EL MISIONERO DEL AGRO

CONCEPTOS BÁSICOS PARA COMPRENDER LOS EVENTOS VOLCÁNICOS Y RIESGOS VOLCÁNICOS

BASIC CONCEPTS TO UNDERSTAND THE VOLCANIC EVENTS AND VOLCANIC RISKS

Filiación:
Investigador Prometeo - Facultad de Ciencias Matemáticas y Físicas.
Universidad de Guayaquil

Autor:
Maurizio Mulas
Correo-E.: maurizio.mulas@ug.edu.ec
Telf. Cel.: 0998250529

Guayaquil, Ecuador

Fecha de presentación: 03/06/2016
Fecha de aceptación: 29/08/2016

CONCEPTOS BÁSICOS PARA COMPRENDER LOS EVENTOS VOLCÁNICOS Y RIESGOS VOLCÁNICOS

BASIC CONCEPTS TO UNDERSTAND THE VOLCANIC EVENTS AND VOLCANIC RISKS

Filiación

Investigador Prometeo - Facultad de Ciencias Matemáticas y Físicas. Universidad de Guayaquil

Autor

Maurizio Mulas
Correo-E.: maurizio.mulas@ug.edu.ec
Telf. Cel.: 0998250529

Fecha de presentación: 03/06/2016
Fecha de aceptación: 29/08/2016

Resumen

A partir de 14 de Agosto del 2015, después 138 años de la última erupción fuerte, empezó la crisis volcánica del volcán Cotopaxi. Esta actividad de pequeña energía de tipo hidrotermal expulsó gran cantidad de vapor de agua, gases y ceniza hasta a 2km de altitud, afecto lo sectores cercano el volcán Cotopaxi (Macachí, Latacunga y lugares cercanos). Esta crisis volcánica sin duda despertó la atención de los habitantes sobre los riesgos relacionados con erupción volcánica y cómo estos riesgos pueden afectar la vida diaria de las personas. Diferentes actividades por parte del Instituto Geofísico fueron desarrolladas por el monitoreo del volcán para estar listo en caso que ocurra erupciones similares a la que ocurrió en 1877. El presente artículo de reflexión tiene como objetivos explicar de manera clara los conceptos de Riesgo y las técnicas base para determinar la Peligrosidad en caso de amenazas de erupciones volcánicas, así que las personas puedan comprender de manera exitosa todas las informaciones impartidas por las autoridades y por la Secretaría de Gestión de Riesgo en momento de emergencia.

Palabras clave: Erupción, monitoreo, peligrosidad, Cotopaxi

Abstract

From 14 August 2015, after 138 years of the last strong eruption, began the Cotopaxi volcano crisis. This small power of hydrothermal type activity drove out large amount of steam, gases and ash up to 2km in altitude, affect the sectors near the volcano Cotopaxi (Macachi, Latacunga and nearby places). This volcanic crisis undoubtedly aroused the attention of the habitants about the risks associated with volcanic eruption and how these risks can affect the daily life of people. Different activities by the Geophysical Institute were developed for the monitoring of the volcano to be ready if that happens eruptions similar to 1877 happened. The objetive of this reflection article, its explain the concepts of risk and the technical base to determine the danger in case of threats of volcanic eruptions, so people can understand successfully all.

keywords: Eruption, monitoring, endangerment, Cotopaxi

Introducción

Una erupción es un proceso físico-mecánico de fuerte energía que provoca la subida del magma de sectores profundos de la tierra y que puede causar fuerte modificaciones a la topografía.

Este tipo de evento se puede comparar a la explosión de una bomba atómica (la erupción del Monte St. Helens, en 1980, se cuantificó igual a 500 veces la bomba nuclear de Hiroshima).

Este proceso físico de alta energía provoca una expulsión más o menos violenta de un gran volumen de materiales (que en casos extremos puede ser mayor que 1 km3). Las erupciones pueden ser de dos tipología: efusiva, si los productos son principalmente flujos de lava, o explosiva si se genera columna de ceniza y flujos piroclásticos.

El magma es una mezcla multifase (que consiste en gas, sólido y partículas líquidas), multicomponente (líquido, gas y sólidos) de composición variable desde silicato hasta carbonatita (por ejemplo, Volcán Ol Doinyo Lengai - Tanzania). Este líquido es generado por la fusión parcial de rocas profundas o por directo ascenso del manto a través de puntos débiles de la corteza oceánica (Hotspot). Los magmas silicatico tienen una composición variable de basalto, yesita, dacita hasta riolita en función del porcentaje de SiO2 y la cantidad de álcali (Na2O + K2O) de acuerdo con la clasificación de la TAS (Le Bas y., 1986). La viscosidad y densidad del magma depende de la composición química del mismo. La viscosidad es la fricción interna de un líquido y expresa la capacidad para fluir que tiene un líquido y está fuertemente influenciada por la temperatura. Los valores de viscosidad bajo condiciones anhidras pueden variar de valores de 100 N • s / m2 para los basaltos tholeiticos hasta 1011 para riolita anhidra (800 ° C). La densidad de una sustancia se define por la relación de su masa a la unidad de volumen y la densidad en el sistema internacional se mide en kg m^{-3}.

