



UNIVERSIDAD
NACIONAL
AUTÓNOMA DE
NICARAGUA,
MANAGUA
UNAN - MANAGUA

**FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERIAS
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGÍA**

MONOGRAFÍA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

**Simulaciones mediante modelaciones numéricas de los flujos de lava en la
caldera Masaya y su amenaza volcánica**

ELABORADO POR:

- Br: Francisco Javier Mendoza Dávila

TUTOR:

- PhD. José Armando Saballos

ASESOR METODOLÓGICO:

- MSc. Francisco Espinoza

Managua, Agosto 2017

ÍNDICE DE FIGURAS.

FIGURA 1. MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA ESTUDIO, MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA ESTUDIO. A) MAPA DE NICARAGUA Y LÍMITES POLÍTICOS. B) CIUDAD DE MANAGUA, EL RECTÁNGULO ROJO REPRESENTA EL ÁREA DE ESTUDIO. C) IMAGEN FORMOSAT-2 DE LA CALDERA MASAYA, DONDE SE OBSERVAN LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS QUE COMPRENDEN LA ACTUAL CALDERA MASAYA.....	4
FIGURA 2. MAPA TECTÓNICO DE AMÉRICA CENTRAL Y DEL CARIBE, MODIFICADO DEL MAPA DE FRISCHBUTTER 2002.....	8
FIGURA 3. RELIEVE SOMBREADO DE LA DEPRESIÓN DE NICARAGUA, MUESTRA LOS PRINCIPALES VOLCANES ACTIVOS DE LA CADENA VOLCÁNICA NICARAGÜENSE. LAS FLECHAS INDICAN EL MOVIMIENTO RELATIVO A LO LARGO DE LA CADENA, DEBIDO A LA SUBDUCCIÓN OBLICUA DE LA PLACA COCOS, POR DEBAJO DE LA PLACA CARIBE.....	9
FIGURA 4. PROVINCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE NICARAGUA (INETER).....	11
FIGURA 5. ESQUEMAS DE COLADAS DE LAVA. (A) SEGMENTACIÓN A LO LARGO DE UNA COLADA. MODIFICADO DE LIPMAN Y BANKS (1987). (B) UNIDADES EN UN CORTE TRANSVERSAL. MODIFICADO DE BORGIA ET AL. (1983).	16
FIGURA 6. ESQUEMA REPRESENTATIVO DE LOS TIPOS DE LEVÉES QUE SE ENCUENTRAN EN LAS COLADAS ESTUDIADAS. (A) LEVÉE INICIAL. (B) LEVÉE ACRECIONARIO. (C) LEVÉE TIPO RUBBLE. MODIFICADO DE SPARKS ET AL. (1976).	17
FIGURA 7. ESQUEMA DE DOWNFLOW. (A) LOCALIZACIÓN DEL PUNTO DE VENTILACIÓN A PARTIR DE COORDENADA UTM (P.V) (B) EJEMPLO DE SIMULACIÓN MEDIANTE MODELO DOWNFLOW, DONDE LA MÁXIMA PROBABILIDAD ESTÁ EN ROJO, LA MÍNIMA EN VERDE Y EN NEGRO EL BORDE DEL FLUJO DE LAVA REAL.....	21
FIGURA 8. FLUJO DE DATOS QUE EMPLEA DOWNFLOW.	23
FIGURA 9. ILUSTRACIÓN DE PROPAGACIÓN DE UN FLUJO MEDIANTE EL CÓDIGO MOLASSES	24
FIGURA 10. CARACTERÍSTICAS DE LAS IMÁGENES SATELITALES LANDSAT 8.	27
FIGURA 11. CARACTERÍSTICAS DE LAS IMÁGENES SATELITALES FORMOSAT-2.	27
FIGURA 12. UBICACIÓN DE LOS FLUJOS DE LAVA ESTUDIADOS. LAS COORDENADAS REFIEREN AL SISTEMA WGS84, UTM 16 NORTE.	30
FIGURA 13. FLUJO DE LAVA DE 1772. SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LA COLADA DE 1772, SE INDICA LA POSICIÓN DE LOS LEVÉES, LOS RIDGES TRANSVERSALES Y LA DIRECCIÓN DEL FLUJO. LAS COORDENADAS REFIEREN AL SISTEMA WGS84, UTM 16 NORTE.	32
FIGURA 14. IMÁGENES DE LA COLADA 1772. (A) VISTA NORTE DEL VOLCÁN CRÁTER MASAYA Y EL INICIO DEL FLUJO DE LAVAS, LA LÍNEA COLOR AMARILLO MARCA EL LÍMITE DE LA COLADA. (B)ZONA DE DISPERSIÓN. (C) TEXTURA RUGOSA SUPERFICIAL DE UN BLOQUE DE LA COLADA. (D) CORTEZA BRECHOZA.	33
FIGURA 15. FLUJO DE LAVA DE 1670, SE INDICA LA DIRECCIÓN DEL FLUJO, LOS PUNTOS LOS PUNTOS DE NUESTROS REALIZADOS. LAS COORDENADAS REFIEREN AL SISTEMA WGS84, UTM 16 NORTE.....	35
FIGURA 16. IMÁGENES DE LA COLADA 1670. (A) VISTA NORTE DEL CRÁTER NINDIRÍ SE MUESTRA EL INICIO DEL FLUJO DE LAVAS, LA LÍNEA COLOR MARCA EL LÍMITE DE LA COLADA. (B)ZONA DE DISPERSIÓN. (C) TEXTURA RUGOSA SUPERFICIAL DE UN BLOQUE DE LA COLADA. (D) ESPESOR DEL FLUJO DE LAVA Y SUPERFICIE RUGOSA.	37
FIGURA 17. PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO PARA SELECCIÓN DE VARIABLES Y SU CLASIFICACIÓN.	39
FIGURA 18. POLÍGONOS DE LAS ÁREAS DE ENTRENAMIENTO PARA LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.....	41

