

# **P**arícutin el pasado y el presente: Simulación de flujos de lava con Q-LavHa

*Guillermo Cisneros Máximo ([geo\\_cis\\_max@hotmail.com](mailto:geo_cis_max@hotmail.com)) y Denis Ramón Avellán López*

Instituto de Geofísica Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México

## **Resumen**

Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment; Mossoux et al., 2016) es un complemento gratuito de QGIS que simula la probabilidad canalizada de inundación de flujo de lava a partir de uno o más centros eruptivos regularmente distribuidos en un modelo digital de elevación (DEM). Este complemento combina modelos probabilísticos y determinísticos existentes y propone algunas mejoras para calcular la propagación espacial de un flujo de lava y su longitud terminal. En este artículo se presenta la simulación del primer flujo de lava del Volcán Parícutin (Flujo de Quitzocho), el cual fue producido durante el periodo de febrero a agosto de 1943. Para su implementación se utilizaron dos modelos digitales de elevación (resolución de 100 y 20m), máxima longitud de la lava, espesor y los factores topográficos (pendiente). Con base en la simulación simple del flujo de lava ( $A_s$ ) y considerando la superficie cubierta por el área real ( $A_r$ ) se observa que el índice positivo representa una sobreestimación, es decir la lava modelada  $A_s$  tiene una longitud mayor a la real  $A_r$ . Sin embargo, para fines de predicción, el índice negativo puede ser considerado aceptable en cuanto abarca >40% con respecto al  $A_r$  y define con una alta probabilidad el sentido correcto del emplazamiento de flujo de lava del Parícutin hacia el norte. Por lo tanto, se concluye que la aplicación (Q LavHA) puede ser utilizada como un parámetro o criterio en la simulación de flujos de lava y podría

ayudar a interpretar las erupciones pasadas y futuras que podrían representar un relativo riesgo geológico.

## **Abstract**

Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment) (Mossoux et al., 2016) is a freeware complement that simulates the channeled probability of flooding lava flow from one or the eruptive vents regularly distributed in a digital elevation model (DEM). It combines existing probabilistic and deterministic models and proposes some improvements to calculate the spatial propagation of lava flow and terminal length. This paper presents the simulation of the Parícutin Volcano first lava flow (Quitzocho flow), which was produced during February to August 1943. For modelling, two digital elevation models were used (resolution of 100 and 20m), maximum length of the lava, thickness and topographic factors (slope). Based on the simple simulation of the lava flow ( $A_s$ ) and considering the surface covered by the real area ( $A_r$ ), it is observed that the positive index represents an overestimation, that is the modelled lava  $A_s$  is larger than the real  $A_r$ . However, for prediction purposes, the negative index can be considered acceptable as it encompasses > 40% with respect to  $A_r$  and more likely defines the correct sense of the northward Parícutin lava flow. Therefore, we conclude that the application (Q LavHA), could be used like a parameter or criterion in the simulation of flows of lava and, it might help to interpret the past and future eruptions with relative geological risk.

**Keywords:** Q-LavHA. QGIS, modelling lava flow, volcanic risk

## **1. Introducción**

La simulación aproximada de la extensión de flujos de lava es una información esencial para científicos o autoridades de protección civil y otros órdenes de gobierno que deben de enfrentar el peligro de flujos de lava inminente. Determinar las posibles áreas de inundación de flujos de lava puede mejorar la comprensión de la distribución espacial del riesgo de este tipo de peligro volcánico e influir en las decisiones de prevención y apoyar la planificación de la evacuación durante una crisis volcánica (Herault et al., 2009; McGuire et al., 2009; Morgan et al., 2013). Otra aplicación en que se podrían usar este tipo de modelos es para reconstruir erupciones antiguas o históricas, para comprender el papel que jugó la paleo-topografía durante la erupción y la consecuencia sobrepuesta de flujos de lava con el tiempo.

Desde la década de 1980 se han propuesto modelos numéricos para abordar el problema del emplazamiento del flujo de lava. El modelado del emplazamiento de flujos de lava está limitado por la información topográfica con la que se alimenta al modelo, en particular por la resolución de las curvas o píxeles de elevación que generalmente se extraen a partir de modelos digitales de elevación (DEM). A partir de estos datos virtuales los algoritmos de cada tipo de modelo eligen uno o varios píxeles circundantes para determinar la trayectoria por donde el flujo de lava podría propagarse (Young y Wadge, 1990; Felpeto et al., 2001; Connor et al., 2012). Una vez identificada la trayectoria es necesario determinar la distribución y alcances terminales teóricos de un flujo de lava, los cuales dependerán directamente de otros parámetros como el volumen y la viscosidad teóricas de la lava. De hecho, cada modelo difiere en el cálculo de la forma y la longitud máxima alcanzada por el flujo de lava. La manera más simple de modelar la terminación del flujo de lava consiste en extender su distribución hasta alcanzar una longitud máxima (Damiani et al., 2006; Felpeto et al., 2001; Tarquini y Favalli, 2013). Bonne et al. (2008). Estos autores proponen calibrar la longitud del flujo de lava con una función matemática acumulativa y gradualmente decreciente. Esto tiene en cuenta la probabilidad de que un sitio sufra inundaciones por un flujo de lava, la cual está inversamente relacionado con la distancia máxima con sitio o ubicación de un hipotético centro eruptivo. Por su parte, Tarquini y Favalli (2013) sugieren que la distribución de un flujo de lava es también dependiente de la elevación del centro eruptivo, considerando que cuando la longitud del flujo de lava alcanza la misma elevación, la probabilidad de flujo disminuye linealmente a cero. Sin embargo, los modelos más realistas para delimitar un flujo de lava, se refieren a aquellos que consideran las propiedades físicas (e.g. reología) de la lava y puede estar controlada por un proceso de enfriamiento, donde su longitud terminal dependería además de un volumen inicial asumido (Connor et al., 2012; Young y Wadge, 1990) (p. Harris y Rowland, 2001; Hidaka et al., 2005; Vicari et al., 2007).

Suponiendo un volumen específico de lava emitido, los modelos de estos autores simulan un flujo de lava sobre el DEM, dejando un cierto espesor de lava en cada celda. Cuando el volumen restante ya no es suficiente para propagarse, el flujo de lava se detiene (Connor et al., 2012; Harris, 2013; Young y Wadge, 1990). Por su parte los modelos constreñidos por el proceso de enfriamiento o cristalización de la lava utilizan ecuaciones físicas para calcular las pérdidas de calor de la lava a lo largo del tiempo y la distancia. Esto permite estimar el enfriamiento de la lava y la tasa de cristalización que afectan las propiedades de flujo (reológicas) de la lava. El flujo de lava se mantiene hasta que el enfriamiento de la lava induce un aumento de

la viscosidad y un límite elástico demasiado altos que reduce la velocidad y tiende a detener el flujo de lava (Crisci et al., 2004; Harris, 2013; Miyamoto y Sasaki, 1997; Vicari et al., 2007). Los modelos basados en el volumen y enfriamiento producen resultados detallados, proporcionando información de las condiciones físicas por píxel, como espesor y temperatura del flujo de lava. La desventaja es que requieren una gran cantidad de parámetros de entrada que muchas veces son difíciles de constreñir (Mossoux et al., 2016).