La columna eruptiva se puede simplificar en tres zonas (Sparks y al, 1986). La primera conocida como sector de “gas thrust” está localizado cerca del cono. Es debido a la rápida descompresión de la fase gaseosa. En ella las partículas se mueven de forma lineal, empujadas por el gas. Esta columna inicialmente tiene una densidad (cantidad de masa de cenizas entre cantidad de masa de gas) mayor a la del aire circundante, pero por efecto de la incorporación violenta del aire a la columna y la caída de grandes bloques que tienden a seguir trayectorias balísticas, la densidad se reduce rápidamente (Sparks, 1986). Cuando el efecto del empuje de los gases se termina, si la columna ha alcanzado una densidad menor que la del aire circundante sigue ascendiendo por flotación (de lo contrario ocurrirá al colapso parcial o total de la columna y la formación de flujos piroclásticos).

La zona convectiva es el segundo

sector de la columna. Aquí la densidad del sistema es menor que la del aire circundante y se tiene una fuerte liberación de energía térmica a partir de fragmentos caliente juvenil. También en esto sector se presenta caída de grandes bloques que tienden a seguir trayectorias balísticas. La altura máxima de esta región es el nivel donde la densidad de la columna de la erupción es igual a la de la atmósfera circundante. En la cima de la columna (zona de paraguas) se alcanza el equilibrio con la densidad del aire. A esta altura las partículas de cenizas son transportadas por el viento predominante. En caso de ausencia de viento esta área tendrá una forma de hongo.

Los flujos piroclásticos son los eventos volcánicos más destructivos conocidos. Los flujos piroclásticos son nubes compuestas por gases, ceniza y rocas de diverso tamaño capaces de fluir a grandes temperaturas y velocidades. Esto tipo de nube puede ser diluido (mucho más gas que sólidos) y se llama surge. Los surges pueden alcanzan mayor velocidad y distancia y sobrepasar obstáculos. En algunos casos pueden superar los 200 m/sec (Lajoie et al. 1989). Otro aspecto que influye en el alcance de estos flujos es la energía de la erupción y la pendiente del terreno por el cual fluyen.

Uno de los eventos que más preocupa a las poblaciones cercanas a volcanes como Cotopaxi son los lahares. Lahar es el "evento" de la removilización de materiales no consolidados que generan un flujo altamente concentrado de sedimento volcánico y agua (Smith and Fritz, 1989; Smith and Lowe, 1991; Pistolesi et al. 2013). Lo evento de lahar puede generar depositos que encierran todo "el continuum" entre "diluite streamflow" (<20% sedimento respecto a lo volumen), "hyperconcentrated flow" (20-60%), "debris flow" (>60%) y "debris avalanche" (Smith and Love, 1991; Doyle et al., 2010) con variación lineal de relación sedimento / agua, turbulencia, fuerzas de dispersión de granos y flotabilidad del fluido. El lahar puede ser generado durante el evento eruptivo (lahar primario), por ejemplo, por la destrupción de laguna presente entre el cráter (Massey et al, 2010; Manville y Cronin, 2007) o por erupción volcánica hidrata (Nemeth et al, 2006; Kilgour et al, 2010). El lahar, además, puede estar relacionado con la removilización, años después de la erupción, del material volcánico por eventos de lluvias (lahar secundario - Rodolfo, 1989; Pierson et al, 1992; Capra et al, 2010; de Belizal et al., 2013).

Las erupciones se clasifican de diferentes maneras, pero en las últimas décadas se han realizado dos clasificaciones principales. La primera es la clasificación propuesta por Walker (1973), que clasifica las erupciones de acuerdo a dispersión de los productos eruptado (área en km² cubierta por los tephras) con respecto a su grado de fragmentación (porcentaje de ceniza fina). En acuerdo con esta clasificación se reconocen 7 tipologías principales de erupciones: hawaiana, estromboliana, estrombolianas violenta, vulcaniana, surtseyana, sub-pliniana y pliniana.

