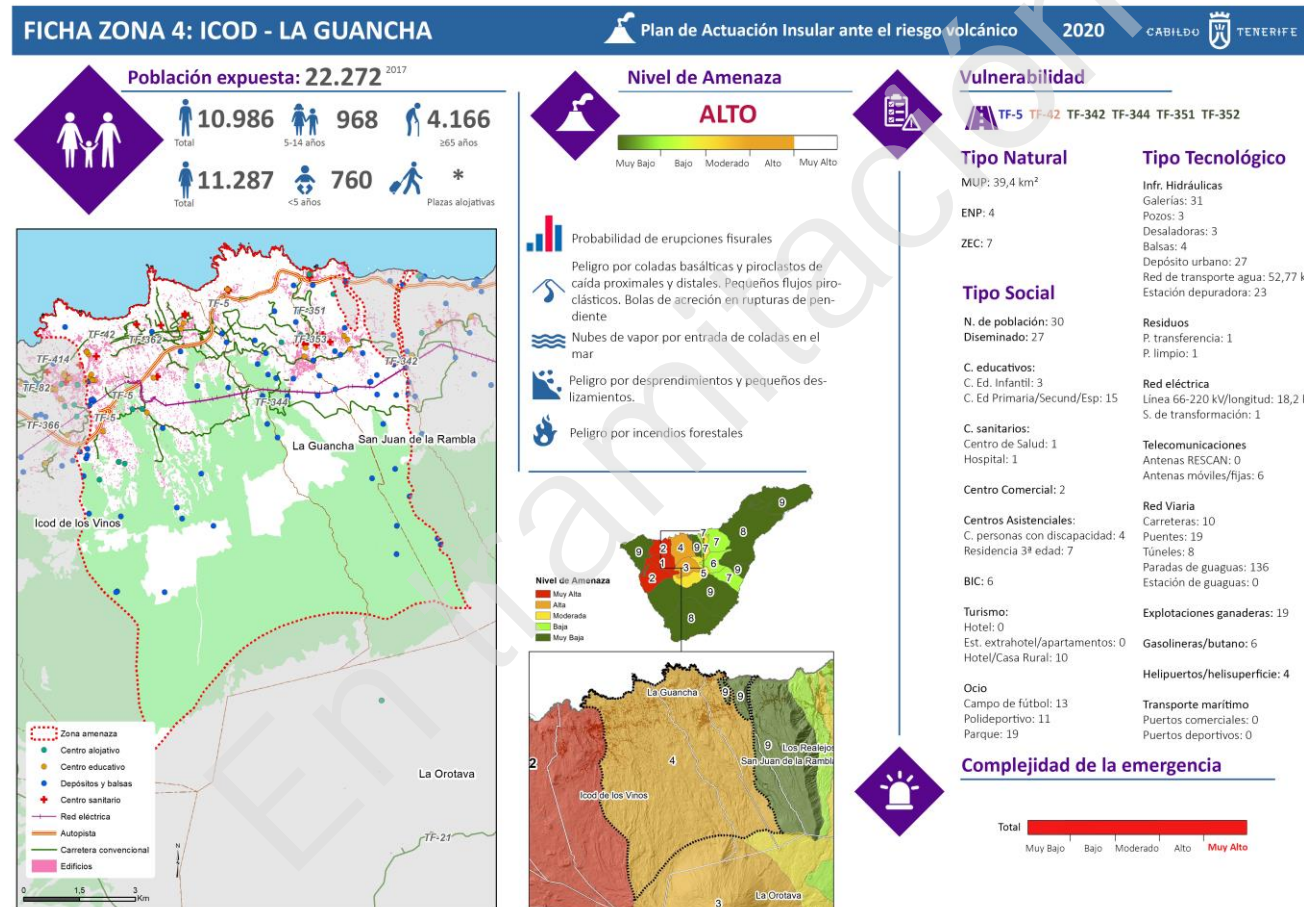
El único escenario que puede plantear riesgos es la presencia de visitantes en lugares en los que el desencadenamiento de movimientos sísmicos pre-eruptivos pueda ocasionar desprendimientos en áreas de ladera o en los flancos del Teide y de Pico Viejo. En las inmediaciones de la estación base del teleférico hay constatación de este peligro. Más difícil es que la erupción volcánica se produzca de forma repentina sin indicios previos, sorprendiendo a los miles de visitantes que transitan por esta zona día a día. En circunstancias normales, en caso de prever una erupción en esta zona su uso debe haber quedado restringido.

Debe advertirse, además, que una erupción en la Zona 3 puede adquirir carácter explosivo, o aún siendo de tipo efusivo, afectar a zonas anexas, cuya vulnerabilidad se contempla en la ficha correspondiente definida para la misma.

Considerando el ejercicio de diagnóstico realizado en este apartado, la complejidad de la gestión de la emergencia se considera BAJA.

3.11 Zona 4: Icod de los Vinos – La Guancha

3.11.1 Ficha



Complejidad de la emergencia



Muy Bajo Bajo Moderado Alto **Muy Alto**

La Zona 4 ocupa una superficie de 86,6 km². Se sitúa en el área noroccidental de la isla de Tenerife y al norte de El Teide, abarcando buen parte de los municipios de Icod de los Vinos, La Guancha y San Juan de la Rambla.

3.11.2 Población expuesta

La zona 4, compuesta por los municipios anteriormente citados, está conformada por 30 núcleos de población según ISTAC (2017), con una población total expuesta de 22.272 personas. En este sentido toma especial significado los grupos de edad especialmente vulnerables: 760 menores de 5 años, 968 con una edad comprendida entre 5 y 14 años y 4.166 personas mayores de 65 años. En conjunto, la población más vulnerable en función de la edad representa un porcentaje elevado (26,4%) de los efectivos demográficos totales.