FIGURA 19. SEPARABILIDAD APLICADA EN LA CLASIFICACIÓN DE LOS PÍXELES CONTENIDO EN LAS ÁREAS DE ENTRENA-MIENTO.	42
FIGURA 20. MAPA DE CLASIFICACIÓN SUPERVISADA, COMBINACIÓN DE BANDAS RGB 5,3,2.	44
FIGURA 21. IMAGEN FORMOSAT-2, COMBINACIÓN RGB, (4,3,2) LA CUAL MUESTRA UN CONTRASTE EN FALSO COLOR ROJO. A) MUESTRA EN GENERAL EL FLUJO DE LAVA DE 1670. B) EN COLOR AMARILLO SE ILUSTRA EL CONTORNO DEL FLUJO, EL CUAL SE DIGITALIZÓ.	46
FIGURA 22. IMAGEN FORMOSAT-2, CON UNA COMBINACIÓN RGB (4,3,2) LA CUAL MUESTRA UN CONTRASTE EN COLOR VERDADERO. A) SE MUESTRA LA IMAGEN GENERAL DEL FLUJO DE LAVA DE 1772. B) EN COLOR ROJO ILUSTRA EL CONTORNO DEL FLUJO EL CUAL SE DIGITALIZÓ.	47
FIGURA 23. EL CONTORNO DE COLOR NEGRO REPRESENTA EL FLUJO DE LAVA DE 1772. PV ES EL PUNTO DE EMISIÓN. EL NÚMERO DE TRAYECTORIAS ES 100. LAS ÁREAS EN TONALIDAD VERDES, AZULES Y ROJAS EN LAS IMÁGENES, DE IZQUIERDA A DERECHA, CORRESPONDEN A LAS DIFERENTE.	51
FIGURA 24. MUESTRA LAS POSIBLES DIRECCIONES DE FLUJO.	53
FIGURA 25. SIMULACIÓN NUMÉRICA OBTENIDA POR MOLASSES, EL CONTORNO EN NEGRO CORRESPONDE AL FLUJO DE LAVA DE 1772, Y EN COLOR RIJO SE MUESTRA EL RESULTADO DE LA SIMULACIÓN REALIZADA.	55
FIGURA 26. MAPA DE PELIGRO POR FLUJOS DE LAVA A PARTIR DE SIMULACIONES. B) SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LOS PUNTOS DE SIMULACIÓN.	58
FIGURA 27. MAPA DE PELIGRO POR FLUJOS DE LAVA A PARTIR DE FLUJOS REALES EVIDENCIADOS EN CAMPO. .	60

