

Curso Caracterización de volcanes y su incidencia en el tipo de peligro

Solange Sánchez Kaiser

Marzo 2021

Índice

1. Introducción a la vulcanología	1
1.1. Conceptos básicos	1
1.2. Clasificación de volcanes	4
1.2.1. Estratovolcán:	4
1.2.2. Volcán escudo:.....	5
1.2.3. Caldera:.....	6
1.2.4. Centros monogenéticos:	6
1.3. Productos volcánicos y su caracterización	8
1.3.1. Lava:	8
1.3.2. Corrientes de densidad piroclástica	11
1.3.3. Avalanchas volcánicas	15
1.3.4. Tsunamis volcánicos:.....	18
1.3.5. Gases volcánicos:	19
1.3.6. Lahares	20
1.3.7. Tefra:.....	24

Índice de figuras

Fig. 1 : Plinio "El joven"	1
Fig. 2: Distribución del volcanismo en la Tierra basado en las erupciones históricas documentadas.	2
Fig. 3: Relación entre el volcanismo y margen de placas.....	2
Fig. 4: Perfil esquemático de las zonas de subducción (corteza oceánica- corteza continental)	2
Fig. 5: Perfil esquemático de las dorsales oceánicas.....	3
Fig. 6: Distribución de hot spots.....	3
Fig. 7: Volcán Osorno, estratovolcán ubicado al sur de Chile.	4
Fig. 8: Laki Craters, categorizado como volcán generado a partir de una fisura lineal en Islandia.	5
Fig. 9: Caldera	6
Fig. 10: Cono de escoria Parícutín, México.	7
Fig. 11: Cono de spatter Eldborg, Islandia.	7
Fig. 12: Volcán Cerro Overo, maar ubicado en Antofagasta.....	8
Fig. 13: Derecha: Frente flujo pahoehoe sobre colada Aa. Izquierda: Transición de flujo Aa a flujo paoehoe.....	9
Fig. 14: Estructura del lóbulo de colada pahoehoe tipo S.	10
Fig. 15: Frente de colada Aa en el volcán Mauna Loa, Hawaii.....	10
Fig. 16: Colada de lava bloque en volcán Lascar, Chile.	11
Fig. 17: Domo en el volcán Novarupta, Estados Unidos.	11
Fig. 18: Partes de una corriente de densidad piroclástica. Zona basal con material grueso y zona superior con material fino suspendido por gases.....	12
Fig. 19: Flujo piroclástico en volcán de Fuego, Nicaragua.	12
Fig. 20: Depósito de corriente densidad piroclástica asociado a la ignimbrita Pucón, Chile.....	13
Fig. 21: Orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. a) Colapso total o parcial de la columna eruptiva. b) Erupción explosiva de un domo. c) Colapso gravitacional de un domo.	14
Fig. 22: Avalancha volcánica en Monte Santa Helena.....	15
Fig. 23: Esquema de las distintas profundidades del plano de deslizamiento generador de los diferentes tipos de avalancha.....	17
Fig. 24: Hummocks generado en la erupción del 1980 en el Monte Santa Helena.....	17
Fig. 25: Esquemas representativos de las posibles fuentes de tsunamis volcánicos..	18
Fig. 26: Desgasificación en volcán Villarrica, Chile.	19
Fig. 27: Muestreo de gases en volcán Guagua Pichincha, Ecuador.	20
Fig. 28: Lahar primario generado en volcán de Fuego, Guatemala.....	21
Fig. 29: Modelo esquemático de la generación de lahares primarios durante una erupción explosiva que produce fusión del glaciár.	22
Fig. 30: Modelo esquemático de la generación de lahares secundarios por intensas lluvias que movilizan el material volcánico.....	23
Fig. 31: Infraestructuras destruidas por el lahar primario generado post erupción del volcán Calbuco, Chile.	24
Fig. 32: Ensenada cubierto por depósito piroclástico producto de la erupción del volcán Calbuco, Chile.	25

1. Introducción a la vulcanología

1.1. Conceptos básicos

La vulcanología empezó a ser estudiada por los griegos y romanos, los cuales especulaban que las erupciones volcánicas eran producto de la acumulación y compresión de gases dentro de la Tierra. Uno de los primeros autores que describió el desarrollo de una erupción explosiva del Vesubio fue Plinio (fig. 1).



Fig. 1 : Plinio "El joven"

Actualmente esta disciplina se basa en el estudio del origen y ascenso del magma desde el manto hacia la superficie, considerando la evolución del magma desde un punto de vista químico y físico, el mecanismo de transporte y erupción. Es de importancia el estudio de la vulcanología puesto que tiene una incidencia importante en las poblaciones y en el ambiente, por lo que evaluar la historia evolutiva de cada volcán en conjunto con sus productos y el constante monitoreo a través de distintas técnicas que permiten medir parámetros sísmicos, geodésicos, geoquímicos, térmicos, entre otros, permitiendo determinar el estado del volcán y definir zonas de peligro volcánico.

La distribución del vulcanismo (fig. 2,3) activo está directamente relacionado con la tectónica de placas, en donde se desarrolla adyacente a los límites convergentes, en la cual la placa de menor densidad subducta bajo otra placa y en las zonas de rifting, en donde se genera nueva corteza en los márgenes de placa divergentes. Raramente ocurre actividad volcánica en límites transformantes.

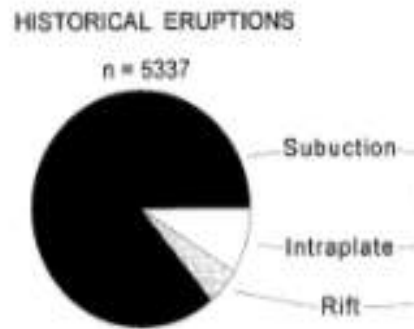


Fig. 2: Distribución del volcanismo en la Tierra basado en las erupciones históricas documentadas.



Fig. 3: Relación entre el volcanismo y margen de placas

En el primer caso, el magmatismo y vulcanismo se da por la fusión parcial del manto y se debe a la baja de temperatura de fusión producto de la adición de agua al sistema; en donde el espesor de la corteza tiene un rol importante que afecta en los procesos de ascenso y diferenciación magmática; puesto que en zonas donde la corteza es delgada, los magmas provenientes desde el manto ascienden hasta la superficie y pueden mantener sus características primarias (fig. 4). Mientras que en zonas donde la potencia de la corteza es mayor maduros, es más difícil el ascenso de magmas primarios permitiendo que evolucionen los magmas y tengan una afinidad más ácida.