En 1982, Newhall and Self, han formulado un nuevo tipo de clasificación llamada VEI (índice de explosividad volcánica, Tabla 1)) que clasifica las erupciones en una escala de 0 (erupciones hawaianas) hasta 8 (erupciones supervolcanicas). Este tipo de clasificación tiene en cuenta diferentes parámetros: volumen erupciónado, altura de columna, frecuencia, inyección en la troposfera y la inyección en la estratosfera.

Estos dos últimos factores son muy importantes por determinar el riesgo volcánico.

TABLA 1. CLASIFICACIÓN VEI

VEI	Volume erupcionado	Classificación	Altura columna	Frequencia	Entrada troposfera	Entrada estratosfera
0	1	Hawaiana	<100 m	continúa	insignificante	nada
1	10^4	Hawaiana/Estromboliana	100-1000 m	día	Baja	nada
2	10^6	Estromboliana/ Vulcaniana	1-5 km	semana	Moderada	nada
3	10^7	Vulcaniana/Sub Pliniana	3-15 km	meses	Importante	posible
4	10^8	Sub Pliniana/Pliniana	10-25 km	> 1 año	Importante	Baja
5	10^9	Pliniana	20-35 km	> 10 años	Importante	Moderada
6	10^{10}	Pliniana/Ultra Pliniana	>30 km	> 100 años	Importante	Importante
7	10^{11}	Ultra Pliniana	> 40 km	> 1000 años	Importante	Importante
8	10^{12}	Supervolcanica	>50 km	>10000 años	Importante	Importante

Historia eruptiva de los volcanes de Ecuador

El territorio ecuatoriano es uno de los territorios con mayor densidad de volcanes por km2 si se refiere a la superficie del país y al número de habitantes. En Ecuador son reconocidos 84 volcanes de los cuales 24 se encuentran todavía activos (actividad eruptiva en Oloceno - últimos 10.000 años) (Hall y Mothes; 2008). En este periodo, las gryes erupciones que han afectado a Ecuador fueron principalmente VEI = 5 y en un caso VEI = 6. Las erupciones VEI = 5 se registraron en el volcán Atacazo (2490 a.C. y 320 a.C.), en Cuicocha (1150 aC), en Guagua Pichincha (930 dC - Crystal Dome), en Pululahua (690 a.C.), en Soche (6650 a.C.) y Tungurahua (1010 aC) (Hidalgo et al., 2008; Samaniego et al., 1998 y 2012; Robín et al., 2008 y 2010; Papale y Rosi, 1993; Mothes et Hall, 2008). El volcán más activo, sin duda por número de erupciones es Cotopaxi, volcán que en Oloceno hizo 6 erupciones VEI = 5 (5820 aC, 4350 aC, 3880 aC, 3280 aC, 2640 aC y 2050 aC - Pistolesi et al., 2011; Barberi et al., 1995).

La erupción de mayor intensidad en Ecuador ocurrió en 1150 dC en el volcán Quilotoa (fase Q1 - Mothes et al., 2008) que erupcionó 18 km³ de productos volcánicos. Esta erupción empezó con una primera fase freatomagmatica que generó caída de fragmentos cineríticos, seguida por una fase de formación de

surges (flujos diluido de gas y ceniza) que llegaron hasta 6 kilómetros fuera del borde del cráter. A estos surges se asociaron flujos piroclásticos que viajaron hasta 10 km en los valles, creyo gruesos depósitos de 100m de espesor (Rosi et al, 1997. Di Muro et al., 2004).

Riesgo volcánico

Riesgo volcánico se define como el producto: R = Valor × Vulnerabilidad × Peligro. Valor es el monto total de vidas o propiedades a riesgo por erupciones y se ha determinado en función del número total de habitantes que viven en zonas que podrían verse afectadas por el evento geológico. Vulnerabilidad es el porcentaje del valor en riesgo de un evento volcánico dado y se basa en la probabilidad relativa de muertes como consecuencia de diferentes fenómenos volcánico. Peligro es la probabilidad de que un área dada puede verse afectada y se evalúa en base a la probabilidad absoluta de un fenómeno en un área determinada. El valor de riesgo volcánico se puede reducir solo con obras hechas para reducir. Todas las acciones dirigidas a reducir el riesgo a un área con obras preventivas y con acciones de divulgación somos todas las acciones de mitigaciones. Todos los cursos de conciencia para las personas, creación de mapas y escenarios de peligro, planes de emergencia y obras de ingeniería civil (barreras, canal) permitirán reducir los impactos de eventos eruptivos.