LISTA DE TABLAS.

TABLA 1. MÓDULOS QUE INTEGRAN EL SOFTWARE MOLASSES.	25
TABLA 2. ÁREA CALCULADA A PARTIR DE LA DIGITALIZACIÓN DE LOS FLUJOS DE LAVA.	34
TABLA 3. MEDICIONES DE CAMPO.	38
TABLA 4. ÁREA CALCULADA A PARTIR DE LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA.	43
TABLA 5. ÁREA CALCULADA A PARTIR DE LA DIGITALIZACIÓN DE LOS FLUJOS DE LAVA.	48
TABLA 6. TABLA DE PARÁMETROS USADOS EN LAS SIMULACIONES.	52
TABLA 7. PARÁMETROS DE ENTRADA PARA LAS SIMULACIONES PROGRAMA MOLASSES.	54

Dedicatoria

Esta tesis es dedicada primeramente a Dios, por darme la sabiduría e inteligencia para culminar satisfactoriamente esta nueva etapa en mi vida.

Agradezco ante todo de manera especial a las personas que de una u otra manera colaboraron a que este momento emotivo en mi vida se haya hecho realidad.

A mis Padre Horacio Mendoza y Francisca Dávila, quien con mucho amor y cariño me brindaron día a día su apoyo incondicional en todo momento.

A mis hermanos Juana Mendoza, Javier Mendoza, Luisa Mendoza.

A mi compañera, amiga y esposa Ing. Iveth Dávila, por sus consejos y apoyo en todo momento.

Al mi tutor PhD. Armando Saballos, así como mi ascensor Msc. Francisco Espinoza.

De manera muy especial a PhD. Hannah. R Dietterich, por brindarme su apoyo incondicional, asesoramiento y facilitación de unos de los programas usados para la realización de este trabajo, siendo fundamental para el logro de mis objetivos.

A mis compañeros de trabajo, por su tiempo y dedicación por su compañerismo y consejos profesionales haciendo mención de manera muy especial a: Msc. Carmen Gutiérrez, Msc. Petronila Flores, PhD. Leonardo Álvarez. Msc. Greyving Arguello, Ingeniero Bismarck Blandido, por su apoyo incondicional y disposición en todo momento.

Resumen.

Son innumerables los parámetros que determinarán la propagación de un flujo de lava, siendo estos: la morfología del terreno, la tasa eruptiva, la cual define el volumen añadido durante el proceso eruptivo, la topografía, y la reología; ésta última, depende de la composición de la fase fluida, la temperatura, del contenido de cristales y gases.

Se realizaron mediciones campo de los espesores de los diferentes flujos de lava que se encuentran dentro de la Caldera volcánica del Masaya, más precisamente los emplazados durante los años 1670, 1772, y otros no datados todavía, que han sido producidos por diferentes estructuras volcánicas (San Fernando, Nindiri, Masaya, Santiago, San Juan) en diferentes momentos dentro de la Caldera de Masaya.