Respecto a la distribución espacial de la población, los núcleos con mayor peso demográfico son Buen Paso, Cueva del Viento, La Guancha, Las Rosas, San Felipe, Santa Bárbara y La Mancha con una población que se sitúa entre 1.000 y 3.200 habitantes por núcleo (ISTAC, 2017). Asimismo, la ocupación del territorio para uso residencial se caracteriza, sobre todo en las medianías, por su elevada dispersión, principalmente en el término municipal de Icod de los Vinos.

En conjunto, el volumen de población es ALTO, pero el dato más relevante en relación con la exposición de las personas es su dispersión territorial.

3.11.3 Nivel de amenaza

Esta zona, definida como Icod-La Guancha, presenta un nivel de amenaza Alto. Los peligros volcánicos asociados a este ámbito territorial vienen determinados por la probabilidad de erupciones fisurales en la cumbre, lo que implicaría principalmente, la canalización de coladas de lava, piroclastos de caída y pequeños flujos piroclásticos proximales y distales hacia la costa, con posibilidad de bolas de acreción por ruptura de pendiente. Además, si estos materiales emitidos alcanzan los sectores costeros caracterizados en algunos tramos por su fuerte perfil acantilado, pueden causar peligros asociados a entradas de lava en el mar, como pequeñas explosiones, nubes de vapor tóxicas y colapsos de delta lávicos.

Otro de los peligros añadidos son los incendios forestales que se pueden producir durante la erupción y que podrían complicar la gestión de la emergencia si se desarrolla durante el momento de la evacuación de las personas. La masa forestal de esta Zona se inicia entre los 1.000 y 1.300 metros de altitud y comienza a ramificarse hacia las zonas de medianías colindando con los núcleos poblaciones situados entre los 500 y 400 metros de altitud. La superficie cubierta llega a ocupar más de 74 km².

La topografía se caracteriza por sus elevadas pendientes, que, en caso de canalizarse las coladas de lava, lo harían por los sectores más bajos y siguiendo la red hidrográfica. No obstante, en algunos sectores puede existir riesgo de zonas intralávicas (“kipukas” o islotes), es decir, zonas aisladas por el cierre de coladas canalizadas por estas formas de relieve en una futura erupción. Por ello, otro de los peligros asociados son las

personas o asentamientos poblacionales que pudieran quedar atrapados por las coladas de lava.

El nivel de amenaza se considera ALTO.

3.11.4 Exposición y vulnerabilidad. Principales elementos afectados

La Zona 4 presenta numerosos elementos vulnerables expuestos a la amenaza volcánica, algunos de ellos con un ámbito de prestación de servicio que excede al de la propia zona de amenaza.

En primer lugar, en cuanto al patrimonio natural de este ámbito, se debe tener en cuenta la gran superficie boscosa que se extiende por los sectores altos de los municipios. Los Montes de Utilidad Pública cubren un área de de 39,4 km², pero además en las medianías altas existe una amplia franja de interfaz urbano-forestal en la que conviven el uso residencial con aprovechamientos agrarios y con formaciones vegetales naturales y seminaturales de porte arbóreo y arbustivo. Se identifican diferentes espacios y zonas protegidas, que corresponderían a 4 Espacios Naturales Protegidos (ENP), entre los que destaca el Parque Natural de Corona Forestal, y 7 Zonas de Especial Conservación (ZEC).

Otros elementos vulnerables a tener en cuenta son los de tipo social. Existen numerosos centros educativos, entre los cuales destacan 15 centros de educación primaria/secundaria/especial y 3 centros de educación infantil/preescolar. En cuanto a los equipamientos sanitarios, esta zona cuenta con un centro de salud situado en el casco de La Guancha, varios consultorios locales y, sobre todo, el Hospital del Norte de

Tenerife, en Buen Paso (Icod de los Vinos) integrado en el Servicio Canario de Salud. En el caso de los centros asistenciales, cuenta con 4 centros para personas con discapacidad y 7 residencias para la tercera edad.

Asimismo, la Zona 4 cuenta con 2 centros comerciales y un patrimonio cultural conformado por 6 Bienes de Interés Cultural (BIC), destacando el Conjunto Histórico de San Juan de la Rambla y los Sitios Históricos del Barrio de los Quevedos (San Juan de la Rambla) y de la ermita de Ntra. Sra. del Buen Paso (Icod de los Vinos). Hay numerosas instalaciones para usos recreativos y de ocio, como 13 campos de fútbol y 11 polideportivos.

Por su parte, los datos obtenidos para la infraestructura turística de este ámbito indican la existencia de 10 hoteles/casas rurales (Cabildo de Tenerife, 2018). Se ignora el número de plazas alojativas.

En relación con los elementos de tipo tecnológico, destacan aquéllos que están vinculados con la producción, distribución y abastecimiento de agua tanto para el consumo urbano como agrícola.

Las infraestructuras de captación de agua de esta Zona suman 31 galerías, con especial mención a la del Barranco de Vergara, y 3 pozos. Como el agua extraída tienen problemas de salinidad, su tratamiento se realiza en tres estaciones de desalación de agua salobre entre las cuales cabe mencionar las de Cruz de Tarife (La Guancha) y Altos de Icod (Icod I). Se identifican, además, 27 depósitos de abasto urbano y la red básica general de distribución de agua comprende una longitud total de 52,7 km, que se reparte entre varios canales y conducciones, entre los cuales destaca por su relevancia el Canal de Vergara que discurre a una mayor cota.

No menos importante es la existencia de cuatro balsas de gran capacidad, dos en Icod de los Vinos (Buen Paso y La Florida) y una en La Guancha (La Tabona) y en San Juan de la Rambla (Llanos de Mesa).