La mala estimación de cómo una comunidad pudiera reaccionar a la difusión de cuestiones científicas complejas puede llevar a subestimar el grado en que el público puede comprender todas las informaciones de los expertos, con consiguiente reducción de su nivel de preparación (Lindell y Whitney, 2000;. Patón et al, 2001). Además se ha dedicado menos atención a la comunicación y la información pública durante los largos períodos de inactividad volcánica. Estudios recientes (Cronin et al, 2004) han demostrado que las informaciones puede ser ignorada, incluso durante una crisis volcánica, si no se usa en un marco cultural y social apropiado. Los resultados muestran que los programas de educación son importantes, pero deben basarse en un conocimiento real de las necesidades de la población en situación de riesgo. (Barberi y al., 2008)

Principales técnicas para la determinación de peligro

La determinación del peligro en el caso de un volcán inactivo (volcán que puede entrar en erupción, pero actualmente no está activo) se puede llevar a cabo en tres modalidades principales (Barberi et al., 2008): reconstruyendo su historia eruptiva, monitoreyo la situación actual del volcán, y por medio de simulaciones determinística y probabilística.

Lo estudio de la historia eruptiva de un volcán tiene como objetivo principal comprender lo que es la máxima erupción posible (en términos de volumen de magma erupciónado), determinó la media y la frecuencia de las diferentes magnitudes de erupción

que tuvo el volcán en el pasado. Además se estudia el tipo de productos que erupcionó, teniendo en cuenta su rango de dispersión. Es importante saber, por ejemplo, el run-out de los flujos (distancia más alejada del centro eruptivo hasta a donde llegaron los flujos piroclásticos, lahares, flujos de lava y deslizamientos en caso de un colapso del edificio).

Del mismo modo, es importante saber dónde pueden llegar las cenizas relacionadas con eventos de columna, hasta que distancia afectó el territorio y los espesores. Esto, por ejemplo, es muy importante si en las cercanías del volcán son localizados aeropuertos, como por ejemplo en Quito (Volentinik y al. 2015). Lo estudio de peligro tiene como objetivo final la preparación de mapas sobre las áreas que pueden ser afectadas por los diferentes eventos.

Un buen estudio de la historia eruptiva requiere trabajo detallado en el terreno en zonas próximas respecto al volcán y luego de los sectores más alejados, hasta que se encuentran evidencias geológicas en los depósitos. El estudio en terreno se enfoca en estudios estratigráficos y de litofacies. Litofacies es un conjunto de características geométricas y físicas de los componentes de los depósitos (granulometría, estructuras sedimentarias y geometrías - Fisher y Schmincke, 1984; Branney y Kokelaar,2002).

Buena regla en el campo es describir objetivamente todas las características que se ve sin hacer ya interpretaciones. Las interpretaciones es bueno hacerla al final.

Posteriormente, después de que se aclaran el principio y el fin de los eventos por la presencia de contactos estratigráficos o por la presencia de paleosuelos (suelos retrabajados o que presentan cambios físico-químicos), se realiza la fase de muestreo. El tipo de muestreo depende de la magnitud de los eventos y por evidencias de cambio físico de los productos. En general, el muestreo realmente es más denso para eventos de pequeña magnitud en comparación con ellos de grande magnitud. En la escala de afloramiento, el muestreo se realiza en la base, en el medio y en el techo de los diferentes niveles.

En el laboratorio que realice una serie de análisis para caracterizar los productos físicamente, sedimentológicamente, petrográficamente y químicamente. El primero tipo de análisis de los tefra (material volcánico) no cohesivo es la caracterización sedimentológica. Las muestras se tamizan en un intervalo de entre -4Φ a + 4Φ (Φ = -log² diámetro en mm), para obtener la distribución en peso o los porcentajes de los diferentes tamaños de las partículas. Esto permite determinar valores como mediana, grado de clasificación de depósito (de mal clasificado hasta muy bien clasificado) y el valor de kurtosis (describe la geometría de la curva de distribución para comprender si hay un enriquecimiento en partícula fina o gruesa).

El estudio de los componentes

presentes en los depósitos (juveniles, líticos y cristales) se realiza para entender el tipo de actividad eruptiva (erupción de tipo estromboliano / Hawaiiana está enriquecido en juveniles mientras que una erupción pliniana tiene alto porcentaje en fragmentos líticos (fragmentos de rocas del sustrato o de erupciones anteriores)

El estudio de láminas petrográficas y las análisis química permiten reconocer el medio ambiente geodinámico en el que se generó el volcán y reconstruir la temporización el ascenso del magma. Por las análisis química se analiza los elementos mayores (expresados en óxidos - % sobre total) y oligoelementos (expresados en ppb).