Las simulaciones numéricas de los flujos de lava se realizaron mediante la implementación de dos modelos numéricos distintos: DOWNFLOW, Favalli et al. (2005) y MOLASSES, Connor et al. (2012). Los resultados de todas las simulaciones al igual que los flujos de lava emplazados en la estructura volcánica muestran una confinación del flujo a lo interno de la caldera y describiendo una zona al NW de la caldera en la cual estos podrían propagarse.

I. INTRODUCCIÓN.

En este documento se presenta la tesis monográfica para optar al título de Ingeniero Geólogo y cumplir con el reglamento de estudio estipulado por la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, UNAN-Managua.

Este trabajo se enmarca dentro de las investigaciones que lleva a cabo el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), a través de la Dirección General de Geología y Geofísica, con el fin de prevenir y mitigar el impacto de los fenómenos volcánicos en Nicaragua.

El estudio de las coladas de lava ha sido un tema de mucho interés en volcanología, principalmente desde el punto de vista de los peligros volcánicos, así como conocer su comportamiento de desplazamiento sobre el terreno, condiciones de emplazamiento (velocidad, espesor, superficie de inundación, etc.), variables que gobiernan su avance, son grandes retos para la volcanología en la actualidad.

Para poder comprender cuales son los factores que determinan el comportamiento de las coladas de lava durante su avance, es necesario realizar modelos que permitan evaluar la conducta de estos flujos.

Son innumerables los parámetros que determinarán su avance, la morfología del terreno, la tasa eruptiva, la cual define el volumen añadido durante el proceso eruptivo, la topografía, y la reología; ésta última, depende de la composición de la fase fluida, la temperatura, del contenido de cristales y burbujas (Sparks y Pinkerton, 1978; Pinkerton y Stevenson, 1992; Marsh, 1981; Mueller et al., 2000; Castruccio et al., 2013). Además, la formación y generación de levées, la formación de corteza, etc., también irán variando el comportamiento de las coladas (Pinkerton et al., 1994).

Este estudio incluye mediciones de campo de los espesores de los flujos de lava que se encuentran dentro de la Caldera volcánica del Masaya, más precisamente los emplazados durante los años 1670, 1772, y otros no datados todavía, que han sido producidos por diferentes estructuras volcánicas (San Fernando, Nindiri, Masaya, Santiago, San Juan) en diferentes momentos dentro de la Caldera de Masaya.

Esta información de campo sirve para calibrar los modelos numéricos para simular los flujos de lava y así reproducir escenarios para futuras erupciones lávicas en la Caldera del Masaya con el propósito de evaluar la amenaza por este tipo eventos volcánicos para escenarios de riesgo para la población cercana a esta caldera.

Los flujos de lava, aunque son fenómenos generalmente “lentos”, se desplazan a tan baja velocidad que comúnmente da tiempo de evacuar a las personas que se encuentran ubicadas a lo largo de su trayectoria, poniendo en peligro a infraestructura y campos de producción agrícolas que se encuentran a lo largo de su recorrido dado que irremediamente serán destruidos o sepultados por el flujo lávico, lo que generaría pérdidas socioeconómicas cuantiosas.

Por lo cual se pretende llevar a cabo simulaciones de trayectorias de flujos de lava para diferentes fuentes de emisión dentro de la Caldera Masaya, siguiendo criterios probabilísticos vinculados con la topografía de la caldera volcánica.

Las simulaciones numéricas de los flujos de lava se realizaron mediante la implementación de dos modelos numéricos distintos: DOWNFLOW, Favalli et al. (2005) y MOLASSES, Connor et al. (2012).

El modelo numérico DOWNFLOW, Favalli et al. (2005) fue desarrollado para evaluar de forma estocástica la posible trayectoria que tomaría un flujo de lava emitido en punto dado sobre un modelo de terreno digital, por lo cual los parámetros físicos como temperatura de la lava no son necesarios en este modelo.

El modelo MOLASSES, Connor et al. (2012) utiliza como parámetros de entrada parámetros físicos como el espesor estimado que tendrá el flujo de lava una vez emplazado, área de inundación, alcance máximo del flujo, volumen y un modelo de terreno.