En cuanto a la gestión de residuos, se encuentran infraestructuras básicas como la Planta de Transferencia de La Guancha, de ámbito de servicio comarcal (Buenavista, Los Silos, El Tanque, Garachico, Icod de los Vinos, La Guancha y San Juan de la Rambla), que también cuenta con Punto Limpio. A través de esta zona discurren tres líneas de transporte de alta tensión que atraviesan las medianías (la línea de 66 kV Icod de los Vinos-Guía de Isora, la línea de 66 kV Cuesta de la Villa-Icod de los Vinos 1 y la línea de 66 kV Cuesta de la Villa-Icod de los Vinos 2). Además, existe una subestación de transformación (subestación de Icod). La red de telecomunicaciones la componen 6 antenas de radiotelevisión y telefonía móvil. En este caso, no hay antenas de la Red de Seguridad y Emergencias (RESCAN).

El sistema viario en la zona se compone de 6 carreteras principales de titularidad insular. Se trata de las carreteras TF-5 (en los tramos Los Realejos-Buen Paso y Buen Paso-El Tanque), TF-42 (en el tramo Buen Paso-enlace El Guincho), TF-342 (Los Realejos-Icod por La Guancha), TF-344 (Icod El Alto-La Guancha), TF-351 (San Juan de la Rambla-La Guancha), TF-352, que discurre por el término municipal de La Guancha).

A estas carreteras hay que unir la TF-353, una pequeña vía, por longitud, que conecta a la TF-351 y TF-352, y otras dos carreteras más de competencia insular con escaso recorrido en la Zona 4: la TF-366 (Icod-La Vega por el Amparo) y la TF-414 (desde la rotonda de Icod a Playa de San Marcos). Además, hay otra vía a mencionar de titularidad municipal (la

carretera TF-362, antigua C-820) así como numerosas vías o caminos asfaltados de ámbito municipal que comunican los asentamientos de población y el disperso edificado con la red viaria principal.

A lo largo del viario se identifican varios túneles y puentes, muchos de los cuales se disponen a lo largo de la TF-5, en el tramo Buen Paso-El Tanque, de ejecución reciente, y de la TF-5, en el tramo comprendido entre Los Realejos e Icod de los Vinos. El elemento más destacable es el túnel de Santo Domingo, en el término municipal de La Guancha, con una longitud de 329 m.

El sector primario se encuentra representado por 19 explotaciones ganaderas susceptibles de verse afectadas. Finalmente, hay varias gasolineras, algunas de ellas en el interior o cerca de núcleos urbanos como La Guancha, en la avenida Hipólito Sinfiriano, y la de Icod de los Vinos en la Avenida de Los Príncipes.

3.11.5 Diagnóstico del grado de complejidad en la gestión de la emergencia

La Zona 4, considerada como de amenaza Alta, presenta unas características singulares, introduciendo nuevos factores que, en términos generales, determinan una gestión de la emergencia volcánica distintiva y más compleja con respecto a las otras zonas.

Esta zona tiene un volumen de población importante (más de 22.000 habitantes), con un alto porcentaje de residentes (26,4%) que por su edad (menores de 14 años y mayores de 65 años) presenta una cierta

vulnerabilidad frente a las emergencias extraordinarias. Sin embargo, es la dispersión territorial de la población el factor más determinante.

Este fenómeno es especialmente intenso en las medianías de Icod de los Vinos, alcanzando su mayor expresión aguas arriba de la TF-5 (tramo Buen Paso-El Tanque) en parajes como Los Piquetes, Cueva del Viento, Llanito Perera, Santa Bárbara o La Florida. En La Guancha y San Juan de la Rambla disminuye el grado de dispersión, pero también se identifican enclaves como Las Rosas donde se reproduce este modelo de ocupación territorial.

Precisamente, esta característica motiva que la movilidad sea deficiente en algunos ámbitos. Si bien existe una importante red viaria, con varias carreteras que pueden operar en caso de evacuación como corredores longitudinales en sentido Este-Oeste (TF-5, TF-42, TF-342) y otras como vías de comunicación costa-medianías (TF-351, TF-352 o la misma TF-5 en el tramo entre Buen Paso a El Tanque), el acceso al disperso residencial es precario, a través de vías que con carácter general presentan un trazado sinuoso y escasa sección, circunstancia que puede dificultar tanto la propia evacuación como la intervención de los vehículos de emergencia.

Por otro lado, en caso de evacuación hay que tener en cuenta el “estrangulamiento” que puede producirse en la costa de San Juan de la Rambla, en concreto en las laderas del Paisaje Protegido de Los Campeches, Tigaiga y Ruiz. En esta zona está suficientemente documentado el registro de desprendimientos que afectan a la carretera TF-5 (tramo Los Realejos-Buen Paso), por lo que se trata de un ámbito que merece especial atención porque la sismicidad vinculada a la actividad volcánica puede amplificar estos procesos geomorfológicos, bloqueando el

tránsito de vehículos a través de esta vía y dificultando la evacuación en dirección al Valle de La Orotava.

En general los núcleos de mayor entidad cuentan con equipamientos deportivos u otros espacios públicos de grandes dimensiones para facilitar la concentración de personas. Sin embargo, una vez más la elevada dispersión de la población en algunos ámbitos (Los Piquetes, Cueva del Viento, Santa Bárbara, etc.) y la ausencia de equipamientos y dotaciones propios de una trama urbana bien articulada, complica la gestión de la emergencia al carecer de puntos en los que se pueda concentrar a la población residente.