Procesos de monitoreo

El proceso de monitoreo de los volcanes tiene como objetivo principal controlar e interpretar todos los procesos precursores de una erupción. Los procesos precursores son todos los cambios físicos y químicos que reflejan un ascenso del magma. Se estudian los cambios de sismicidad, deformación del suelo y algunos parámetros del mismo suelo (valores gravimétricos, magnéticos y eléctricos). También el proceso de monitoreo supervisará los aumentos de gas y variaciones isotópicas y geoquímicas de los gases volcánicos y aguas subterráneas y los flujos de calor (formación de nuevas áreas de fumarolas). El objetivo de estas acciones es claramente lo de reconocer, comprender e interpretar todo lo que se denominan precursores de erupción (Barberi et al., 2008).

Estas acciones permitirán a las instituciones que se encargan de todo el proceso de monitoreo, declarar los diferentes estados de alerta (generalmente de color verde para la situación tranquila y para crecer amarillo, naranja y rojo que representa el estado de la alerta del volcán cuando está en erupción). Para cada país se designa una institución que está a cargo de la supervisión de instalación y funcionamiento de los equipos hasta interpretación de los datos recibidos.

Por Ecuador el instituto encargado por el monitores de los volcanes es IG (Instituto Geofísico - Quito - http://www.igepn.edu.ec/); por lo otros país se puede elencar: United States Geological Survey (USGS - EE.UU - http://www.usgs.gov/), Instituto Nazionale di Geofísica e Vulcanología (INGV - Italia http://www.ingv.it/it/), Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS - Colombia - http://www.ingeominas.gov.co/), Institut de Physique du globe de País (IPGP - Francia - http://www.ipgp.fr/fr), Energi Sumber Daya Mineral (Indonesia - http://esdm.go.id/).

Las señales sísmicas son los parámetros más importantes en volcanes activos. Los instrumentos para grabar señales sísmicas son: acelerómetros y sismómetros de diferentes bandas que permiten grabar las señales de largo, medio y corto período respecto a las componentes principales (vertical, horizontal, N-S y E-W). En la página web del Instituto

Geofísico, por ejemplo, se puede obtener todas las características técnicas de los sensores instalados en los volcanes ecuatorianos. Los principales tipos de señales sísmicos monitoreado son las ondas sísmicas de período largo (LP - señales de periodo de aproximadamente 1 segundo), ondas sísmicas de período muy largo (VLP - señales de período de 2-3 segundos), temblor sísmicos y terremotos relacionado a explosión. Cada uno de estas señales representa las diferentes etapas de la subida de magma: LP testimonian procesos de resonancia en el conducto, VLP cambios de volumen en conducto por movimiento de magma, los temblores tesminoian fricción de magma con el conducto y terremotos relacionado a explosión están relacionados con las fases eruptivas en superficie.

Otro parámetro que puede ser testigo de ascenso de magma es la deformación del edificio volcánico. Es famoso en bibliografía el caso de Mt. St. Helens que en abril de 1980 mostró fuerte deformación lateral (Fig. X).
En el 2 de Mayo de 1980, aproximadamente dieciséis días antes de la erupción (18 de mayo), en el lado norte mostró una considerable deformación lateral. Esta fue una de las principales causas que influyeron en el tipo de erupción: después de un sismo de 5,1 (Carey et al. 1985) el lado norte del volcán (volumen total de 2,9 kilómetros cúbicos) colapso en dirección de Spirit Lake y del Norte Rork Toutle. Se generó inicialmente erupción de tipo lateral y luego vertical con columna eruptiva que alcanzó el 24 km de altitud.

El monitoreo de las deformaciones del edificio volcánico se llevan a cabo a través de las estaciones de posicionamiento GPS e inclinómetros. Otras técnicas de control de las deformaciones se realizan a través de los satélites con la técnica InSAR (radar de interferométria de apertura sintética). Esta técnica utiliza diferentes pasajes de los satélites en el mismo punto. Comparando posteriormente las imágenes, si no está coincidencia de los píxeles significa que está deformación del suelo y esta deformación se puede cuantificar.

Fig. 1. *Secuencia de fotos donde se puede observar la deformación de la parte norte del Mt. St. Helens*

Modelos matemáticos

Los modelos matemáticos representan las últimas fases de los procesos de determinación de riesgo volcánico. Conociendo la historia eruptiva del volcán y el estado actual de la mismo, se hacen estudios determinísticos (estudios que consideran escenarios eruptivos con parámetros y condiciones fijados - Bonadonna et al 2005) o probabilísticos (estudios que consideran escenarios eruptivos con parámetros y condiciones variables) para comprender todos los posibles escenarios (Volentik y Houghton, 2015). Estas simulaciones se pueden realizar por los diferentes procesos volcánicos: flujos piroclásticos, lahares o dispersión de la ceniza.