Los resultados de estas simulaciones se plasmarán en un mapa de amenaza por flujos de lava en la Caldera Masaya.

1.1 Localización y acceso.

La Caldera Masaya (comúnmente referida como volcán Masaya o como la Caldera volcánica del Masaya), está ubicada a 20 km al SE de la ciudad de Managua, y su punto central posee las siguientes coordenadas proyectadas en el sistema Universal Transversal de Mercator sobre el World Geodetic System de 1984: 591341.16 m E, 1324923.26 m N, con una altura máxima de 635 m sobre el nivel del mar (Figura 1). Esta estructura volcánica forma parte del arco volcánico de Nicaragua, el cual pertenece al Frente Volcánico de América Central, (Williams, 1983; Rymer et al.1998).

La caldera tiene una forma elíptica cuyo eje mayor, con una longitud aproximada de 12 km, está orientado SE-NO (paralelo a la trinchera oceánica de Mesoamérica y el arco volcánico de Nicaragua) y el eje menor tiene una longitud de aproximadamente 6 km.

El acceso a la caldera volcánica del Masaya es sumamente simple en comparación con el resto de volcanes activos de Nicaragua. La entrada principal se encuentra en el kilómetro 22 de la carreta Managua-Masaya, siendo parte de la carretera panamericana, transitable 24 horas del día, 7 días a la semana. La entrada está controlada por los guardas Parque Nacional del Volcán Masaya (PNVM) el cual fue creado por el decreto No. 79 aprobado el 23 de mayo de 1979, publicado en La Gaceta (diario oficial de la República de Nicaragua) No. 114 del 24 de mayo de 1979. El PNVM cuenta con una carretera pavimentada que va desde la entrada principal hasta el mirador principal, en la Plaza Oviedo, ubicada en el borde NE del cráter Santiago.

El PNVM cuenta con varios senderos que permiten recorrer la caldera del Masaya, a pie y en vehículo, facilitando estudios Geofísicos y de Geología superficial, como lo son el mapeo de flujos de lava dentro de la caldera, así como la flora y fauna que la conforma.