Así mismo, la extensión lateral de un flujo de lava se puede modelar mediante un enfoque probabilístico usando múltiples iteraciones de ruta de flujo (Damiani et al., 2006, Felpeto et al., 2007; Harris, 2013). La diferencia con los modelos lineales unidireccionales consiste en que los enfoques probabilísticos iterativos de la lava, donde el relieve juega un papel importante. El emplazamiento del flujo de lava tiende a cubrir las depresiones topográficas y a extenderse sobre las áreas más planas. Sin embargo, puede ocurrir que el algoritmo tienda a rellenar depresiones virtualmente anormales durante una manipulación de datos debido a errores presentes en la base de datos del DEM (Favalli et al., 2005). Favalli et al. (2005). Algunos modelos agregan un factor de elevación correctivo para simular el grosor del flujo de lava que es constante o varía con la longitud del flujo de lava (Damiani et al., 2006; Felpeto et al., 2001).

En suma, si bien los modelos mencionados anteriormente han demostrado su capacidad de predecir con relativa precisión la extensión del flujo de lava en función de los casos de prueba, cada modelo existente tiene sus fortalezas y sus restricciones particulares. Además, aunque para algunos modelos el código está disponible en línea o bajo petición personal, la mayoría de los modelos no están disponibles para el público (Mossoux et al., 2016). Q-LAVHA además de ser un programa libre para simular flujos de lava ofrece tres principales ventajas: por un lado, la introducción de pocos parámetros de entrada, rapidez en el cálculo y versatilidad para distintos tipos de análisis de peligrosidad, por lo que se considera buena opción para simular flujos de lava. Sin embargo, este tipo de modelo tiene dos inconvenientes principales, no aporta información temporal y puede sobreestimar el alcance de la erupción, sobre todo porque la mayor parte de los casos no se cuenta con la información inicial o de las propiedades físicas de la erupción.

El volcán Parícutin ubicado en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana y en el Campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (Foshag y González-Reyna, 1956; Hasenaka y Carmichel, 1985; Luhr et al.1993), es el volcán monogenético

más joven y uno de los más estudiados en todo el mundo. Su importancia y valor científico a nivel mundial radica en que de manera excepcional cuenta con un excelente registro histórico de la actividad volcánica y sus productos (lavas y material piroclástico), desde su nacimiento, el 20 de febrero de 1943 hasta el 2 de marzo de 1952, que suman nueve años de erupción (Fries, 1953). Por lo tanto, la erupción del Volcán Parícutin ofrece una oportunidad única para experimentar y modelar diversos procesos de erupción de un vulcanismo monogénico de composición basáltico-andesítica.

Con el fin de evaluar la calidad de las simulaciones de flujo de lava con QLavHA, en este documento se lleva a cabo un análisis de sensibilidad de los parámetros de entrada, utilizando el primer flujo de lava histórico de la erupción del Volcán Parícutin. Se propone un flujo de lava con diferente paleo-pendiente topográfica, así como para la aplicación de la herramienta Q-LavHA, también se han utilizado diferentes resoluciones espaciales del DEM.

## **2. Modelo conceptual**

Q-LAVHA es un plugin GIS flexible para simular los flujos de lava. Disponible en: [https://www.researchgate.net/publication/308090944\\_QLAVHA\\_A\\_flexible\\_GIS\\_plugin\\_to\\_simulate\\_lava\\_flows](https://www.researchgate.net/publication/308090944_QLAVHA_A_flexible_GIS_plugin_to_simulate_lava_flows) [consultado el 25 de mayo de 2018]. Esta herramienta permite al usuario combinar diferentes modelos que determinan la propagación espacial de una lava tipo aa' y su longitud terminal en un DEM, utilizando un enfoque iterativo. Con base en la selección de parámetros de entrada del usuario, calcula para cada pixel un número predefinido de líneas de flujo de lava (iteraciones), que posteriormente es combinado en función de los parámetros de simulación activados para expresar la probabilidad de pixeles a ser inundados por la lava (Mossoux et al., 2016).

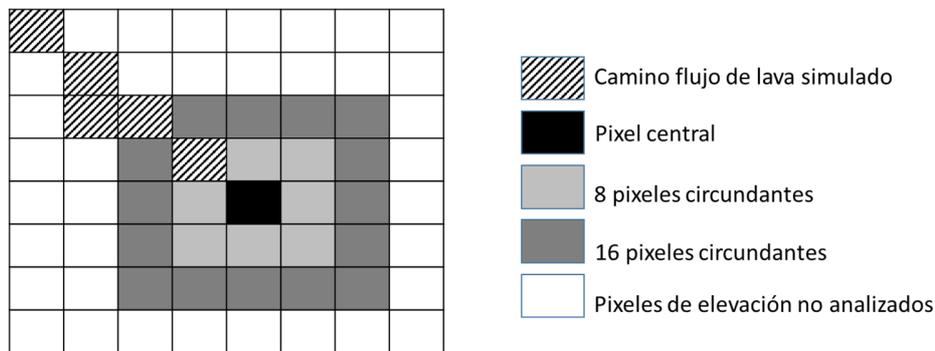
El impacto de los parámetros del modelo, la pendiente del fondo y la resolución DEM sobre la precisión de las simulaciones se discuten. La interfaz es fácil de usar y la flexibilidad de Q-LavHA la convierten en una herramienta aplicable desde la evaluación de riesgos volcánicos a largo plazo hasta la predicción de riesgos a corto plazo (Mossoux et al., 2016).

### **2.1. Centro de erupción**

El centro de erupción se puede definir en Q-LavHA como un punto, una línea o una superficie. Los primeros dos permiten al usuario simular un flujo de lava emitido

desde un punto bien definido o una fisura eruptiva respectivamente (Mossoux et al., 2016).

El área permite simular múltiples escenarios de erupción desde una probable área de erupción. Con simulaciones de línea o superficie, la erupción ocurre a intervalos espaciales regulares de acuerdo con un espacio definido por el usuario. Los mapas de susceptibilidad se pueden usar para ponderar la probabilidad de ocurrencia de diferentes lugares y, por lo tanto, producir mapas de riesgo (Bartolini et al., 2013; Felpeto et al., 2001; Tarquini y Favalli, 2013). Para este caso utilizamos la aplicación de QLavHA que genera resultados producidos por simulaciones basadas en puntos.