La posibilidad de que incendios forestales provocados por la erupción volcánica afecten a asentamientos de población es alta, sensiblemente superior a cualquiera de las otras zonas de amenaza analizada. Esta situación se explica por un doble motivo. En primer lugar, la penetración de “lenguas” de pinar desde las cumbres, alcanzando sectores de medianías mediante la colonización de antiguas coladas lávicas no transformadas por la actividad humana. En ámbitos como Cueva del Viento, Llanito Perera, Hoya Nadia y La Florida las masas forestales se sitúan a escasa distancia de suelo con uso residencial; fenómeno que también se advierte en las inmediaciones del casco de La Guancha. En segundo lugar, en las zonas agrícolas de medianías se manifiesta con gran intensidad una problemática muy común en las zonas de interfaz urbano-forestal: la existencia de numerosas viviendas junto a terrenos agrícolas abandonados, que están siendo ocupados por matorral de sustitución, altamente combustible, en una franja limítrofe con el dominio forestal. En

este sentido, asentamientos como los de Redondo o La Florida en Icod de los Vinos presentan unas condiciones de peligrosidad elevada.

El riesgo de desprendimientos en sectores de fuerte pendiente, alentado por los movimientos sísmicos ligados a la actividad volcánica, ha de ser considerado en algunos puntos, como el tramo de la carretera TF-5 a su paso por la costa de San Juan de la Rambla y, en general, en la costa de este municipio.

También hay que tener en cuenta la existencia de varias gasolineras insertas en la trama urbana (casco de La Guancha y el Icod de los Vinos) que almacenan depósitos de combustible, introduciendo un elemento más de complejidad en la gestión de la emergencia volcánica.

En cuanto a posibles accidentes en otras infraestructuras de tipo tecnológico como resultado de la actividad volcánica, hay que mencionar las grandes balsas de almacenamiento de agua existentes en la Zona 4. En caso de erupción podría producirse el contacto del frente de las coladas de lava con el agua, dando lugar a un incremento de la explosividad en un ámbito muy local. También es importante realizar un seguimiento de las condiciones estructurales de estas infraestructuras hidráulicas para asegurar que la sismicidad vinculada a la actividad volcánica, que puede ser prolongada en el tiempo, no acabe provocando una rotura parcial o total de estas infraestructuras.

Finalmente, hay que mencionar el importante número de pozos y galerías y las tres estaciones de tratamiento de aguas salobres que podrían verse afectadas, ocasionando un impacto grave sobre la red de abasto urbano y con destino a la actividad agrícola que, casi con toda seguridad, trasciende

el ámbito territorial que ocupa la Zona 4 de amenaza volcánica. También la posible repercusión por la caída de cenizas o por el impacto directo de las coladas sobre las líneas eléctricas de transporte de 66 kV y sobre la subestación de transformación de Icod de los Vinos.

Considerando el ejercicio de diagnóstico realizado en este apartado, la Zona 4 presenta una complejidad excepcional para los servicios de protección civil desde el punto de vista de la gestión de la emergencia. En consecuencia, este parámetro se califica como MUY ALTO, superior por tanto a cualquiera de las restantes zonas analizadas.

3.12 Bibliografía

Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Delgado-Granados, H., & Dingwell, D. B. (2012). Hazard map for volcanic ballistic impacts at Popocatepetl volcano (Mexico). *Bulletin of volcanology*, 74(9), 2155-2169.

Ancochea, E y Barreda, J.L. La Peligrosidad volcánica. En *Riesgos Geológicos*. Pp265-286

Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R., & Abella, R. (2000). Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 377-391.

Araña, V., & Ortiz, R. (1989). Riesgo volcánico en el Archipiélago Canario. In *ESF Meeting on Canarian Volcanism*. CSIC. Madrid (pp. 247-253).

Arnalds, O., Thorarinsdottir, E. F., Thorsson, J., Waldhauserova, P. D., & Agustsdottir, A. M. (2013). An extreme wind erosion event of the fresh Eyjafjallajökull 2010 volcanic ash. *Scientific reports*, 3(1), 1-7.

Bignamì, C. et al. (2012). *Handbook for volcanic risk management: Prevention, crisis management and resilience*. MiaVita. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Bonaccorso, A., Calvari, S., Garfi, G., Lodato, L. y Patané, D. (2003). Dinámica de la falla del flanco de diciembre de 2002 y tsunami en el volcán Stromboli inferido por observaciones vulcanológicas y geofísicas. *Cartas de investigación geofísica*, 30 (18).

Blong RJ (1984) *Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions*. Academic Press, Orlando

Bosman, A., Casalbore, D., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2014). Formation of an 'a'ā lava delta: insights from time-lapse multibeam bathymetry and direct observations during the Stromboli 2007 eruption. *Bulletin of Volcanology*, 76(7), 838.

Bower S, Woods A (1996) sobre la dispersión de clastos de cráteres volcánicos durante pequeñas erupciones explosivas. *J Volcanol Geoth Res* 73: 19-32

Breard, E. C. P., Lube, G., Cronin, S. J., Fitzgerald, R., Kennedy, B., Scheu, B., ... & Moebis, A. (2014). Using the spatial distribution and lithology of ballistic blocks to interpret eruption sequence and dynamics: August 6 2012 Upper Te Maari eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286, 373-386.

Bustos, J. J. D., & Marrero, C. (2003). La inversión del alisio como factor determinante de la meteorología en Canarias. <https://repositorio.aemet.es>

Cano Sierra, D. (2018). *Procesos de transformación en la colada del volcán histórico de Fasnia*. Trabajo Final de Grado. Curso 2016-2017. Repositorio Universidad de La Laguna.

Carey, S., & Bursik, M. (2000). Volcanic plumes. In *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 527-544.

Carniel, R., & Lacop, F. (1996). Spectral precursors of paroxysmal phases of Stromboli. *Annali di Geofisica*, vol. XXXIX, Nº 2, 324-345.

Carracedo, J.C.; Guillou, H.; Paterne, M.; Scaillet, S.; Rodríguez Badiola, E.; Paris, R.; Pérez Torrado, F.J.; Hansen Machín, A. (2004a) Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias) : escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos*, 60, 63-93.