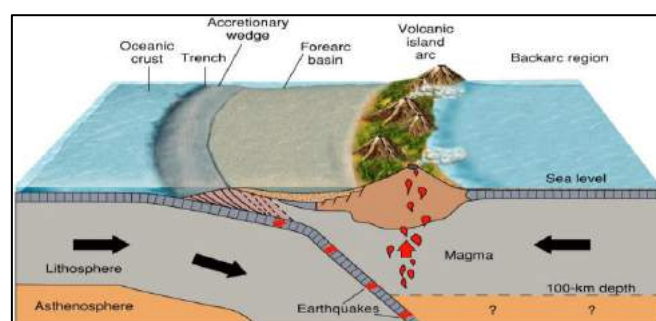


Fig. 4: Perfil esquemático de las zonas de subducción (corteza oceánica-corteza continental)

La fusión parcial en las dorsales oceánicas se genera por el proceso de descompresión adiabática y genera como resultado un magma basáltico conocido como basaltos de las dorsales medio oceánicas (MORB), el cual intruye a través de zonas de debilidad de carácter tensional (fig. 5). Las rocas generadas forman parte de la corteza oceánica, siendo transportadas a velocidades entre 1- 10 cm/año hacia ambos costados de la dorsal por un proceso continuo de expansión del fondo oceánico.

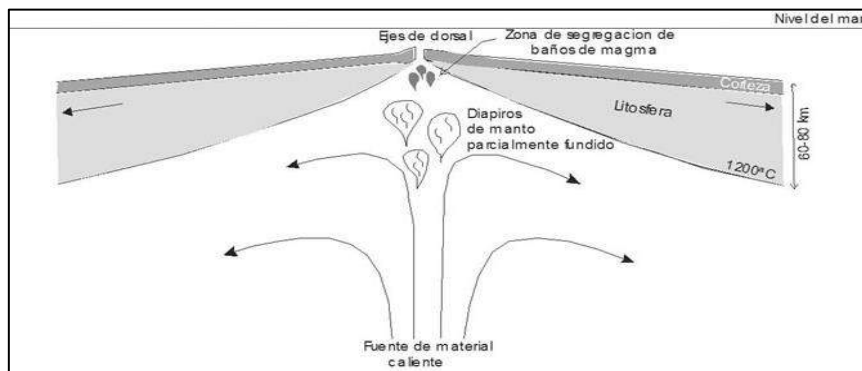


Fig. 5: Perfil esquemático de las dorsales oceánicas.

Posterior a la fusión parcial, el fundido se separa del sólido residual y migra a través de un medio poroso a lo largo de canales que se generan entre los minerales hasta una zona de emplazamiento dentro de la corteza o extruye por medio de distintos estilos eruptivos.

Sin embargo, existe una menor fracción de volcanismo que se expresa independiente a los márgenes de placa, conocido como hot spots (fig. 6) generando basaltos toleíticos a alcalinos con una asignatura geoquímica tipo OIB. Estas zonas son resultado de plumas mantélicas que provienen cercano al límite entre el núcleo y manto.

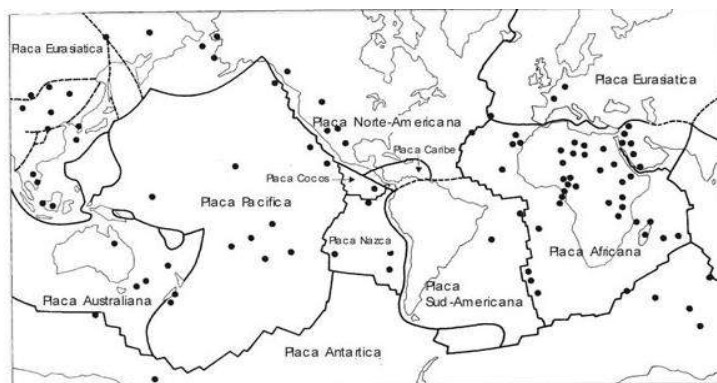


Fig. 6: Distribución de hot spots.

1.2. Clasificación de volcanes

Los volcanes son la evidencia de los distintos procesos que los construyen como lo son los procesos de diferenciación, tasa de emisión, estilos de erupción, entre otros; causando que existan volcanes con distintas morfologías, volumen y/o productos.

Estos macizos se forman cuando el magma sale hacia la superficie a través de zonas de debilidad, y al momento en que el magma está cerca de la superficie, la presión disminuye permitiendo la exsolución de los gases disueltos.

A partir de esto se distinguen las siguientes clasificaciones:

1.2.1. Estratovolcán:

Edificio volcánico construido por la superposición de materiales que han sido generados por las erupciones volcánicas a lo largo de su evolución. La morfología del cono se da a causa de la formación de capas de productos volcánicos tales como lavas, depósitos de caída, flujos piroclásticos, lahares, entre otros.

Poseen una altura de 1-3 km de altura sobre la base y alcanza volúmenes promedio entre 10 a 100 km³ comúnmente (Sernageomin, 2018). Puede tener pendientes entre los 15° hasta 40°.

Varios estratovolcanes poseen conos de ceniza y conos parásitos en los flancos, como lo es en el volcán Etna.

Este macizo puede darse en todo tipo de margen tectónico, sin embargo, suelen ser más comunes en zonas de subducción, como lo es el volcán Llaima y volcán Osorno (fig. 7) en el contexto de Chile.



Fig. 7: Volcán Osorno, estratovolcán ubicado al sur de Chile.

1.2.2. Volcán escudo:

Volcán compuesto predominantemente por coladas de lavas de tipo pahoehoe y Aa, y en menor proporción capas con rocas piroclásticas. La pendiente de estos macizos es de $4-8^{\circ}$ debido a que la lava posee una baja viscosidad y suele tener una alta tasa de emisión, por lo que tiene un mayor alcance (Sigurdsson et al., 1999)

Generalmente este tipo de volcán se forma a partir de un centro de emisión lineal que presenta escasos metros de ancho, pero puede tener desde unos pocos kilómetros de longitud, como lo es en el caso de Kamoamoia en Hawaii (Orr et al., 2012), hasta decenas de kilómetros como el Laki Craters en Islandia (Thordarson y Self, 1993) (fig. 8).