**Figura. 1.** Figura que muestra la representación esquemática del píxel central y sus píxeles circundantes. La ruta del flujo de lava evoluciona en los píxeles de elevación del DEM y analiza progresivamente los píxeles circundantes del píxel central que alcanzó el flujo de lava (Mossoux et al., 2016).

## 2.2. Simulación estocástica de la propagación de lava

Un flujo de lava es un fluido viscoso con límite elástico. Por esa razón no sigue sólo la trayectoria con la pendiente más inclinada, sino que es capaz de propagarse lateralmente, llenar depresiones y superar obstáculos morfológicos (Sigurdsson et al., 2015). En Q-LavHA, la propagación de lava de un frente de flujo canalizado se determina con base en el modelo probabilístico de Felpeto et al. (2001). A partir del centro de erupción el modelo supone que el flujo se propaga a través del DEM desde un píxel fuente a uno de sus ocho píxeles circundantes (figura 1). Para determinar el siguiente píxel a lo largo de la trayectoria del flujo de lava, se calcula una probabilidad de flujo ( $P_i$ ) para cada uno de los ocho píxeles que rodean el píxel central alcanzado por la línea de flujo.

### **2.3. Limitaciones de la longitud del flujo de lava**

El emplazamiento de lava está controlado por una iteración compleja entre la tasa de efusión, la topografía subyacente, la viscosidad de la lava, el rendimiento fuerza, procesos de enfriamiento, morfología y dinámica de propagación (Harris y Rowland, 2001; Proietti et al., 2009). Sin embargo, muchos de estos parámetros a menudo no están disponibles o están mal limitados para un flujo de lava específico, por lo tanto, son difíciles de predecir y varían entre erupciones (Damiani et al., 2006). Para habilitar el pronóstico a corto plazo, se deben encontrar alternativas. En este contexto, Q-LavHA propone tres alternativas para simular una línea de flujo.

La primera opción es definir una longitud máxima hasta donde puede fluir la lava ( $L_{max}$ ). Esta distancia puede estimarse estudiando la longitud máxima alcanzada por los flujos de lava históricos del volcán a estudiar, como en este caso los primeros derrames del Volcán Parícutin. En cada paso de la simulación de la trayectoria del flujo de lava, se calcula la distancia cubierta por la línea de flujo de lava. Cuando la línea de flujo de lava alcanza la longitud máxima definida por el usuario, la iteración se detiene.

En una segunda opción, Q-LavHA permite ponderar la probabilidad de inundación de lava de cada píxel a lo largo de una línea de flujo.

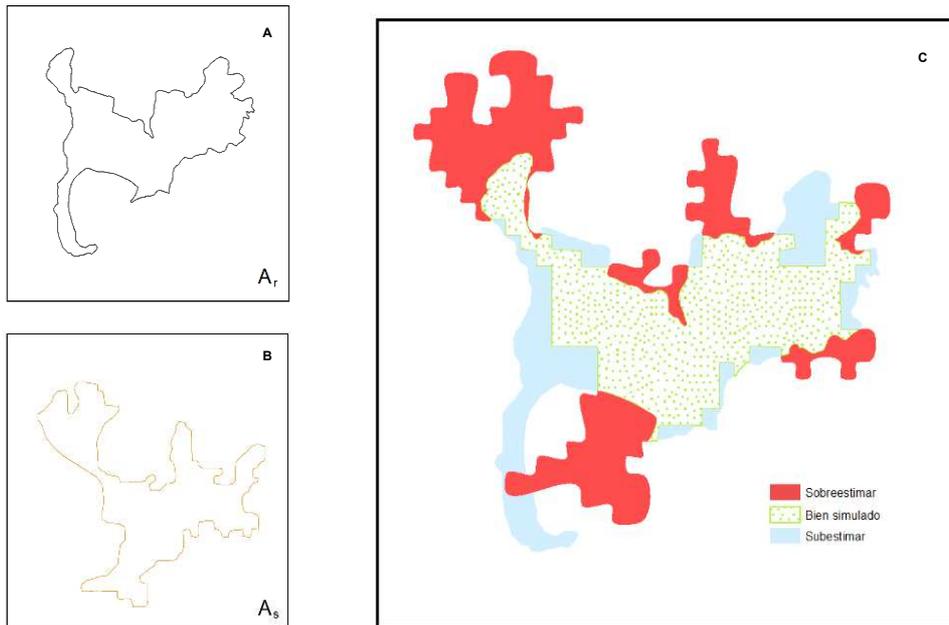
La última opción para definir la longitud de la línea de flujo de lava se basa en el modelo de enfriamiento unidimensional limitado (Harris y Rowland, 2001) ( $L_{flowgo}$ ). Se asume que el flujo de lava en un canal abierto pierde calor mientras fluye cuesta abajo, por lo tanto, las propiedades reológicas de la lava cambian.

Los parámetros térmicos, reológicos y dinámicos se adaptan en función de la pendiente encontrada para calcular la evolución con la distancia de las variables dependientes. El flujo de lava se detiene cuando se cumple al menos una de las siguientes condiciones: su velocidad es cero, la temperatura del núcleo de lava alcanza el solidus o el límite elástico en la base del canal es mayor que el esfuerzo de descenso.

### **2.4. Probabilidad de inundación de lava**

El resultado obtenido después de la simulación es una integración de todas las líneas de flujo de lava calculadas a partir de uno o múltiples centros eruptivos. El número de líneas de flujo de lava calculadas a partir de un punto se define por el número de iteraciones que se han especificado en Q-LavHA.

Después de cada iteración, se atribuye una probabilidad de inundar a cada píxel que es parte de la línea de flujo obtenida correspondiente a uno sobre el número total de iteración. Q-LavHA puede generar simulación para fuente de erupción de línea o área, representativa de erupciones de fisura y agrupaciones de respiraderos estrechamente espaciados, respectivamente.



**Figura. 2.** Representación esquemática de cálculos de índices de adecuación. Considerando el área cubierta por el área real ( $A_r$ ) y flujo de lava simulado ( $A_s$ ), el FI positivo es un buen ajuste, el positivo es una sobreestimación y el negativo es una subestimación del flujo real de lava.