Carracedo J.C., Guillou H., Paterne M., Scaillet S., Rodríguez Badiola E., Paris R., Pérez Torrado F.J. y Hansen A. (2004b) Avance de un mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife (escenarios previsibles para una futura erupción en la isla). Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias (CajaCanarias), 46 pp.

Carracedo JC, Rodríguez-Badiola E, Guillou H, Paterne M, Scaillet S, Pérez-Torrado FJ, Paris R, FraPaleo U, Hansen A (2007) Eruptive and structural history of Teide volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geol Soc Am Bull* 119:1027–1051

Carracedo, J. C., & Perez-Torrado, F. J. (2015). Peligros asociados a las coladas de lava. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 49.

Carracedo J.C., and Troll, V.R. (2006). Seismicity and gas emissions on Tenerife: a real cause for alarm? *Geology Today*, 22, pp. 138-141

Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1987). *Volcanic successions. Modern and ancient*. Ed. Allen & Unwin, 528 p.

Casadevall, T. J. (Ed.). (1994). *Volcanic ash and aviation safety: proceedings of the first international symposium on volcanic ash and aviation safety (Vol. 2047)*. US Government Printing Office.

Caselli, A; Vélez, ML; Augusto, M. y Jover M.L. (2010): Manual de procedimientos ante caída de cenizas volcánicas. Grupo de estudio y seguimiento de Volcanes activos. Proyecto “Exactas con la Sociedad” Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 108 p

Chiodini, G., Frondini, F., & Raco, B. (1996). Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 58(1), 41-50.

Chiocci, F. L., Romagnoli, C., Tommasi, P., & Bosman, A. (2008). The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: characteristics and possible failure mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B10).

Chester, DK, Degg, M., Duncan, AM y Guest, JE (2000). La creciente exposición de las ciudades a los efectos de las erupciones volcánicas: una encuesta global. *Cambio ambiental global Parte B: Peligros ambientales*, 2 (3), 89-103.

Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572), 309.

Delgado, H. y Navarro, M. (2002). Mapa de Amenaza Volcánica Volcán Concepción. Secretaría de Relaciones Exteriores. UNAM.

Dionis, S., Melián, G., Padrón, E., Bandomo, Z., Fernandes, P., Silva, S., ... & Calvo, D. (2013). Diffuse CO₂ and H₂S degassing from the summit crater of Pico do Fogo. In *EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 15)*.

Dionis, S., Melián, G., Padrón, E., Bandomo, Z., Fernandes, P., Silva, S., ... & Calvo, D. (2013). Diffuse CO₂ and H₂S degassing from the summit crater of Pico do Fogo. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 15).

Di Roberto, A., Bertagnini, A., Del Carlo, P., Meletlidis, S., & Pompilio, M. (2016). The 1909 Chinyero eruption on Tenerife (Canary Islands): insights from historical accounts, and tephrostratigraphic and geochemical data. *Bulletin of Volcanology*, 78(12), 88.

Di Traglia, F., Nolesini, T., Solari, L., Ciampalini, A., Frodella, W., Steri, D., ... & Galardi, E. (2018). Lava delta deformation as a proxy for submarine slope instability. *Earth and Planetary Science Letters*, 488, 46-58.

Dorta Antequera, P. (1996). Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones Geográficas (Esp)*, (15), 109-124.

Fagents S, Wilson L (1993) Explosive volcanic eruptions—VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophys J Int* 113:359–370

Felpeto, A., García, A., Ortiz, R., (1996). Mapas de riesgo. Modelización. In: Ortiz, R. (Ed.), *Riesgo Volcánico. Serie Casa de los Volcanes N.5*, Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote, Lanzarote, Spain, pp. 67–98.

Fitzgerald, RH, Kennedy, BM, Wilson, TM, Leonard, GS, Tsunematsu, K. y Keys, H. (2017). La comunicación y la gestión de riesgos de los peligros balísticos volcánicos. En *Observando el mundo del volcán* (pp. 121-147). Springer, Cham.

Francis, P. W. (1985). The origin of the 1883 Krakatau tsunamis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4), 349-363.

Galindo, I. (2005). Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). Universitat de Barcelona, Spain.

Galindo I, Romero C, Sánchez N, Yepes J, Becerril L, Dóniz J, Morales JM (2014) The Timanfaya 1730–36 eruption (Lanzarote, Canary Islands): a cataclysmic event? In: 1st international workshop on volcano geology, Madeira, Portugal. Abstract Book, pp 31–32

García, O, Martí, J, Aguirre-Díaz, G, Geyer, A, Iribarren, I (2011) Pyroclastic density currents from Teide–Pico Viejo (Tenerife, Canary Islands): implications on hazard assessment. *TerraNova* 23:220–224.

Gerlach, T.M., Doukas, M.P., McGee, K.A., Kessler, R., 1998. Three-year decline of magmatic CO₂ emissions from soils of a Mammoth Mountain tree kill: Horseshoe Lake, CA, 1995–1997. *Geophysical Research Letters* 25, 1947–1950.

Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M. (2006). Fault-controlled soil CO₂ degassing and shallow magma bodies: summit and lower east rift of Kilauea Volcano Hawaii, 1997. *Pure and Applied Geophysics* 163, 853–867.

Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M. (1995). Soil CO₂ degassing on Mt. Etna Sicily during the period 1989–1993: discrimination between climatic and volcanic influences. *Bulletin of Volcanology* 57, 52–60.

González de Vallejo, L. I., García-Mayordomo, J., & Insua, J. M. (2006). Probabilistic seismic-hazard assessment of the Canary Islands. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2040-2049.

Goya Hernández, J. (2017). Fragmentos esféricos en coladas de lava históricas (génesis y tipologías). Trabajo Fin de Grado Universidad de La Laguna. Curso 2016-2017.