Fig. 8: Laki Craters, categorizado como volcán generado a partir de una fisura lineal en Islandia.

Estos generalmente se desarrollan bajo el estilo eruptivo hawaiano y de manera ocasional de tipo estromboliano.

Se forman en ambientes oceánicos como continentales, pudiendo ocurrir dentro de largos campos volcánicos en los flancos de las laderas, zonas de rift o incluso dentro de calderas, pudiendo desarrollar coladas de lava de gran extensión cuya composición suele ser basáltica.

Independiente de la configuración tectónica, las erupciones fisúrales suelen generar pequeños conos de ceniza, levees y lóbulos de avance. Pero es difícil de reconocer puesto que suelen presentarse como una superficie plana con grietas, además no se observa una caldera central.

1.2.3. Caldera:

Es un volcán que presenta un área de subsidencia relativamente circular, cuya morfología es generada por fallas de hundimiento y/o anillo (Kennedy et al., 2016) con paredes subverticales relacionadas al colapso del volcán provocado por el drenaje completo o parcial del reservorio magmático (fig. 9).

La pérdida del volumen del magma puede ser a causa de erupciones explosivas, efusivas o por movimiento lateral del magma a través del sistema de drenaje interno del volcán.

Algunas calderas están expuestas por la destrucción de los flancos del volcán ya sea por erosión o deslizamientos (Branney y Acocella, 2015).

Esto puede ocurrir en cualquier tipo de ambiente, ya sea oceánico o continental; y tienden a ser poligénicas, como el caso del volcán Villarrica en Chile, en el cual existe una etapa de desarrollo del sistema de conductos, luego el colapso de la caldera y finalmente el rejuvenecimiento magmático (Moreno y Clavero, 2006). Otro caso es el Ranu Kao ubicado en Rapa Nui con una altura aproximada de 320 metros (Baker et al., 1974).



Fig. 9: Caldera

1.2.4. Centros monogenéticos:

Estas son estructuras volcánicas de poco volumen y poseen distintas morfologías tales como anillos de toba, anillos piroclásticos, maares, conos de lava, conos de escoria, entre otros; clasificados de acuerdo con la relación agua/magma, estilo eruptivo dominante y su morfología.

Un campo monogenético típico puede contener entre 10 a 100 volcanes, como por ejemplo la zona de Michoacan - Guanajuato con un número de volcanes mayor a 1000 unidades.

Se forman a partir de distintos estilos de erupciones de carácter simple y de corta duración (Nemeth y Kereszturi, 2015).

Los conos de escoria poseen una morfología cónica (fig. 10), puede alcanzar una altura de 300 m, diámetro de hasta 900 m y pendientes aproximadamente de 30°. Generalmente está compuesto por juveniles como la escoria predominantemente (Silva y Lindsay, 2015)



Fig. 10: Cono de escoria Parícutín, México.

Los conos de spatter se produce por la aglomeración de spatter o fragmentos incandescentes alrededor de un cráter volcánico, los cuales tienden a soldarse por las altas temperaturas. Tal es el caso del cono de spatter Eldborg que tiene 95 m de diámetro y 20 m de alto (Stevenson et al., 2012) (fig. 11).



Fig. 11: Cono de spatter Eldborg, Islandia.

El maar es un cráter con morfología circular, que puede ser rellenado posteriormente con agua. Esta estructura se forma a partir de una erupción freato-magmática producto del contacto del magma con aguas subterráneas (Silva y Lindsay, 2015). Un ejemplo es el volcán Cerro Overo de edad Holocena ubicado en Antofagasta, Chile (Silva y Francis, 1991) (fig. 12).



Fig. 12: Volcán Cerro Overo, maar ubicado en Antofagasta

1.3. Productos volcánicos y su caracterización

1.3.1. Lava:

Lava es el nombre que recibe el magma al salir a la superficie de manera efusiva, corresponde al material total o parcialmente fundido, el cual se solidifica y desgasifica al entrar en contacto con la atmósfera o el agua, su composición va a depender de las características del magma del cual proviene. La temperatura está dentro del rango de 700 a 1200°C y la viscosidad entre 10^{12} a 10^2 Pa*s (Sigurdsson, 1999)

Los principales factores que controlan el flujo de las coladas de lavas son la tasa de emisión, propiedades físicas y químicas de la lava y las características del ambiente como la pendiente, topografía, y si es subaéreo o subacuático. Principalmente es la viscosidad que determina la velocidad con que fluye la lava, la cual está controlada principalmente por su temperatura y composición, generalmente las lavas con alta temperatura y bajo contenido de sílice fluyen mejor que las lavas de bajas temperaturas y alto contenido de sílice.

Tipos de lavas según composición:

- Lavas Basálticas: Posee un contenido de SiO₂ entre el 45% y 52%, su temperatura varía entre los 1000 a 1200°C y presentan una baja

viscosidad lo que permite que estas lavas tengan un rápido avance y que logren abarcar grandes extensiones.

- Lavas Andesíticas: Su contenido en SiO₂ se sitúa entre 52% y 63%, su temperatura de emisión de las andesitas entra en el rango de los 900 a los 1100°C, y presentan una viscosidad moderada a alta.
- Lavas Dacíticas: Contenido en SiO₂ entre 63 y 68%, su temperatura de emisión está comprendida entre 800 y 1000°C y poseen una alta viscosidad, por lo que suelen formar estructuras de domo, coulée o espinas.
- Lavas Riolíticas: El porcentaje de SiO₂ está en torno al 70%, su temperatura de emisión oscila entre los 700 y 800°C, tienen una viscosidad muy alta, se caracterizan por estar compuestas principalmente por vidrio volcánico.

Tipos de coladas de lava:

- Pahoehoe: Se asocian principalmente a lavas basálticas, su potencia va de 1 a 10 metros, gracias a su baja viscosidad pueden propagarse fácilmente por medio de lóbulos de avance (Gregg y Keszthelyi, 2004), llegando a cubrir grandes extensiones (fig. 13). Se caracterizan por sus superficies suaves. También se les conoce como lavas cordadas y son típicas de ambientes volcánicos del tipo hot spot como por ejemplo las islas de Hawaii.



Fig. 13: Derecha: Frente flujo pahoehoe sobre colada Aa. Izquierda: Transición de flujo Aa a flujo paoehoe.