### 2.5. Índice de aptitud física

Para evaluar la precisión del flujo de lava simulado, se puede calcular un índice de aptitud (FI). Este índice compara el flujo de lava simulado con un flujo de lava real (Fig.2) (Favalli y otros (2009)). El área de superposición (FI\_positivo) entre el flujo real y el flujo de lava simulado se divide por el área total cubierta por los dos flujos (Ecuación 1):

$$FI_{Truepositive} = \frac{A_s n A_r}{A_s u A_r} \dots \dots \dots (1)$$

donde  $A_s$  representa el área cubierta por el flujo de lava simulado y  $A_r$  es el área cubierta por el flujo de lava real. El FI varía entre cero y uno. Cuanto más cerca esté FI de uno, más importante es la superposición y mejor será el flujo de lava simulada correspondiente al flujo de lava real.

Sin embargo, para interpretar correctamente el resultado de la simulación y para su uso eficaz en la gestión del riesgo, es importante evaluar si la falta de coincidencia entre el flujo simulado y el flujo real se debe principalmente a una sobreestimación (positivo falso) o subestimación (falso negativo) del área inundada por la simulación (Fig. 2).

Los valores de los tres índices, para los cuales la suma es igual a uno, se pueden utilizar para optimizar el conjunto de parámetros de entrada elegidos para reproducir un flujo de lava basado en el principio de precaución en un contexto de la evaluación de riesgos, consideramos que es menos problemático sobreestimar el área inundada futura en lugar de subestimar eso. Se espera que si Q-LavHA está bien calibrado para varios flujos anteriores de un volcán dado con un tipo de topo y topografía homogénea, el modelo simulará con precisión futuras rutas de lava (Mossoux et al., 2016).

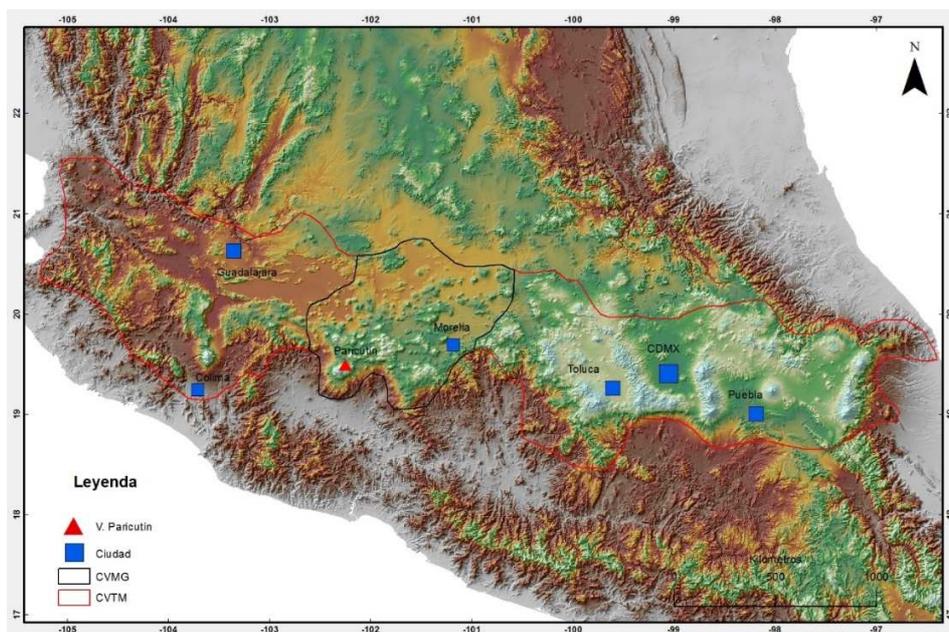
## **2.6. Instalación del complemento Q-LavHA de QGIS**

Q-LavHA es un complemento para QGIS, un sistema de información geográfica gratuito, de fuente abierta y multiplataforma distribuido a través de [www.qgis.org](http://www.qgis.org). El complemento se puede descargar desde los sitios web <http://we.vub.ac.be/en/q-lavha> o <http://www.vetools.eu/results/>. Después de la instalación, el complemento está disponible en la barra de herramientas de QGIS o en el menú de complementos. Q-LavHA tiene una interfaz gráfica de usuario dividida en tres secciones donde el usuario puede definir los parámetros de entrada y salida, el tipo de forma (punto, línea o polígono) y la ubicación y los parámetros de simulación. Esto facilita su distribución y uso por parte de la comunidad. Se proporciona un manual sobre cómo usar QLavHA en el sitio web, así como un conjunto de datos de referencia (Mossoux et al., 2016).

## **3. Resumen de la erupción del Volcán Parícutin**

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está ubicado en el centro oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM; Fig. 3). El CVMG es el campo volcánico monogenético más grande de la Tierra (Valentine y Connor, 2015), que

contiene más de 1000 centros eruptivos (Hasenaka y Carmichael, 1985), la mayoría de los cuales son conos de escoria que se formaron mediante explosiva actividad estromboliana intercalada con fases efusivas durante las cuales se emitieron flujos de lava. El volcán Parícutin, ( $19^{\circ} 29' 35''$  N,  $102^{\circ} 15' 05''$  W) es el cono de escoria más joven del CVMG, ubicado  $\sim 130$  km al oeste de la Ciudad de Morelia (Fig. 3).

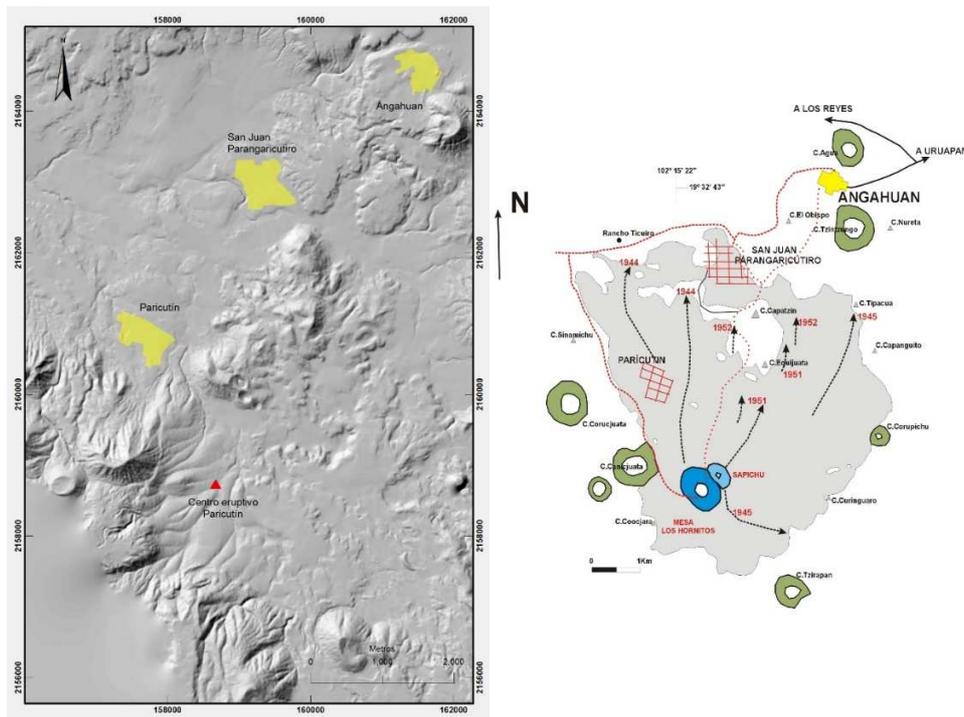


**Figura 3.** Mapa altimétrico del sur de México que muestra ubicación geográfica del área de estudio. En rojo la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); en negro el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; el triángulo rojo muestra el Volcán Parícutin. Los cuadros en azul muestran las Ciudades más importantes del Campo Volcánico TransMexicano (CVTM).