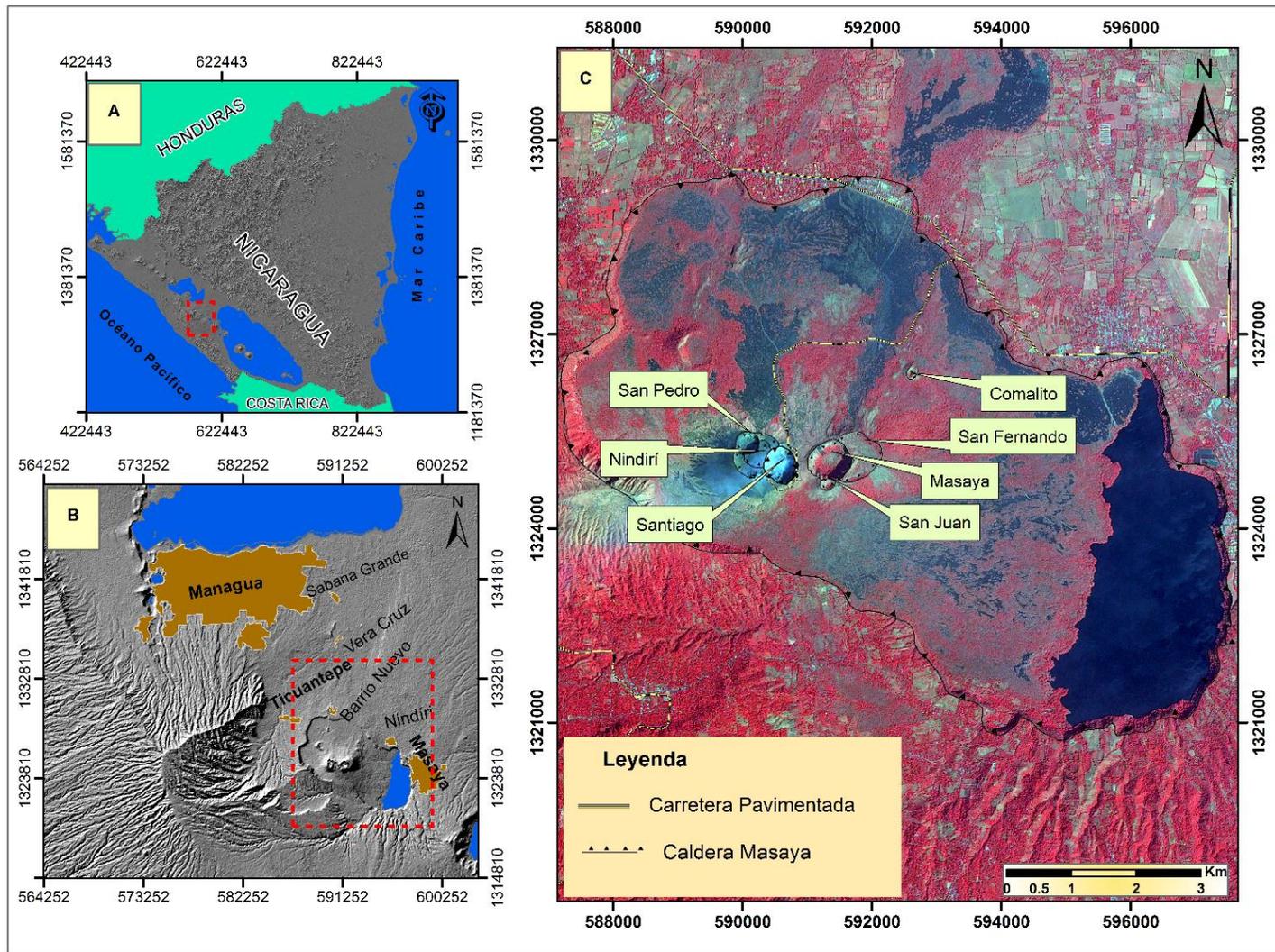


Figura 1. Mapa de Localización del área estudio, Mapa de Localización del área estudio. A) Mapa de Nicaragua y límites políticos. B) Ciudad de Managua, el rectángulo rojo representa el área de estudio. C) Imagen Formosat-2 de la caldera Masaya, donde se observan las principales estructuras volcánicas que comprenden la actual caldera Masaya.

1.2 Antecedentes.

Debido a su fácil acceso y a la persistente desgasificación de un cuerpo magmático superficial emplazado en el cráter Santiago, los gases en la caldera Masaya han sido la principal fuente de estudio por vulcanólogos de todo el mundo desde hace varias décadas.

Se han llevado a cabo estudios a detalle de la composición química de las mayores erupciones originadas en la Caldera del Masaya, así como la datación de sus depósitos por métodos radiométricos y la tefroestatigráfica por parte de vulcanólogos alemanes.

Referentes a la geología, así como estudios más detallados en los flujos de lava en el volcán Masaya, no se encontró mucha bibliografía tan solo la que se menciona a continuación:

Williams. (1983) Documentó los flujos de lava en la Caldera del Masaya, pero no realiza simulaciones de los mismos. Este autor documentó 13 flujos de lava distintos dentro de la caldera volcánica, los que cubren un área total de 40 km², equivalentes a un volumen total de 0.20 km³. Destaca que el flujo de lava de 1670 cubrió un área de aproximadamente 2.12 km², equivalente a un volumen de 0.0106 km³; mientras que el de 1772 cubre una superficie de 7.51 km², lo que corresponde a un volumen de 0.0225 km³. Estos dos flujos juntos representan apenas casi un 17% de los flujos de lava mencionados por Williams (1983)

Delgado et al. (2004) Como parte de una colaboración de la Secretaría de Relaciones Exteriores del Gobierno de México y Nicaragua, realizaron simulaciones para diferentes tipos de fenómenos volcánicos, plasmándolos en mapas de multi-amenaza volcánica. Estos autores utilizaron el software Flow3D para la mayoría de las simulaciones, incluyendo el de flujos de lava, el cual fue un intento inicial y que necesita ser re-evaluado, las simulaciones de ese entonces parecen ser considerablemente insensible a la topografía de la caldera.