Las coladas de tipo pahoehoe pueden ser diferenciadas en el tipo S (fig. 14), la cual contiene abundantes vesículas esféricas de tamaño menor a 4 mm de diámetro; la proporción de vesículas en la roca es del 40%. La otra clasificación es de tipo P, la cual posee menos vesículas, pero de mayor tamaño. Hacia el

exterior del lóbulo predomina el vidrio y suele no tener vesículas (Wilmoth and Walker 1993).

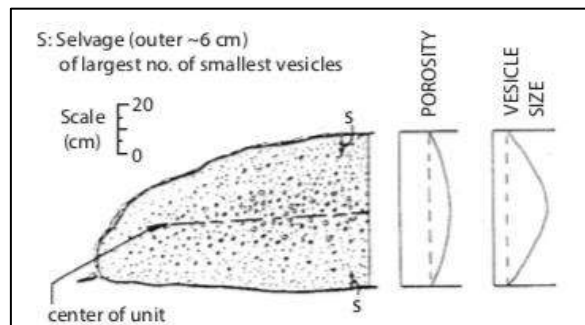


Fig. 14: Estructura del lóbulo de colada pahoehoe tipo S.

- Aa: Este tipo de lavas son más lentas que las coladas pahoehoe, además al ir enfriándose se forma una capa gruesa que a medida que fluye va quebrándose en trozos irregulares lo que le otorga su aspecto rugoso, a este proceso es reconocido como autobrechización (fig. 15). En general estas coladas son de composición basáltica y pueden alcanzar una potencia aproximada de 20 metros (Kilburn, 2015).



Fig. 15: Frente de colada Aa en el volcán Mauna Loa, Hawaii.

- Bloque: Formadas por lavas altamente viscosas pueden ser de composición andesítica a dacítica por lo general, se caracterizan por la presencia de bloques angulares con superficies suavizadas, y pueden alcanzar hasta decenas de metros de potencia (Kilburn, 2015) (fig. 16).



Fig. 16: Colada de lava bloque en volcán Lascar, Chile.

- Lava domo:

Es un tipo de lava en la cual se acumula debido a la alta viscosidad y tiende a fluir levemente producto de la gravedad. Es potencialmente peligrosa, ya que suelen formar estructuras inestables, pudiendo colapsar por efectos gravitacionales. Suele formarse por composiciones que van desde andesitas a riolitas (fig. 17).



Fig. 17: Domo en el volcán Novarupta, Estados Unidos.

1.3.2. Corrientes de densidad piroclástica

Nubes ardientes de material sólido y gases calientes, que descienden por las laderas del volcán con altas velocidades (hasta 500 km/hr) y elevadas temperaturas entre 200-700 °C (Sernageomin, 2017). Además, pueden recorrer distancias de hasta 100 km desde el centro eruptivo (Sigurdsson et al., 2015). Se constituyen generalmente por dos partes (fig. 18), una parte basal de material grueso, con fragmentos de gran tamaño que se mueven a ras del suelo y una

parte turbulenta compuesta por una nube de material fino (ceniza y lapilli) que se elevan por encima del flujo basal. Las cenizas pueden caer de esta nube sobre un área amplia a favor del viento de la corriente piroclástica.

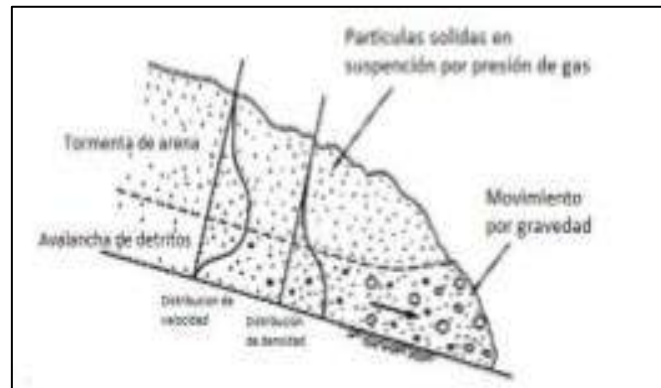


Fig. 18: Partes de una corriente de densidad piroclástica. Zona basal con material grueso y zona superior con material fino suspendido por gases.

Las corrientes se deslizan por las laderas del volcán, generalmente canalizado en los valles, pero en ocasiones la parte diluida puede sobrepasar estas barreras, y desacoplarse del flujo principal, presentando un comportamiento impredecible y aumentando su peligrosidad (Jorquera, 2018).



Fig. 19: Flujo piroclástico en volcán de Fuego, Nicaragua.

Los depósitos de las corrientes de densidad piroclástica se denominan ignimbritas (fig. 20), y se caracterizan por tener abundantes fragmentos juveniles de pómez y ceniza, además el depósito puede ser macizo o estratificado (Burgisser y Bergantz, 2002). Producto de la alta temperatura que contienen los materiales, y a la presión que estos ejercen al depositarse, es que se generan estructuras conocidas como fiammes que dan origen a la textura eutaxítica (Pérez y Fernández, 2015).

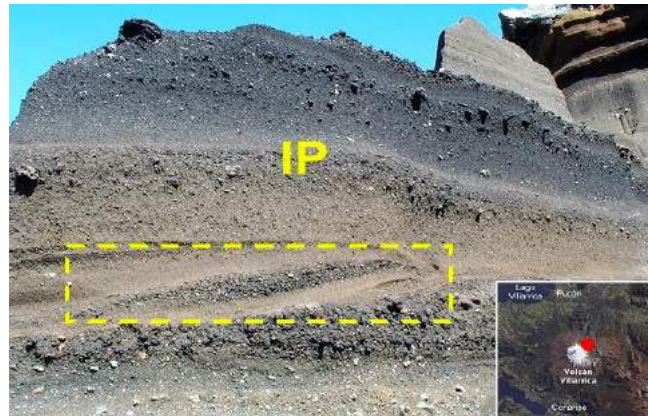


Fig. 20: Depósito de corriente densidad piroclástica asociado a la ignimbrita Pucón, Chile.

Estas se pueden originar de 3 maneras distintas, en donde la mayoría se generan por erupciones plinianas producto del colapso total o parcial de una columna eruptiva (caso a, fig. 21).