El Volcán Parícutin cuenta con un excelente registro histórico de los productos generados durante los nueve años (febrero de 1943 a marzo de 1952) de actividad eruptiva. Esta erupción ofreció una oportunidad única para observar el nacimiento de un nuevo volcán y documentar toda su erupción (Foshag y González-Reyna, 1956; Luhr et al., 1993).

El material piroclástico y de lava emitida por el volcán Parícutin desde principios de 1943 hasta principios de 1952 han dado un peso aproximadamente de 2230 millones de toneladas métricas de piroclastos y cerca de 1330 millones de toneladas métricas de lava, haciendo un total de 3560 millones de toneladas métricas de

sólidos. El peso del material piroclástico varió de un promedio diario máximo de más de 10 millones de toneladas métricas en las primeras dos semanas de erupción a un mínimo de aproximadamente 65,000 toneladas métricas en 1951. El peso de la lava varió de un promedio diario máximo de aproximadamente 650,000 toneladas métricas en 1943 a un mínimo de alrededor de 170,000 toneladas métricas en la segunda mitad de 1950 (Fries, 1953).



**Figura 4.** Modelo digital de elevación (a) y esquema de la distribución de los flujos históricos del Parícutin (b; después de Corona-Chávez, 2002). Notar en amarillo la ubicación de las poblaciones antes de la erupción volcánica; el triángulo rojo representa el lugar de surgimiento del volcán.

El primer signo de actividad volcánica comenzó dos semanas antes del estallido de la erupción el 20 de febrero de 1943 (Foshag y González-Reyna, 1956) en forma de sismos locales que aumentaron en intensidad antes de terminar abruptamente con la primera inyección de magma. La apertura en la tierra ocurrió como una fractura en un área plana, lo que permitió un crecimiento rápido del cono al principio; después de seis días, el cono alcanzó una altura de 167 m con una base de 730m (Luhr y Simkin, 1993). Posteriormente, la tasa de inyección de piroclastos disminuyó

y la lava comenzó a erupcionar con una tasa de descarga variable, asociada con una reducción general progresiva de la tasa de erupción (Pioli et al., 2008).

Dos poblados, Parícutin y San Juan Parangaricutiro (Fig. 4), fueron paulatinamente sepultados durante la erupción, provocando su evacuación y reubicación permanente en las dos nuevas ciudades de Caltzontzin y San Juan Nuevo.

Para nuestro caso de estudio y para ilustrar la funcionalidad de Q-LavHA, ha sido seleccionado sólo el primer flujo de lava ocurrido entre febrero y agosto de 1943, considerándolo como la primera fase e ideal para simular el primer flujo de lava producido por el centro eruptivo primigenio del Parícutin. Esto permite insertar con buena confianza los parámetros iniciales aplicados al complemento de Q-LavHA, para validar la precisión relativa de la simulación producida por Q-LavHA para flujos de lava.

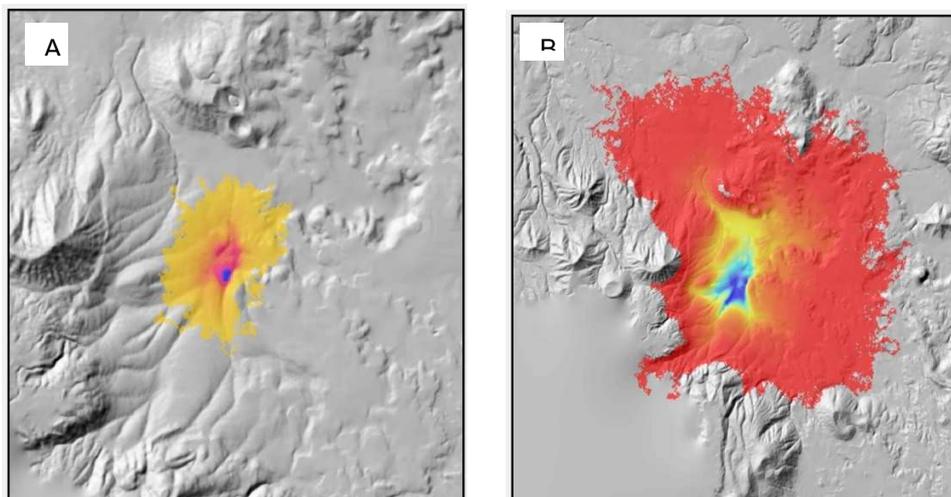
Todos los parámetros utilizados para simular el primer flujo de lava del Parícutin en Q-LavHA se enumeran en la tabla 1.

**TABLA 1**  
Parámetros estándar utilizados para la simulación.

Fecha	x	y	Long. Maxima	Espesor	Dem	Iteraciones
Febrero-Agosto 1943	788793	2157857	2000	15	20 m	Mínimo 1000-1500
Febrero-Agosto 1943	788793	2157857	2000	15	100m	Mínimo 1000-1500