Los modelos de simulación reproducen, por medio de ecuaciones matemáticas, el comportamiento de sistemas reales complejos, que pueden simular eventos del pasado o predecir eventos futuros (en base a suposiciones de ciertos parámetros de entrada). Para prevenir situaciones de emergencia y tomar decisiones de mitigación tempranas, para la vulcanología es tan importante poder escenificar un evento del pasado, como predecir lo que pueda ocurrir en el futuro (Folch et al, 2012).

Los modelos de simulación de erupciones volcánicas han llegado a ser tan precisos, que, en base a la información arrojada por ellos, se toman decisiones tan importantes, como la de parar temporalmente el funcionamiento de aeropuertos (i.e. aeropuerto de Catania - Italia). Estos modelos requieren datos de entrada con calidad, un conocimiento profundo del fenómeno, alta experticia en el manejo del modelo, largo tiempo de procesamiento y, en ocasiones, requisitos computacionales de alta tecnología.

Los modelos matemáticos se dividen en dos tipologías: modelos de dispersión de Lagrange y modelos de dispersión de Eulero. En los modelos de dispersión de Lagrange se sigue matemáticamente la nube volcánica como los objetos que se mueven en la atmósfera y modela el movimiento de las partículas como un proceso de movimiento aleatorio. Un modelo lagrangiano utiliza un eje móvil de referencia, para estimar el movimiento de las partículas que se mueven de su lugar inicial. Un modelo de dispersión euleriano calcula el movimiento de penachos volcánicos mientras se mueven de su lugar inicial. El modelo euleriano utiliza una cuadrícula cartesiana tridimensional fija. Eso significa que el modelo euleriano permite observar solo el movimiento del penacho al pasar en un punto preciso.

Cada familia de modelos tiene diferentes grados de precisión, dependiendo de las suposiciones hechas para disminuir la complejidad del fenómeno que se quiere reproducir. Los modelos más sencillos son menos precisos porque se basan en hipótesis que simplifican los fenómenos físicos y químicos que están ocurriendo. Esto es especialmente crítico en el caso de dispersión de partículas finas porque el fenómeno de transporte es gobernado

principalmente por propiedades de la atmósfera lo que puede dar lugar a un sesgo considerable (Folch et al, 2008).

Los modelos de dispersión de cenizas complejos son teóricamente más precisos y pueden ser usados en toma de decisiones muy complejas que involucran un gran costo humano y material. En contra parte, estos modelos requieren gran cantidad de datos de entrada, conocimiento de la historia eruptiva de ese volcán, ajuste de los datos en el pre y post tratamiento (que pueden generar errores por manipulación) y, exigen altos requisitos computacionales y experiencia del usuario (tanto en vulcanología como en el modelo). Entre estos modelos destacan: MEDIA - Toulouse VAAC; HAZMAP - Macedonio et al. 2005; TEPHRA - Bonadonna et al. 2005; FALL3D - Costa et al. 2006 (modelos eulerianos) PUFF - Searcy et al. 1998; HYSPLIT - Draxler y Taylor 1982; VOL-CALPUFF - Barsotti et al. 2008; VAFTAD - Heffter, 1996. (modelos langrangianos).

Conclusiones

En los últimos 20 años, en el Ecuador continental, se han registrado actividades volcánicas de diferente intensidad: Sangay, Reventador, Cotopaxi, Tungurahua y Guagua Pichincha (Douillet et al. 2013; Steffke et al.2010; García Aristizabal et al. 2007; Lees et al, 2008; Toulkeridis et al. 2015). Se conoce que en el pasado, las erupciones de los volcanes ecuatorianos marcaron la vida de las poblaciones cercanas, por la caída de las cenizas, el flujos piroclásticos y los lahares. Small and Naumann (2001), citando a otros autores, advierten que en 1990, el 9% de la población mundial vivía a menos de 100 km de volcanes activos. Por Ecuador en lo último año tres volcanes erupcionaron o presentaron crisis volcánicas: Cotopaxi, Tungurahua y Sangay. Estos volcanes están localizados en las provincias de Pichincha (2.574.287 habitantes), Tungurahua (542.483 habitantes), Cotopaxi (409.205 habitantes) y Napo (103.697 habitantes) (IBGE - Censo Demográfico 2010). Estas provincias ocupan un área de 32.286 km2, y agrupan 339 cantones que pudieran ser cubiertos por alguna de las erupciones de los volcanes activos, afectando más o menos a 2MM de habitantes. Estos datos evidencian la importancia de profunda conciencia y comprensión por parte de las poblaciones sobre los eventos que pueden afectar los sectores más o menos cercanos a los volcanes. La población ecuatoriana debe saber dónde encontrar las informaciones entregadas por Instituto Geofísico y encima de todo comprender los principales eventos que pueden ocurrir. Esto artículo de reflexión se puse como objetivo proporcionar los conceptos base de vulcanología, de riesgo volcánico y las principales fuentes de información en Ecuador sobre los eventos volcánicos así que la gente puede encontrar la información por sí mismos y comprender las directivas impartidas por la Secretaría de Gestión de Riesgo.