Este colapso puede ocurrir debido a un aumento del tamaño del cráter del volcán, por la disminución de la velocidad de expulsión del material piroclástico, aumento de la carga sólida y de la capacidad de incorporación de aire para conseguir una disminución de su densidad y ser más ligera que la atmósfera que la rodea. Ejemplos son las erupciones volcánicas del volcán Calbuco (2015), Chaitén (2008).

También pueden ser generadas por erupciones explosivas de domos (caso b, fig. 21), las cuales ocurren en magmas viscosos de composición dacítica-riolítica, en donde el domo bloquea el conducto principal y eventualmente explota bajo presión, dispersando el material piroclástico por los flancos del volcán. Si la explosión es extremadamente violenta, esta obstrucción del conducto principal puede producir una explosión lateral. Ejemplo: Mont Pelée (1902).

Finalmente, una CDP se puede originar por el colapso gravitacional de un domo (caso c, fig. 21), sin erupciones asociadas. A medida que el domo crece en el cráter, alcanza un gran tamaño y debido a que es una estructura inestable, colapsa por la acción de la gravedad. Ejemplo: Nevados de Chillán (2017).

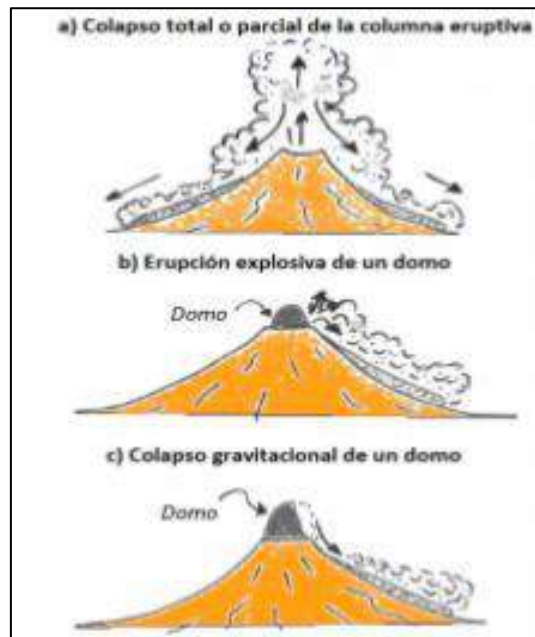


Fig. 21: Orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. a) Colapso total o parcial de la columna eruptiva. b) Erupción explosiva de un domo. c) Colapso gravitacional de un domo.

Tipos de corriente de densidad piroclástica según su génesis:

- **Flujo piroclástico:** Son corrientes densas, formadas por piroclastos y gases, se caracterizan por alcanzar altas temperaturas de hasta 700°C y velocidades entre 100 a 500 km/h (Sernageomin, 2017), en el cual, los fragmentos son transportados de forma laminar al interior del flujo, y su fase gaseosa se mantiene relativamente confinada entre las partículas. Estos fragmentos están constituidos principalmente por cenizas, pómez, fragmentos de roca y/o minerales.

Los depósitos presentan características de mala selección y macizos. También presentan estructuras de desgasificación, como pipas predispuestas verticalmente y moldes de restos vegetales cerca de la base orientados en la dirección del flujo. En general, a los depósitos resultantes de los flujos piroclásticos se les denomina ignimbritas (Pérez y Fernández, 2015).

- **Oleada piroclástica:** Las oleadas piroclásticas son corrientes turbulentas, diluidas, que alcanzan velocidades desde 100 a 400 km/h y altas temperaturas de decenas a centenas de °C. Se componen principalmente por gases, y se generan principalmente en erupciones freatomagmáticas

(Sernageomin, 2017). Su principal mecanismo de transporte es la fluidificación, que se entiende como la suspensión de partículas, la cual es posible, únicamente, mientras la velocidad de movimiento del flujo sea superior a la velocidad de caída de las mismas (Pérez y Fernández, 2015), y además tiene una dinámica con la capacidad de sobrepasar barreras topográficas.

Dentro de los depósitos presentan características de media a buena selección, se destaca la presencia de gran cantidad de fragmentos accidentales y estructuras sedimentarias unidireccionales, como laminación cruzada planar y plano paralela, anti-dunas y/o presencia de huellas de impacto debido a los fragmentos balísticos que caen sobre el depósito. En el caso de las erupciones freatomagmáticas, se encuentra abundante presencia de líticos y lapillis acrecionales (Jorquera, 2018).

1.3.3. Avalanchas volcánicas

Las avalanchas volcánicas son un tipo de remoción en masa, las cuales pueden tener velocidades de hasta 360 km/hr, por lo que pueden llegar a distancias de más de 20 km desde su origen, sobre todo si se encausan por quebradas (fig. 22). En general presentan un volumen de 1-20 km³ y potencias de decenas de metros, con bloques como componente principal, los cuales pueden tener disyunción prismática, fracturamiento tipo jigsaw y marcas de impacto (Rodríguez, 2020). Estos parámetros son muy variables, ya que dependen de la magnitud del material desplazado.



Fig. 22: Avalancha volcánica en Monte Santa Helena.

Otro factor de gran importancia para entender las avalanchas volcánicas es la extrema movilidad (relación entre desplazamiento vertical y horizontal) que pueden tener. Este parámetro depende de distintas características intrínsecas

del flujo como, por ejemplo, morfometría de los clastos y tamaño de grano, además de la topografía previamente existente (Perinotto H. et al., 2015).

Se han diseñado distintos modelos para entender el mecanismo de transporte, donde los principales son fluidización, lubricación y desintegración dinámica, éste último es uno de los que explica de manera más correcta el mecanismo, demostrando que la fragmentación de los clastos de mayor tamaño durante el transporte juega un rol importante en la movilidad que este tenga (Perinotto H. et al., 2015).

De acuerdo con van Wyk de Vries y Delcamp, 2015 existen diversas formas de favorecer y/o generar una avalancha volcánica, algunas de estas son:

- Explosión dirigida: La intrusión de magma en uno o más flancos del volcán puede deformar y reducir la resistencia mecánica de la roca mediante brechización, creando zonas de cizalle y desestabilizando así una zona del edificio que generará el colapso total o parcial de este.
- Presión hidrostática: Períodos de alta precipitación, deshielo y cambios en el sistema hidrotermal pueden generar aumento en la presión hidrostática (en poros y fracturas), favoreciendo o, directamente, gatillando un colapso.
- Explosión freática: El material caliente, en forma de magma o gases, tiene contacto con niveles freáticos provocando erupciones violentas que hacen colapsar parte del edificio, generando avalanchas.
- Adición de material: La continua construcción del edificio volcánico añade una nueva carga que podría eventualmente hacer inestable la ladera.
- Tectónica: Sismos asociados a fallas activas pueden cambiar el régimen de esfuerzo aumentando el estrés en el área.