## 4. Resultados

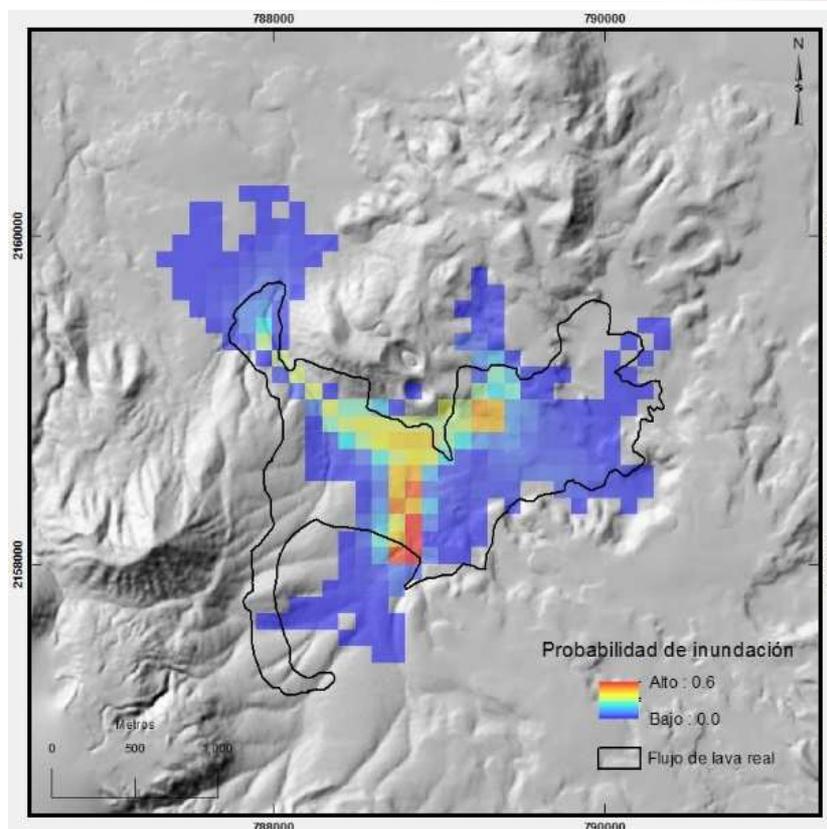
En relación con los datos de entrada como lo son el espesor de la lava en metros (Hc), dato extraído de los estudios tan extenso y detallado de Fries, 1953; la topografía, factor más importante para determinar el recorrido de lava; la longitud de flujo, dato definido por el usuario y finalmente las iteraciones que no son más que el número de posibles caminos que serán computados por cada evento (1000-1500 iteraciones). Por otro lado el DEM es la base de la simulación, ya que juega el rol principal en el camino que tomará la lava, la resolución del DEM está relacionado con el tamaño del pixel, donde, a mayor resolución menor es el tamaño del pixel, esto es igual a resultados más realistas, pero el avance de lava es menor. Sin embargo, a menor resolución del DEM, mayor tamaño del pixel, por lo tanto, resultados menos realistas y el avance de lava es mayor.



**Figura 5.** Ilustración del impacto de los factores topográficos en las simulaciones de un punto eruptivo hipotético del Parícutin con una topografía de pendiente suave. a) Simulación sin factores correctivos tales como el espesor de lava la simulación que se ve restringida, no alcanzando la longitud máxima de la lava establecida por el usuario, b) al aplicar el factor de espesor de lava, la simulación el flujo de lava se propaga lateralmente, lo que indica que la probabilidad de inundación es mayor con factores correctivos.

#### 4.1. Impacto de los parámetros del modelo de flujo de lava del Parícutin.

El campo de lava Parícutin tiene un perfil topográfico similar a un escudo que tiene 5 km de diámetro y se eleva en el primer flujo de lava hasta 245 m por encima de la superficie topográfica de 1943 (Larrea et al., 2017). Sin factores correctivos topográficos, las simulaciones pueden estar restringidas por depresiones y puede no alcanzar la longitud máxima definida por el usuario porque llegan rápidamente a pozos que no pueden ser sobrepasados por el flujo (Fig. 5A). Por lo tanto, el uso de factores correctivos es importante. Al aplicar la corrección de espesor de lava ( $H_c$ ), el flujo de lava se propaga lateralmente (Fig. 5B). Esto implica que los valores máximos de probabilidad de inundación observados en el flujo son menores de los empleados con la corrección  $H_c$  debido a la mayor diversidad de rutas posibles. Cuando se combinan ambos factores correctivos, la propagación lateral aún está presente, pero el flujo es más limitado (Fig. 6). Debido a que  $H_c$  se aplica por primera vez, tiene un mayor impacto en el resultado. El valor de  $H_p$  debe ser mayor que el de  $H_c$  para que sea efectivo.



**Figura 6.** Simulación del flujo de lava Quitzocho realizada en un DEM de 100 m de resolución. Los parámetros utilizados para esta simulación son los estándares definidos en la tabla 1, donde consideramos una longitud máxima de 2 km, 15 m de espesor y 1500 interacciones como máximo.

#### 4.2. Limitaciones de la longitud del flujo de lava

Q-LavHA propone tres alternativas para terminar una línea de flujo. La selección de uno de ellos depende de los datos disponibles, del usuario conocimiento o decisión sobre cómo dar cuenta de las incertidumbres (Mossoux et al., 2016). La longitud máxima del flujo de lava tipo “aa”, tiende a ser canalizado, lo cual parece ser un enfoque fácil, rápido y recomendado para usuarios que desean calibrar el modelo cuando hay poco conocimiento sobre las propiedades del flujo de lava disponible. Usando este enfoque la simulación del flujo de lava del Parícutin de febrero de 1943 (Fig. 6) indica que las mayores probabilidades se observan en el canal principal del

flujo y que el patrón del flujo está bien representado. Se observan también bajas probabilidades al sur y sureste partiendo del centro de la erupción y la parte sureste es menos simulada por Q-LavHA porque ha sido producido por un centro eruptivo que se encuentre muy cerca del centro emisor real.

#### **4.3. Influencia de la resolución del modelo digital de elevación (DEM) en las simulaciones**

Hoy en día los DEM de diferente resolución espacial están fácilmente disponibles. Sin embargo, las resoluciones DEM tienen una gran influencia en las simulaciones.

La primera implicación de la resolución DEM es su impacto en el establecimiento de los valores de los parámetros iniciales para alimentar el algoritmo del modelado de un flujo de lava. Para este caso las pruebas demostraron que el valor óptimo de  $H_c$  varía con la resolución, pero tiende al espesor de flujo mínimo observado. El parámetro  $H_p$  es de gran importancia, especialmente con los DEM de alta resolución. Se debe elegir un umbral de probabilidad de bajo a cero cuando se trabaja con un DEM de alta resolución, mientras que un umbral más alto se debe definir con DEM de baja resolución (Mossoux et al., 2016).

En segundo lugar las simulaciones en DEM de alta resolución contienen más detalles geométricos y posibilidades de ruta (Tarquini et al., 2012). Sin embargo, el aumento de los detalles va junto con un aumento del tiempo de cálculo (Connor et al., 2012). La probabilidad de que un píxel se inunde es la mayor parte del tiempo menor que con los DEM de baja resolución.