Guía Análisis de riesgos naturales para el ordenamiento territorial (2011). Chile.

[http://www.subdere.gov.cl/sites/default/files/documentos/libro_guia_de_analisis_de_riesgos_naturales_para_el_ordenamiento_territorial .pdf](http://www.subdere.gov.cl/sites/default/files/documentos/libro_guia_de_analisis_de_riesgos_naturales_para_el_ordenamiento_territorial.pdf)

Guffanti, M., Mayberry, G. C., Casadevall, T. J., & Wunderman, R. (2009). Volcanic hazards to airports. *Natural hazards*, 51(2), 287-302.

Guillen Martín, C (2012). Volcanismo en ambientes litorales. La Hoya de El Verodal. El Hierro. DEA. Programa Doctorado de la ULL. Bienio 2010-2011. 155 pp.

Harris, A. J. (2015). Basaltic lava flow hazard. In *Volcanic hazards, risks and disasters* (pp. 17-46).

Hernández, P. A., Pérez, N. M., Salazar, J. M., Nakai, S. I., Notsu, K., & Wakita, H. (1998). Diffuse emission of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide Volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 25(17), 3311-3314.

Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K., & Wakita, H. (2000). Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around Las Cañadas

caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 425-438.

Hernández, P.A., Pérez, N.M., Salazar, J., Reimer, M., Notsu, K., Wakita, H., 2004. Radon and helium in soil gases at Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131 (2004), 59–76.

Horwell, C. J., & Baxter, P. J. (2006). The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bulletin of volcanology*, 69(1), 1-24.

Houghton, B. F., Bonadonna, C., Gregg, C. E., Johnston, D. M., Cousins, W. J., Cole, J. W., & Del Carlo, P. (2006). Proximal tephra hazards: Recent eruption studies applied to volcanic risk in the Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(1-2), 138-149.

Ibáñez, J. M., & Carmona, E. (2000). Sismicidad volcánica. Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica, Serie Casa de los Volcanes, 7, 269-282.

Ibarrola, E. (1974). Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguía Volcano (La Palma, Canary Islands). *Estudios Geológicos*. Volumen Teneguía, 49-58.

ICAO, International Civil Aviation Organization, 2012, Document 9974-ANB/487, "Flight Safety and Volcanic Ash." http://www.icao.int/publications/Documents/9974_en.pdf

Jenkins, S., Komorowski, J. C., Baxter, P. J., Spence, R., Picquout, A., & Lavigne, F. (2013). The Merapi 2010 eruption: An interdisciplinary impact assessment methodology for studying pyroclastic density current dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 316-329.

Jenkins, S. F., Spence, R. J. S., Fonseca, J. F. B. D., Solidum, R. U., & Wilson, T. M. (2014). Volcanic risk assessment: Quantifying physical vulnerability in the built environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 105-120.

Jurado-Chichay, Z., Rowland, S. K., & Walker, G. P. (1996). The formation of circular littoral cones from tube-fed pāhoehoe: Mauna Loa, Hawai'i. *Bulletin of Volcanology*, 57(7), 471-482.

Lain, 2006. Cartografía de Peligrosidad Volcánica de la isla de Tenerife. IGME

Latter, J. H. (1981). Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bulletin volcanologique*, 44(3), 467-490.

Lipman, P. W., & Moore, J. G. (1996). Mauna Loa lava accumulation rates at the Hilo drill site: Formation of lava deltas during a period of declining overall volcanic growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11631-11641.

Lombardo, D., Ciancio, N., Campisi, R., Di Maria, A., Bivona, L., Poletti, V., ... & Di Maria, G. (2013). A retrospective study on acute health effects due to

volcanic ash exposure during the eruption of Mount Etna (Sicily) in 2002. *Multidisciplinary respiratory medicine*, 8(1), 51.

Longo, B. M., & Longo, A. A. (2013). Volcanic ash in the air we breathe. *Multidiscip Respir Med* 8, 52.

Llorente Isidro, M. (2014). Evaluación cuantitativa de pérdidas por peligros geológicos. Caso del archipiélago de Canarias: Inundaciones, sismicidad y vulcanismo. Tesis Doctoral.

<https://core.ac.uk/download/pdf/148673199.pdf>

López-Bermúdez, Francisco; Recio, José Manuel Rubio; Cuadrat, José María. Geografía física. Cátedra, 1992.

Lockwood, J. P., & Hazlett, R. W. (2010). *Volcanoes Global perspectives*. UK: Willey.

G. Macedonio (1996). Modelling lava flow hazard. F. Barberi, R. Casale (Eds.), *The Mitigation of Volcanic Hazards*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg (1996), pp. 89-95.

Macedonio, G., & Costa, A. (2012). Brief communication. Rain effect on the load of tephra deposits. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(4), 1229-1233.

Macdonald, G. A. (1943): The 1942 eruption of Mauna Loa, Hawaii: *Am. Jour. Sci.*, v. 241, p. 241-256

Manga, M; Carn, S; Cashman, K; Clarke, A... (2017) HOW DO VOLCANOES WORK?. In *National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine*.

Volcanic eruptions and their repose, unrest, precursors, and timing. National Academies Press.

Martí, J. (2017, September 06). Assessing Volcanic Hazard: A Review. Oxford Handbooks Online. Ed. Retrieved 26 Oct. 2018, from <http://www.oxfordhandbooks.com/view/10.1093/oxfordhb/9780190699420.001.0001/oxfordhb-9780190699420-e-32>. Online Publication Date: Sep 2017 DOI: 10.1093/oxfordhb/9780190699420.013.32

Martí J, Aspinall WP, Sobradelo R, Felpeto A, Geyer A, Ortiz R, Baxter P, Cole P, Pacheco JM, Blanco MJ, Lopez C (2008a) A long-term volcanic hazard event tree for Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 178:543–552

Martí J, Geyer A, Andujar Teixó F, Costa F (2008b) Assessing the potential for future explosive activity from Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 178:529–542

Martí, J., & Felpeto, A. (2010). Methodology for the computation of volcanic susceptibility: an example for mafic and felsic eruptions on Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(1), 69-77.