Existen distintas clasificaciones de avalanchas volcánicas según su origen (Sigurdsson H. et al., 2015):

- Bezymianny: Relacionadas a erupciones magmáticas
- Bandai: Asociadas a erupciones no magmáticas, sino que freáticas.

- Unzen: Asociadas a actividad sísmica.

Según su magnitud y profundidad, con respecto al volcán, que alcanza el escarpe (Van Wyk de Vries y Delcamp, 2015) (fig. 23):

- Monogenéticas: Colapso de volcanes monogenéticos generando un depósito relativamente pequeño comparado con el volcán poligenético.
- Avalanchas superficiales: Generadas en los primeros niveles de superficie, no involucra el núcleo del volcán.
- Avalanchas que incluyen sustrato: Son eventos que incluyen una gran cantidad de material, tanto del edificio volcánico como el material circundante a este.

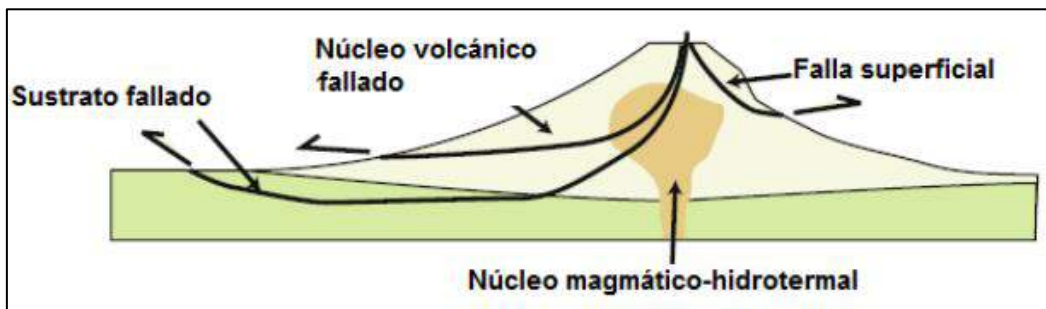


Fig. 23: Esquema de las distintas profundidades del plano de deslizamiento generador de los diferentes tipos de avalancha.

Los depósitos de avalancha se caracterizan por tener una mala selección, con tamaños que varían desde bloques métricos hasta material muy fino, además de la ocurrencia de gradación inversa (Rodríguez, 2020).



Fig. 24: Hummocks generado en la erupción del 1980 en el Monte Santa Helena. Este tipo de depósitos se pueden reconocer en terreno por la presencia de ciertas estructuras topográficas, algunas de ellas son: hummocks (fig, 24); pequeños montículos irregulares con forma de "cerrillos", ridges, elevaciones

angostas, de gran longitud, con formas escarpadas y crestas puntiagudas, lóbulos en formas de lengua y finalmente levees (Rodríguez, 2020).

1.3.4. Tsunamis volcánicos:

Los tsunamis son una serie de ondas causada por una deformación repentina de la parte superior de una masa de agua. Estos pueden tener varios tipos de mecanismos, causando olas con distintas características, tales como; forma, dispersión, amplitud y periodo, las cuales, dificultan el estudio e integración en las fuentes que se utilizan para la generación de modelos numéricos y mapas probabilísticos de peligro de tsunami.

Los tsunamis generados por eventos volcánicos pueden localizarse en océanos, mares o lagos, se caracterizan por olas de periodo corto, mayor dispersión y efectos limitados de campo lejano en comparación con los tsunamis generados por terremoto (Paris, 2015), estos pueden expandir el área de daño de los volcanes, incluyendo áreas no afectadas por peligros volcánicos primarios.

Los tsunamis de proveniencia volcánica pueden ser varios, los cuales están ligados a diferentes mecanismos de origen asociados a procesos eruptivos y no eruptivos y representan el 5% de todos los tsunamis acontecidos en los últimos cuatro siglos.

Estos fenómenos son poco frecuentes, por ende, son difíciles de predecir y monitorear debido a la variabilidad de fuentes generadoras y a que puede presentarse más de un mecanismo en un mismo evento.

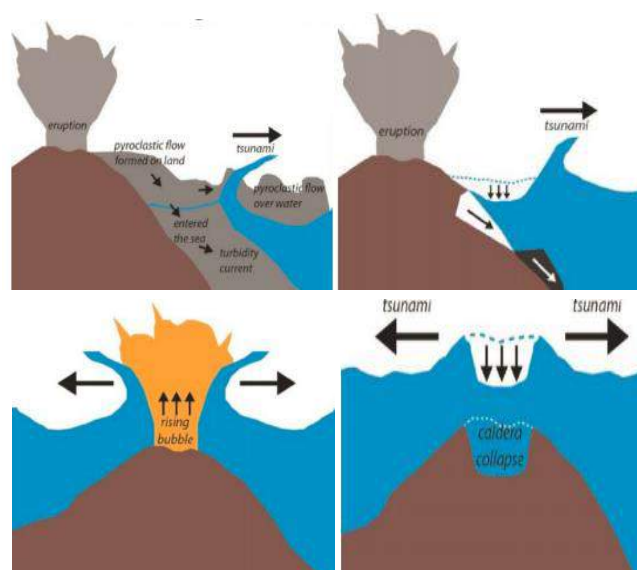


Fig. 25: Esquemas representativos de las posibles fuentes de tsunamis volcánicos.

Algunas posibles fuentes de generación de tsunamis volcánicos son los sismos volcano-tectónicos, corrientes de densidad piroclástica, erupciones submarinas, inestabilidad de laderas y colapso de caldera (fig. 25).

1.3.5. Gases volcánicos:

El magma contiene abundantes gases que se liberan a la superficie antes, durante y después de las erupciones; la mayoría de los gases al encontrarse en altas concentraciones se consideran tóxicos y nocivos para la salud, sobretodo al interactuar con agua pudiendo generar lluvia ácida o envenenamiento directo por consumo. Posterior a la erupción, los gases se concentran en cenizas volcánicas o se adhieren a sustratos de suelos influyendo directamente en las redes hídricas de sectores aledaños alterando las concentraciones de elementos puros en las aguas.