En tercer lugar, la resolución del DEM afecta la longitud del flujo de lava. Tomando la longitud alcanzada por el flujo de lava histórico como la longitud máxima ( $L_{max}$ ) induce una subestimación de la longitud máxima alcanzada por los flujos de lava simulados, especialmente con alta resolución DEM. Cada píxel a través del cual se propaga el flujo de lava se tiene en cuenta al calcular la distancia que separa el frente del flujo de lava del centro eruptivo. La distancia recorrida del flujo de lava es, por lo tanto, siempre mayor que la distancia de vuelo de la línea aérea (Mossoux et al., 2016). Con base en los resultados obtenidos de la simulación del flujo de lava del Parícutin de 1943, estimamos que, para pendientes pronunciadas y para una resolución DEM de 100 m, la longitud máxima ( $L_{max}$ ) debe aumentarse con un factor de  $\sim 1.13$ , mientras que este factor es  $\sim 1.26$  para una resolución de 20 m (Mossoux et al., 2016).

Es importante señalar que a pesar de que se utilicen los mismos datos de entrada, el resultado será diferente si se utilizan DEM con diferentes resoluciones, por lo tanto los resultados no se pueden comparar entre sí. La superficie cubierta por simulaciones realizadas en DEM de resolución más baja es inevitablemente más importante que con DEM de resolución más alta y alcanzará simulaciones más precisas. De este modo si bien la precisión del DEM no se aborda explícitamente en este breve resumen, es importante mencionar que los resultados de la simulación se verán afectados por la incertidumbre en el DEM. La sensibilidad del resultado de los modelos espaciales al error DEM está influenciada por las características del terreno, así como por la estructura espacial del error (Canters et al., 2002; Hengl et al., 2010; Hunter y Goodchild, 1997), y es muy probable que aumente con la resolución del modelo (Zhou y Liu, 2004).

Finalmente se observa que la resolución DEM también influye en la longitud del flujo de lava. En pendientes suaves, la mayoría de las líneas de flujo de lava simulada alcanzan el frente de flujo de lava real en un DEM de resolución más baja, mientras que en pendientes pronunciadas la mayoría de las líneas de flujo de lava no alcanzan el frente de flujo de lava real en un DEM de mayor resolución. Esto se puede atribuir al efecto de la resolución DEM sobre el alisamiento de pendientes (Kervyn et al., 2008; Vaze et al., 2010).

## **5. Conclusiones**

Q-LavHA es un complemento gratuito que se ejecuta en un entorno de software de código abierto, el cual permite a los usuarios simular flujos de lava “aa” canalizados desde un punto, línea o fuente de erupción sobre la superficie en DEM, usando una combinación de componentes de modelo probabilísticos y termo-reológicos.

Su interfaz es fácil de usar y su flexibilidad permite el fácil uso del complemento en diferentes entornos, donde el conocimiento de las propiedades del flujo de lava puede estar disponible o no.

Con base en los resultados obtenidos de la simulación del flujo de lava del Parícutin se puede decir que el impacto de los factores topográficos en la simulación (con un DEM de 20m) del punto eruptivo (Parícutin) en pendientes suaves nos arrojó el siguiente resultado: 1. la simulación sin factores correctivos (espesor, etc.), el resultado se ve restringido, no alcanzando la longitud máxima de la lava establecida en el ejercicio; y 2 en la simulación donde aplicamos los factores topográficos, la simulación del flujo de lava se propaga lateralmente, lo que indica que la

probabilidad de inundación es mayor con factores correctivos. Por lo tanto, el resultado al sobreponer el límite real de la lava de 1943 y el resultado de la simulación no coinciden (Fig. 5). Sin embargo, el ejercicio realizado con un DEM de 100m (Fig. 6) utilizando los parámetros de longitud máximo (2000m), el espesor de la lava (15m) y las interacciones (1000-1500) el resultado de la simulación de la lava, alcanza la longitud máxima establecida por el usuario, obteniendo como resultado una mayor probabilidad de inundación con respecto al límite real de la lava. Concluyendo que la simulación en el DEM de 100m predice con exactitud altas probabilidades a lo largo del emplazamiento real mientras que el flujo simulado en un DEM de 20m fluye alrededor del cono eruptivo y toma una ruta alternativa debido a las diferencias en la topografía entre ambos DEM.

Aunque los enfoques probabilísticos para la simulación del flujo de lava se basan en suposiciones simples, los factores correctores son fáciles de aplicar en Q-LavHA y nos permiten simular de forma realista el emplazamiento de la lava. La calibración de los parámetros  $H_c$  y  $H_p$  se puede basar en, respectivamente, el espesor de lava mínimo y máximo observado. Se recomienda para la simulación de lava y un mínimo de 1500 iteraciones.

El umbral de probabilidad debe adaptarse en función de la resolución de DEM utilizada y el propósito de las simulaciones. La mejor resolución de DEM para usar con Q-LavHA depende de la cantidad de detalles deseados, el tiempo computacional disponible y el propósito de la simulación.

Se recomienda mantener un equilibrio adecuado entre todos estos elementos.

Finalmente, los usuarios deben seleccionar la restricción de longitud de flujo de lava más apropiada, en base a los datos disponibles y el conocimiento sobre los flujos de lava a modelar.

El mapa probabilístico de flujo de lava producido por Q-LavHA debe interpretarse con cuidado. Q-LavHA intenta acercarse a la realidad de una inundación de flujo de lava "aa" canalizada con la mayor precisión posible. Sin embargo, el resultado de la simulación depende de la calidad del DEM utilizado y de los parámetros de simulación seleccionados. La probabilidad de ser inundado debe interpretarse como que tiene una probabilidad mayor o menor de ser inundado. En consecuencia, recomendamos a los usuarios que interpreten los resultados como la suma de las trayectorias que un flujo puede seguir si se produce una erupción.

## **Agradecimientos**

Este trabajo fue apoyado en gran parte por el artículo “Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows” de Sophie Mossoux et al., 2016. Agradecemos amablemente a Laura Becerril, Joan Martí por el curso de peligrosidad volcánica que ayudó a desarrollar esta idea de simular lavas del Parícutin. Se agradece calurosamente al Dr. Pedro Corona por su invitación a participar en la revista Ciencia Nicolaita de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Finalmente agradecer a José Luis Macías Vázquez y Pedro Corona Chávez por sus comentarios y sugerencias, lo que condujo a una mejora al manuscrito.