Martí, J., Ortiz, R., Gottsmann, J., Garcia, A., & De La Cruz-Reyna, S. (2009). Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), 23-33.

Martí, J., Sobradelo, R., Felpeto, A., & García, O. (2012). Eruptive scenarios of phonolitic volcanism at Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 74(3), 767-782.

Marzol Jaén, M. V., & Máyer Suárez, P. (2012). Algunas reflexiones acerca del clima de las Islas Canarias. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*.

Melián, G., & Pérez, N., & Hernández, P., & Nolasco, D., & Marrero, R., & Fernández, M., & Ramírez, C., & Mora-Amador, R., & Alvarado, G. (2010). Emisión difusa de CO₂ y actividad volcánica en el poás, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (43), 147-169.

Mezcua, J., E. Buforn, A. Udías, and J. Rueda (1992). Seismotectonics of the Canary Islands, *Tectonophysics* 208, 447–452

Moore, J. G., & Moore, G. W. (1984). Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science*, 226(4680), 1312-1315.

Nemec, W. (1990). Deltas—remarks on terminology and classification. In *Coarse-grained deltas* (Vol. 10, pp. 3-12). Special Publication 10: International Association of Sedimentologists.

Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238.

Notsu K., Wakita H., Igarashi G., and Sato T., Hydrogeological and geochemical changes related to the 1989 seismic and volcanic activities of the east coast of the Izu peninsula. *d. Phys. Earth.*, 39, 245-254, 1991

Oliveros, P. (2005). Deep listening: A composer's sound practice. iUniverse. New York.

Ortiz, R. (2000) Introducción a la física de las lavas. En Astiz, M., & García, A. Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Excmo. Cabildo de Lanzarote, Lanzarote. pp 61-72.

Ortiz, R. (Ed.). (1996). Riesgo volcánico. Servicio de Publicaciones, Excmo. Cabildo de Lanzarote.

Ossaka J., Ozawa T., Nomura T., Ossaka T., Hirabayashi J., Takeasu A., and Hiyashi T., Variation of chemical compositions in volcanic gases and waters at Kusatsu-Shirane volcano and its activity in 1976. Bull. Icanol., 43,207-216, 1980.

Padrón, E., 2008. Emisión difusa de dióxido de carbono y otros volátiles en el volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias. Tesis Doctoral. Universidad de La Laguna, 499 pp.

Padrón, E., Hernández, P. A., Toulkeridis, T., Pérez, N. M., Marrero, R., Melián, G., ... & Notsu, K. (2008). Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and the lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 163-169.

Padrón, E., López, D.L., Magaña, M.I., Marrero, R., Pérez, N.M., 2003. Diffuse degassing and relation to structural flow path at Ahuachapán geothermal field, El Salvador. Transactions of the Geothermal Resources Council 27, 325-330.

Padrón, E., Pérez, N. M., Hernández, P. A., Sumino, H., Melián, G., Barrancos, J., ... & Padilla, G. (2012). Helium emission at Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. Chemical Geology, 312, 138-147.

Padrón, E., Triguero, M., Cristo Hernández, M., Dionis, S. M., Nolasco, D., Hernández, P. A., & Pérez, N. M. (2007). Dinámica de la emisión difusa de CO₂ en el volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias Dynamics of CO₂ degassing from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands.

Pérez, N. M., & Hernández, P. A. (2008). La vigilancia volcánica en España: una apuesta crucial para la reducción del riesgo volcánico. El Estudio y la Gestión de los Riesgos Geológicos, Publ. Inst. Geol. Min. España. Ser, 12, 159-174.

Perez-Torrado, F. J., & Fernandez-Turiel, J. L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(1), 59.

Planes Insulares. Cabildo de Tenerife.

<https://www.tenerife.es/planes/PTEOPrevRiesgos/PTEOPrevindex.htm>

Poland, M. P., & Orr, T. R. (2014). Identifying hazards associated with lava deltas. Bulletin of Volcanology, 76(12), 880.

Pomonis, A., Spence, R., & Baxter, P. (1999). Risk assessment of residential buildings for an eruption of Furnas Volcano, Sao Miguel, the Azores. Journal of volcanology and geothermal research, 92(1-2), 107-131.

Press, F., & Harkrider, D. (1966). Air-sea waves from the explosion of Krakatoa. *Science*, 154(3754), 1325-1327.

Pyle, D. M. (2015). Sizes of volcanic eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 257-264).

Quintero, A. Evaluación bayesiana de escenarios eruptivos a través del procesamiento de datos sísmicos (Doctoral dissertation, Tesi di Laurea, Grado en Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Caracas, Venezuela (Dec. 2005).

Ramalho, R. S., Quartau, R., Trenhaile, A. S., Mitchell, N. C., Woodroffe, C. D., & Ávila, S. P. (2013). Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, 127, 140-170.

Rees, J. D. (1979). Effects of the eruption of Parícutin Volcano on landforms, vegetation, and human occupancy. *Volcanic activity and human ecology*, 249-292.

Romero, C (1991) Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Gob Autónomo de Canarias. II Vol. 1391 pp.

Romero, C (2018). Los volcanes y el cura de Yaiza. En Bruquetas de Castro y Delgado López (coord) Teguisse. 600 años de historia (1418-2018). Colección Universidad. Mercurio Editorial

Romero, C. Y Beltrán, E. (2007): La erupción de Arenas Negras, Evolución de un paisaje volcánico Ed. Viceconsejería de Medioambiente del Gobierno de Canarias. Sta. Cruz de Tenerife.