Algunos gases, como el dióxido de carbono (CO_2), son gases de efecto invernadero que promueven el calentamiento global, mientras que otros, como el dióxido de azufre, pueden causar enfriamiento global, destrucción del ozono y aire contaminado conocido como smog volcánico. El flúor es uno de los gases más tóxicos y letales para humanos y animales herbívoros ya que, precipita con las cenizas y se concentra en la vegetación (Moreno, 2015), reaccionando con el agua acidificándola, generando un resultado nocivo al igual que los compuestos con cloruros y azufre. Otros gases, como el anhídrido carbónico y el monóxido carbónico son inoloros, por lo tanto, es muy difícil que las personas lo detecten, provocando asfixia y envenenamiento silenciosamente.



Fig. 26: Desgasificación en volcán Villarrica, Chile.

Por lo general, los peligros de gases volcánicos son más severos en las áreas circundantes a los volcanes, especialmente en los flancos a favor del viento de respiraderos activos y fumarolas; a pesar de esto, la amenaza puede extenderse a largas distancias dependiendo de la dirección e intensidad del viento momentos después de la erupción misma, dependiendo también de si la erupción es de un magma rico en volátiles. No todos los gases se comportan de igual manera ni generan los mismos efectos, varían su peligrosidad dependiendo de las concentraciones.

Los estudios de emisiones volcánicas permiten a los científicos comparar la producción de gas volcánico con las emisiones de fuentes artificiales y evaluar los efectos de las erupciones pasadas y futuras en el clima de la Tierra (fig. 27).



Fig. 27: Muestreo de gases en volcán Guagua Pichincha, Ecuador.

Un caso fue registrado en la región de la Araucanía, en el cráter Navidad, cono durante la erupción del 25 de diciembre de 1988 donde se emitieron componentes dañinos como el fluoruro de hidrógeno que fue liberado durante las fases explosivas (Moreno y Gardeweg, 1989), y produjo la osteofluorosis de 50.000 animales que fallecieron producto de este evento en las localidades de Lonquimay y Malalcahuello (Araya et al., 1990). Durante la erupción se midieron concentraciones de hasta 40 ppm de flúor en follaje para animales, considerando que el consumo apropiado en humanos es aceptable entre 0,8 a 1,3 ppm (Araya et al., 1990).

1.3.6. Lahares

Es un flujo de detritos formado por una gran descarga de fragmentos con predominio volcánico, cuyo agente de transporte es el agua.

Estos flujos se desplazan principalmente por los cauces que descienden del edificio volcánico, a velocidades que pueden superar los 100 km/h, por lo que son altamente destructivos.



Fig. 28: Lahar primario generado en volcán de Fuego, Guatemala.

La proporción de agua y sedimentos en el flujo tiene relevancia ya que define su dinámica (Sernageomin. 2017).

Los lahares pueden generarse de diversas formas, sin embargo, cada caso requiere de los siguientes factores:

- Fuente adecuada de agua: Agua almacenada en el subsuelo, hielo o nieve que se derrite rápidamente, agua subglacial, lagos de cráter o adyacentes, agua proveniente de precipitaciones e incluso agua del sistema hidrotermal o freático del volcán si es que este posee asociado a erupciones freatomagmáticas.
- Disponibilidad de material no consolidado: Gran cantidad de detritos, cuya mayoría de los fragmentos corresponden a rocas volcánicas provenientes de erupciones por lo general explosivas. Los flujos y/o caídas piroclásticas depositan abundantes escombros que pueden ser fácilmente removidos. Concentración entre 5 a 50% de material sólido.
- Pendiente: Frecuente en los conos volcánicos, favorecen el descenso de estos flujos por influencia de la gravedad.

- Factores gatillantes: Erupciones, sismos, inestabilidad de los edificios y/o fuertes lluvias. Cada tipo de colapso puede evolucionar y transformarse en lahar.

Los lahares pueden ser tanto primarios como secundarios según su origen, si están relacionados directa o indirectamente a las erupciones volcánicas.

- Lahares primarios: Estos flujos se forman como consecuencia directa de una erupción volcánica. Se producen principalmente durante un evento eruptivo el cual el material incandescente ocasiona el derretimiento inmediato de grandes volúmenes de hielo y nieve de los glaciares que cubren algunos edificios volcánicos (fig. 29), estos se ubican en zonas donde la caída de nieve es frecuente. Este tipo de lahar puede generarse también por ruptura o expulsión del agua de lagos de cráter durante las erupciones. La mezcla de agua y productos eruptivos forman lahares que fluyen gracias a la pendiente del terreno (Vallance, 2005; Vallance e Iverson, 2015).

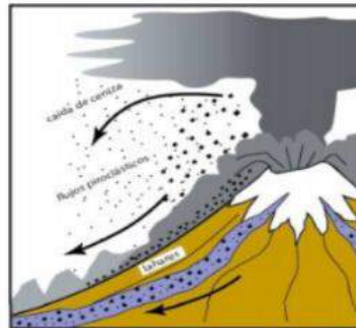


Fig. 29: Modelo esquemático de la generación de lahares primarios durante una erupción explosiva que produce fusión del glaciar.

Los lahares primarios tienden a ser muy voluminosos (107 - 109 m aproximadamente), registran altas velocidades (>20 m/s) y descargas de sus sedimentos. Comúnmente sus caudales máximos están entre 103 - 105 m/s (Mothes y Vallance, 2015).

Estas características les otorgan la capacidad de fluir grandes distancias, incluso hasta cientos de kilómetros, dependiendo de la proporción de detritos y agua.

- Lahares secundarios: Corresponden principalmente a lahares generados por lluvias. El material piroclástico no consolidado, a partir de erupciones previas, puede ser fácilmente removido por lluvias (fig. 30).

En general son de menor magnitud comparados con los primarios, sin embargo, son más frecuentes durante periodos lluviosos.

Pueden aumentar en tamaño y recurrencia incluso semanas o meses después de una erupción primaria por lo que su nivel de amenaza es difícil de anticipar.