Referencias

Barberi, F., Davis, M. S., Isaia, R., Nave, R., Ricci, T. (2008). Volcanic risk perception in the Vesuvius population. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 172(3), 244-258.

Barberi, F., Coltelli, M., Frullani, A., Rosi, M., and Almeida, E. (1995). Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69(3), 217-239.

Barsotti, S., Neri, A., Scire, J. S. (2008). The VOL-CALPUFF model for atmospheric ash dispersal: 1. Approach and physical formulation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B3).

Bonadonna, C., Houghton, B. F. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. Bulletin of Volcanology, 67(5), 441-456.

Branney, M. J., Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.

Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J. C., Norini, G., Sarocchi, D., Caballero, L., and Cortes, A. (2010). Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(1), 105-117.

Carey, S., Sigurdsson, H. (1985). The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens: 2. Modeling of dynamics of the Plinian phase. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B4), 2948-2958.

Costa, A., Macedonio, G., Folch, A. (2006). A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. Earth and Planetary Science Letters, 241(3), 634-647.

Cronin, S. J., Gaylord, D. R., Charley, D., Alloway, B. V., Wallez, S., Esau, J. W. (2004). Participatory methods of incorporating scientific with traditional knowledge for volcanic hazard management on Ambae Island, Vanuatu.Bulletin of Volcanology, 66(7), 652-668.

De Bélizal, E., Lavigne, F., Hadmoko, D. S., Degeai, J. P., Dipayana, G. A., Mutaqin, B. W., Marfai, M.A., Coquet, M., Le Mauff, B., Robin, A.K., and Vidal, C. (2013). Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 261, 330-347.

Di Muro, A., Neri, A., Rosi, M. (2004). Contemporaneous convective and

collapsing eruptive dynamics: the transitional regime of explosive eruptions.Geophysical research letters, 31(10).

Douillet, G. A., Tsang-Hin-Sun, È., Kueppers, U., Letort, J., Pacheco, D. A., Goldstein, F., ... Robin, C. (2013). Sedimentology and geomorphology of the deposits from the August 2006 pyroclastic density currents at Tungurahua volcano, Ecuador. Bulletin of volcanology, 75(11), 1-21.

Doyle, E. E., Cronin, S. J., Cole, S. E., and Thouret, J. C. (2010). The coalescence and organization of lahars at Semeru volcano, Indonesia. Bulletin of volcanology, 72(8), 961-970.

Draxler, R. R., Taylor, A. D. (1982). Horizontal dispersion parameters for long-range transport modeling. Journal of Applied Meteorology, 21(3), 367-372.

Fisher, R. V., and Schmincke, H. U. (2012). Pyroclastic rocks. Springer Science and Business Media.

Folch, A., Costa, A., Basart, S. (2012). Validation of the FALL3D ash dispersion model using observations of the 2010 Eyjafjallajökull volcanic ash clouds. Atmospheric Environment, 48, 165-183.

Folch, A., Costa, A., Macedonio, G. (2009). FALL3D: A computational model for transport and deposition of volcanic ash. Computers Geosciences, 35(6), 1334-1342.

Garcia-Aristizabal, A., Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H., Monzier, M. (2007). Seismic, petrologic, and geodetic analyses of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. Journal of volcanology and geothermal research, 161(4), 333-351.

Hall,M.L. and Mothes, P.A., (2008) Quilotoa volcano — Ecuador: an overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. J. Volcanol. Geotherm. Res. 176, 44–55.http:// dx.doi.org/10.1016/j. jvolgeores.2008.01.025.

Heffter, J. L. (1996). Volcanic ash model verification using a Klyuchevskoi eruption. Geophysical research letters, 23(12), 1489-1492.

Hidalgo, S., Monzier, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J. P., van der Plicht, J., and Hall, M. L. (2008). Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca volcanic complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 16-26.

Kilgour, G., Manville, V., Della Pasqua, F., Reyes, A.G., Graettinger, A.H., Hodgson, K.A., Jolly, A.D., (2010). The 25 September 2007 eruption of Mt. Ruapehu, New Zealand: directed ballistics, Surtseyan jets, and ice-slurry

lahars. J. Volcanol. Geotherm. Res. 191, 1–14.