Romero Ruiz, C., & Beltrán Yanes, E. (2015). El impacto de las coladas de 1706 en la ciudad de Garachico. (Tenerife, Islas Canarias, España).

Romero, C; Ibañez, J. Luis, V y Carrión F (2006). Seismic Series Accompanish the 1704-1705 Eruption of Sietefuentes-Fasnia-Arafo and their Effects. *Volcanological and Seismological Implications. Cities on Volcanoes 2006*

Rose, W. I., Bluth, G. J., Schneider, D. J., Ernst, G. G., Riley, C. M., Henderson, L. J., & McGimsey, R. G. (2001). Observations of volcanic clouds in their first few days of atmospheric residence: the 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. *The Journal of Geology*, 109(6), 677-694.

Rose Jr, W. I. (1977). Scavenging of volcanic aerosol by ash: atmospheric and volcanologic implications. *Geology*, 5(10), 621-624.

Rose, W. I., & Durant, A. J. (2009). Fine ash content of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(1-2), 32-39.

Salazar, J. M. L., Hernández, P. A., Melián, G., Galindo, L., Padrón, E., Salazar, P., ... & Pérez, N. M. (2003). Emisiones naturales de CO₂ y otros volátiles asociadas a la actividad volcánica en las Islas Canarias.

Schuster R L, Crandell D R (1984) Catastrophic debris avalanche from volcanoes. *Proc. 4th Symposium on Landslides, Toronto, Ont., 1: 567-572*

Scott, W. E. (1989). Volcanic and related hazards. *Volcanic hazards—Short course in geology*, 1, 9-50.

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of volcanology and geothermal research*, 22(3-4), 163-197.

Siebert, L., Glicken, H., & Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49(1), 435-459.

Siebert, L., Simkin, T. y Kimberly, P. (2010). *Volcanes del mundo*. Univ de California Press.

Simkin, T., and Fiske, R.S.(1983). *Krakatau 1883-the volcanic eruption and its effects*, Smithsonian Institution Press, Washington, D.C., 1983.

Sobradelo R, Martí J (2010) Bayesian event tree for long-term volcanic hazard assessment: application to Teide-Pico Viejo stratovolcanoes, Tenerife, Canary Islands. *J Geophys Res* 115:B05206.

Sobradelo, R., Martí, J., Mendoza-Rosas, A. T., & Gómez, G. (2011). Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme value theory. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(10), 2741-2753.

Solana, M.C. & A. Aparicio (1999). Reconstruction of the 1706 Montaña Negra eruption. Emergency procedures for Garachico and El Tanque, Tenerife, Canary Islands. Geological Society of London. Special publication 161. *Volcanoes in the Quaternary*: 209-216.

Solana, C. 2010. Peligros asociados a las erupciones de Tenerife, su impacto y reducción en caso de una erupción futura. *Volcanes: mensajeros*

del fuego, creadores de vida, forjadores del paisaje. *Actas V Semana Científica Telesforo Bravo*. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias.

Sparks, RSJ y Wilson, L. (1976). Un modelo para la formación de ignimbrita por colapso de la columna gravitacional. *Revista de la Sociedad Geológica*, 132 (4), 441-451.

Stevenson, J. A., Mitchell, N. C., Cassidy, M., & Pinkerton, H. (2012): Widespread inflation and drainage of a pāhoehoe flow field: the Nesjahraun, Þingvellir, Iceland. *Bulletin of volcanology*, 74(1), 15-31.

Stolper, E., & Holloway, J. R. (1988). Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(4), 397-408.

Thorarinsson, S., & Grayson, D. K. (1979). On the damage caused by volcanic eruptions with special reference to tephra and gases (pp. 125-59). Academic Press.

Thorsteinsson, T., Jóhannsson, T., Stohl, A. y Kristiansen, NI (2012). Altos niveles de partículas en Islandia debido a las emisiones directas de cenizas por la erupción de Eyjafjallajökull y la resuspensión de cenizas depositadas. *Revista de Investigación Geofísica: Tierra Sólida*, 117 (B9).

Ui, T., Kawachi, S., & Neall, V. E. (1986)a. Fragmentation of debris avalanche material during flowage—Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(3-4), 255-264.



Ui, T., Yamamoto, H., & Suzuki-Kamata, K. (1986)b. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 231-243.

UNDRO/UNESCO, 1987. Manejo de emergencias volcánicas. Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas para el socorro en casos de desastre (UNDRO). Naciones Unidas. Nueva York. 83 pp.

Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P. (2008): Continental basaltic volcanoes— processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 857-873.

Voight, B., Janda, R. J., Glicken, H., & Douglass, P. M. (1983). Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, 33(3), 243-273.

Walker, G.P.L. (1973). Explosive volcanic eruption – a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62, 431-446.

Walker, G. P. L. (1973).b Mount Etna and the 1971 eruption-Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274(1238), 107-118.

Wentworth, C. K., & Macdonald, G. A. (1953): Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii (No. 994). US Govt. Print. Off.

Wilson L (1972) Explosive volcanic eruptions II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophys J Roy Astron Soc* 30(1):381–392

Wilson, T. M., Stewart, C., Sword-Daniels, V., Leonard, G. S., Johnston, D. M., Cole, J. W., ... & Barnard, S. T. (2011). Volcanic ash impacts on critical infrastructure.

Wilson, T. M., Stewart, C., Sword-Daniels, V., Leonard, G. S., Johnston, D. M., Cole, J. W., ... & Barnard, S. T. (2012). Volcanic ash impacts on critical infrastructure. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 45, 5-23.

Williams, H. and McBimey. A.R., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, Cahf., 397 pp.

Zobin, V. M. (2012). *Introduction to volcanic seismology* (Vol. 6). Elsevier.