## **Bibliografía**

- Bartolini, S., Cappello, A, Martí, J., Del Negro, C., 2013. QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3031–3042. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-13-3031-2013>.
- Bonne, K., Kervyn, M., Cascone, L., Njome, S., Van Ranst, E., Suh, E., Ayonghe, S., Jacobs, P., Ernst, G., 2008. A new approach to assess long-term lava flow hazard and risk using GIS and low-cost remote sensing: the case of Mount Cameroon, West Africa. *Int. J. Remote Sens.* 29, 6539–6564. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160802167873>.
- Foshag, W. F., González-Reyna, J., 1956. Birth and development of Parícutin volcano, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 965D, 355–485.
- Canter, F., De Genst, W., Dufourmont, H., 2002. Assessing effects of input uncertainty in structural landscape classification. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* 16, 129–149. <http://dx.doi.org/10.1080/13658810110099143>.
- Connor, L. J., Connor, C. B., Meliksetian, K., Savov, I., 2012. Probabilistic approach to modeling lava flow inundation: a lava flow hazard assessment for a nuclear facility in Armenia. *J. Appl. Volcanol.* 1, 1–19. <http://dx.doi.org/10.1186/2191-5040-1-3>.
- Corona-Chávez P. 2002. Parícutin: una de las doce maravillas naturales del mundo. Universidad de Michoacán, México. <http://www.umich.mx/mich/volcan-paricutin/Paricu22.pdf>
- Crisci, G. M., Rongo, R., Di Gregorio, S., Spataro, W., 2004. The simulation model SCIARA: the 1991 and 2001 lava flows at Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132, 253–267. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00349-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00349-4).

- Damiani, M. L., Groppelli, G., Norini, G., Bertino, E., Gigliuto, A., Nucita, A., 2006. A lava flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy). *Comput. Geosci.* 32, 512–526. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2005.08.011>.
- Favalli, M., Mazzarini, F., Pareschi, M. T., Boschi, E., 2009. Topographic control on lava flow paths at Mount Etna, Italy: implications for hazard assessment. *J. Geophys. Res.* 114, 1–13. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000918>.
- Favalli, M., Pareschi, M. T., Neri, A., Isola, I., 2005. Forecasting lava flow paths by a stochastic approach. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021718>.
- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., García, A., 2001. Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Nat. Hazards* 23, 247–257.
- Felpeto, A., Martí, J., Ortiz, R., 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 166, 106–116. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.008>.
- Fries, C., 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Parícutin volcano, Michoacan, Mexico. *Trans. Am. Geophys. Union* 34 (4), 603–616.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 105–124.
- Harris, A. J. L., 2013. Lava flows. In: Fagents, S. A., Gregg, T. K. P., Lopes, R. M. (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge University Press, U. K., 85–106.
- Harris, A. J. L., Rowland, S. K., 2001. FLOWGO: a kinematic thermo-rheologica model for lava flowing in a channel. *Bull. Volcanol.* 63, 20–44. <http://dx.doi.org/10.1007/s004450000120>.
- Hengl, T., Heuvelink, G. B. M., Van Loon, E.E., 2010. On the uncertainty of stream networks derived from elevation data: the error propagation approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1153–1165. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-14-1153-2010>.
- Herault, A., Vicari, A., Ciraudó, A., Del Negro, C., 2009. Forecasting lava flow hazards during the 2006 Etna eruption: using the MAGFLOW cellular automata model. *Comput. Geosci.* 35, 1050–1060. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2007.10.008>.

- Hidaka, M., Goto, A., Umino, S., Fujita, E., 2005. VTFS project: development of the lava flow simulation code LavaSIM with a model for three-dimensional convection, spreading, and solidification. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, 1–26. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000869>.
- Hunter, G. J., Goodchild, M. F., 1997. Modeling the uncertainty of slope and aspect estimates derived from spatial databases. *Geogr. Anal.* 29, 35–49.
- Luhr, J. F., Simkin, T., 1993. *Parícutin. The Volcano Born in a Mexican Cornfield.* Geoscience Press, Phoenix (427 pp).
- Kervyn, M., Ernst, G. G. J., Goossens, R., Jacobs, P., 2008. Mapping volcano topography with remote sensing: ASTER vs. SRTM. *Int. J. Remote Sens.* 29, 6515–6538. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160802167949>.
- McGuire, W. J., Solana, M. C., Kilburn, C. R., Sanderson, D., 2009. Improving communication during volcanic crises on small, vulnerable islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 183, 63–75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.02.019>.
- Miyamoto, H., Sasaki, S., 1997. Simulating lava flows by an improved cellular automata method. *Comput. Geosci.* 23, 283–292. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00089-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00089-1).
- Morgan, H. A., Harris, A. J. L., Gurioli, L., 2013. Lava discharge rate estimates from thermal infrared satellite data for Pacaya Volcano during 2004–2010. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 264, 1–11. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.07.008>.
- Patricia Larrea, Sergio Salinas, Elisabeth Windom, Clause Siebe y Robbyn J.F. Abbitt, 2017 Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacan, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 348 (2017) 36–48.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado Granados, H., 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 359–368.
- Proietti, C., Coltelli, M., Marsella, M., Fujita, E., 2009. A quantitative approach for evaluating lava flow simulation reliability: LavaSIM code applied to the 2001 Etna eruption. *Geochem., Geophys. Geosyst.* 10, 1–17. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002426>.
- Seegerstrom, K., 1950. Erosion studies at Parícutin, State of Michoacan, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 965A, 1–164.

- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., 2015. The encyclopedia of volcanoes second. ed. Fedor, John, USA.
- Sophie Mossoux, Mathijs Saey, Stefania Bartolini, Sam Pope and Frank Canters, 2016. Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. *Computers & Geosciences* 97 (2016) 98–109.
- Tarquini, S., Favalli, M., 2013. Uncertainties in lava flow hazard maps derived from numerical simulations: the case study of Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 260, 90–102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.017>.
- Tarquini, S., Vinci, S., Favalli, M., Doumaz, F., Fornaciai, A., Nannipieri, L., 2012. Release of a 10-m-resolution DEM for the Italian territory: comparison with globalcoverage DEMs and anaglyph-mode exploration via the web. *Comput. Geosci.* 38, 168–170. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2011.04.018>.
- Valentine, G. A., Connor, C. B., 2015. Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, 2nd edn. Academic Press, London, pp. 423–439.
- Vaze, J., Teng, J., Spencer, G., 2010. Impact of DEM accuracy and resolution on topographic indices. *Environ. Model. Softw.* 25, 1086–1098. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.03.014>.
- Vicari, A., Alexis, H., Del Negro, C., Coltelli, M., Marsella, M., Proietti, C., 2007. Modeling of the 2001 lava flow at Etna volcano by a Cellular Automata approach. *Environ. Model. Softw.* 22, 1465–1471. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.10.005>.
- Young, P., Wadge, G., 1990. FLOWFRONT: simulation of a lava flow. *Comput. Geosci.* 16, 1171–1191.
- Zhou, Q., Liu, X., 2004. Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties. *Comput. Geosci.* 30, 369–378. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2003.07.005>.