Lajoie, J., Boudon, G., Bourdier, J. L. (1989). Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuéeardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. Journal of volcanology and geothermal research, 38(1), 131-142.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram.Journal of petrology, 27(3), 745-750.

Lees, J. M., Ruiz, M. (2008). Non-linear explosion tremor at Sangay, Volcano, Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 170-178.

Lindell, M. K., Whitney, D. J. (2000). Correlates of household seismic hazard adjustment adoption. Risk Analysis, 20(1), 13-26.

Macedonio, G., Costa, A., Longo, A. (2005). A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard. Computers Geosciences,31(7), 837-845.

Manville, V., and Cronin, S. J. (2007). Breakout lahar from New Zealand's crater lake. Eos, Transactions American Geophysical Union, 88(43), 441-442.

Massey, C. I., Manville, V., Hancox, G. H., Keys, H. J., Lawrence, C., and McSaveney, M. (2010). Out-burst flood (lahar) triggered by retrogressive landsliding, 18 March 2007 at Mt Ruapehu, New Zealand—a successful early warning. Landslides, 7(3), 303-315

Mothes, P. A., and Hall, M. L. (2008). The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 56- 69.

Németh, K., Cronin, S.J., Charley, D., Harrison, M., Garae, E., (2006). Exploding lakes in Vanuatu — 'Surtseyan-style' eruptions witnessed on Ambae Island. Episodes 29,87–92.

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.

Papale, P., and Rosi, M. (1993). A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. Bulletin of Volcanology, 55(7), 523-535.

Paton, D., Johnston, D. (2001). Disasters and communities: vulnerability, resilience and preparedness. Disaster Prevention and Management: An International Journal, 10(4), 270-277.

Pierson, T.C., Janda, R.J., Umbal, J.V., Daag, A.S., (1992). Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines.U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 92-4039.

Pistolesi, M., Cioni, R., Rosi, M., Cashman, K.V., Rossotti, A., Aguilera, E., (2013). Evidence for lahar-triggering mechanisms in complex stratigraphic sequences: the post-XII century eruptive activity of Cotopaxi Volcano, Ecuador. Bull. Volcanol. 75, 698.

Pistolesi, M., Rosi, M., Cioni, R., Cashman, K. V., Rossotti, A., and Aguilera, E. (2011). Physical volcanology of the post–twelfth-century activity at Cotopaxi volcano, Ecuador: Behavior of an andesitic central volcano. Geological Society of America Bulletin, 123(5-6), 1193-1215.

Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Mothes, P., and Van Der Plicht, J. (2008). Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 7-15.

Rodolfo, K. S. (1989). Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. Geological Society of America Bulletin, 101(3), 414-426.

Rosi, M., Barbieri, R., Massa, G. (1997). The transition fallout/ surge/flow during the 800-year-BP eruption of Quilotoa caldera (Ecuador). IAVCEI General Assembly Proceedings, Puerto Vallarta, Mexico.

Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., and Hall, M. L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. Bulletin of Volcanology, 59(7), 451- 459.

Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M., and Bernard, B. (2012). Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 221, 33-51.

Searcy, C., Dean, K., Stringer, W. (1998). PUFF: A high-resolution volcanic ash tracking model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80(1), 1-16.

Small and Naumann (2001)

Smith, G.A., Fritz,W.J., (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. Geology 17, 375–376

Smith, G.A., Lowe, D.R., (1991). Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow hyperconcentrated flow continuum. In: Fisher, R.V.,

Smith, G.A. (Eds.), Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM, Special Publication, 45. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 59–70.

Sparks, R. S. J., Moore, J. G., Rice, C. J. (1986). The initial giant umbrella cloud of the May 18th, 1980, explosive eruption of Mount St. Helens. Journal of volcanology and geothermal research, 28(3), 257-274.

Steffke, A. M., Fee, D., Garces, M., Harris, A. (2010). Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 193(3), 143-160.

Toulkeridis, T., Arroyo, C. R., Cruz D'Howitt, M., Debut, A., Vaca, A. V., Cumbal, L., Aguilera, E. (2015). Evaluation of the initial stage of the reactivated Cotopaxi volcano-analysis of the first ejected fine-grained material.Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, 3, 6947-6976.

Volentik, A. C., Houghton, B. F. (2015). Tephra fallout hazards at Quito International Airport (Ecuador). Bulletin of Volcanology, 77(6), 1-14.

Walker, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. Geologische Rundschau, 62(2), 431-446.