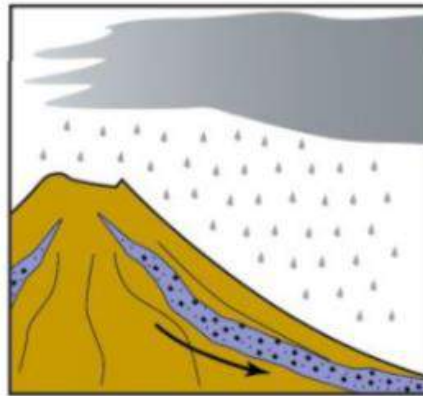


Fig. 30: Modelo esquemático de la generación de lahares secundarios por intensas lluvias que movilizan el material volcánico.

Los lahares originados por lluvias son relativamente pequeños. Su descarga y volumen se ven limitados por la intensidad, duración y acumulación de la lluvia, además del material disponible para ser incorporado al flujo. Su volumen se encuentra en el rango de 10⁴-10⁶ m³ y sus descargas en el orden de 10²-10³ m³/s, con distancias de recorrido menores a 10 km (Mothes y Vallance, 2015).

Los lahares pueden comprender uno o más tipos de flujo durante el mismo evento, evolucionando a partir de un flujo de detritos a flujo hiperconcentrado e incluso a fases más acuosas en secuencia o viceversa.

Su movimiento está controlado especialmente por la gravedad, la topografía del cauce y su volumen.

Los lahares están normalmente limitados a los cauces de valles y quebradas, pero cuando sobrepasan su capacidad se desbordan e inundan las planicies adyacentes (Vallance, 2005). Los lahares erosionan e incorporan sedimento principalmente al socavar pendientes fuertes, escarpes de terrazas fluviales y por el arrastre de materiales. La erosión se produce con mayor intensidad en tramos de alta pendiente y en zonas con sedimentos no consolidados, aumentando así su volumen (Vallance e Iverson, 2015). En general, cuando el flujo posee un mayor contenido de agua tiene más capacidad de erosión ya que

es turbulento, sin embargo, se puede producir erosión en menor escala durante las demás fases del flujo.

Uno de los principales mecanismos gatillantes de los lahares en Chile son las interacciones glaciario-volcánica que se llevan a cabo en cercanías de los centros de emisión. Si bien es difícil determinar cuántos volcanes terrestres están cubiertos por hielo/nieves perennes o estacional en algún momento del año, existen más de 485 volcanes activos que ocurren en latitudes superiores a 30° y elevaciones sobre los 1.000 msnm, estas características que poseen los edificios volcánicos abundan en el sur de nuestro país (Sernageomin. 2017). A esto se suma la gran actividad volcánica de los Andes Sur por lo que algunos volcanes de Chile han presentado recurrentemente lahares de diversas magnitudes. Se han documentado en erupciones históricas de los volcanes Calbuco (fig. 31), Llaima, Hudson, Villarrica, Puyehue-Cordón Caulle y Chaitén principalmente.



Fig. 31: Infraestructuras destruidas por el lahar primario generado post erupción del volcán Calbuco, Chile.

1.3.7. Tefra:

Fragmentos de roca expulsados hacia la atmósfera producto de una erupción generalmente de tipo explosiva y que caen posteriormente sobre la superficie. El tamaño de los fragmentos puede estar entre ceniza a bloques o bombas dependiendo de la lejanía del volcán; y la composición de estos fragmentos puede ser juvenil, los cuales se forman por el enfriamiento del magma de la

misma erupción como pómez o escoria, accidental que son fragmentos del basamento del volcán, y accesorios, los cuales son fragmentos del edificio volcánico (erupciones previas).



Fig. 32: Ensenada cubierto por depósito piroclástico producto de la erupción del volcán Calbuco, Chile.

Referencias

- Araya O., Wittwer F., Villa A., Ducom C. 1990. Bovine fluorosis following volcanic activity in the southern Andes. *Veterinary Record* 1990 Vol. 126 N°26 641-642 p.
- Baker, P., Buckley, F., Holland, J. 1974. Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contr. Mineral. and Petrol.* 44, 85–100 p.
- Branney, M., Acocella, V. 2015. Chapter 16 - Calderas. *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, 2015. 299-315 p
- Gregg T., Keszthelyi L. 2004. The emplacement of pahoehoe toes: field observations and comparison to laboratory simulations. *Bull Volcanol* 66(5): 381–391p.
- Jorquera, C., 2018. Análisis de peligro volcánico por flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica en los estratovolcanes activos Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y Mocho-Choshuenco, Chile. Memoria de Título de Geóloga, Universidad de Concepción, 2015. Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. U de Las Palmas de Gran Canaria. Peligros Volcánicos.
- Kennedy, B. M., Holohan, E. P., Stix, J., Gravley, D. M., Davidson, J. R. J., Cole, J. W., & Burchardt, S. 2018. Volcanic and Igneous Plumbing Systems of Caldera Volcanoes. *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*, 259–284 p.
- Moreno, H., Clavero, J. 2006. *Geología del Volcán Villarrica - Regiones de La Araucanía y de Los Lagos*.
- Moreno, H., Gardeweg, M. 1989. La erupción reciente en el complejo volcánico Lonquimay (diciembre 1988), Andes del Sur. *Andean Geology*, 16(1), 93-117p.

- Moreno. H., 2015. Volcanismo y Peligros volcánicos: el rol del SERNAGEOMIN y los volcanes de la Región de Arica y Parinacota.
- Mothes, P., Vallance, J. W. (2015). Lahars at Cotopaxi and Tungurahua Volcanoes, Ecuador. *Volcanic Hazards, Risks and Disasters*, 141–168 p.
- Paris, R., 2015. Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373 p.
- Perinotto H., Schneider J.L., Bachélery P., Le Bourdonnec F., Famin V., Michon L., 2015. The extreme mobility of debris avalanche: A new model of transport mechanism.
- Sernageomin, 2017. Oleada Piroclástica. <https://www.sernageomin.cl/?s=Oleada+piroclastica>.
- Sernageomin, 2018. Chile: Territorio volcánico. Servicio Nacional de Geología y Minería: 139 p. Santiago
- Silva, S., Francis, P. 1991. Volcanoes of the Central Andes. 216 p.
- Stevenson, J., Mitchell, N., Mochrie, F., Cassidy, M., & Pinkerton, H. 2012. Lava penetrating water: the different behaviours of pāhoehoe and ‘a‘ā at the Nesjahraun, Þingvellir, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 74(1), 33-46 p.
- Wilmoth RA, Walker G. 1993. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *J Volcanol Geotherm Res* 55:129–142 p.