1.3 Justificación

A pesar de que se han hecho grandes avances en el campo de la Vulcanología en las últimas tres décadas, todavía existen grandes retos, entre los que podemos destacar el pronóstico de una erupción volcánica en particular, obtener mejores modelos para simular con mejor precisión y mayor rapidez los fenómenos volcánicos y así evaluar de una manera más realista los peligros volcánicos.

La Caldera Masaya es uno de los sistemas volcánicos más activo de Nicaragua con un registro histórico que se remontan desde tiempos de la conquista, y estudios científicos han datados erupciones de esta caldera volcánica de hace 6000 años, presentado diferentes tipos eruptivos como Freato-plinianas, Estrombolianas y Hawaiano, (Williams et al. 1983; Perez et al. 2000).

En los últimos 1500 años, la actividad volcánica principal en la Caldera Masaya ha sido efusiva, por ende, la generación de grandes flujos de lava (Williams et al. 1983b), sobre los cuales se han construido centros poblacionales importantes como Buena Vista, El Raizón, Piedra Quemada, Pueblo, Piedra Menuda y Los Madrigales, lo que hace más que evidente el peligro latente por la ocurrencia de un nuevo flujo de lava, ya que los flujos de lava emitidos por la misma fuente eruptiva tienden a recorrer trayectorias similares, intuitivamente sabemos que los centros poblados antes mencionados están dentro de una zona de peligro.

Es por esto la vital importancia producir un nuevo mapa de peligro por flujos de lava de la Caldera Masaya por medio de simulaciones numéricas y así evaluar mejor el grado de peligro de la población en las cercanías de la Caldera Masaya, siendo este el objetivo del presente estudio, el cual servirá como un valioso aporte para la población en general, especialmente a los tomadores de decisión, como lo son las autoridades municipales y contribuirá de base para realizar un mejor ordenamiento del territorio.

2.1 OBJETIVOS.

2.2 Objetivo General.

Simular mediante modelos numéricos los flujos de lava más grandes y evaluar el peligro volcánico de la Caldera del Masaya.

2.3 Objetivos Específicos.

- 1) Cartografiar y digitalizar los principales flujos de lava de la caldera Masaya de los años 1670, 1772 y los no datados.
- 2) Estimar parámetros físicos de los flujos de lava a partir de las observaciones de campo mediante modelos físico-matemáticos.
- 3) Implementar el programa DOWNFLOW y MOLASSES, para la simulación de los flujos de lava más peligrosos del volcán Masaya.
- 4) Plasmar los resultados de las simulaciones en mapas de peligro volcánico por flujos de lava.

II. MARCO GEOTECTONICO.

Nicaragua está ubicada en el margen suroeste de la Placa del Caribe, cerca de su intersección con la Placa de Cocos. La Placa del Caribe limita al norte con la Placa Norteamericana, en el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic, al sur con la placa suramericana, al este con la Fosa de Puerto Rico y las zonas de subducción de las Antillas Menores y al oeste con la Placa Cocos (Figura 2). Peacock et al. (2005).

La Placa Cocos subduce hacia el noreste por debajo de la placa Caribe, a lo largo de la Trincheras Meso-americana Peacock et al. (2005), con un ángulo de subducción de $\sim 65^\circ$, por debajo de Nicaragua Barckhausen et al (2001) y a una velocidad de 14 ± 2 mm/año DeMets. (2001)

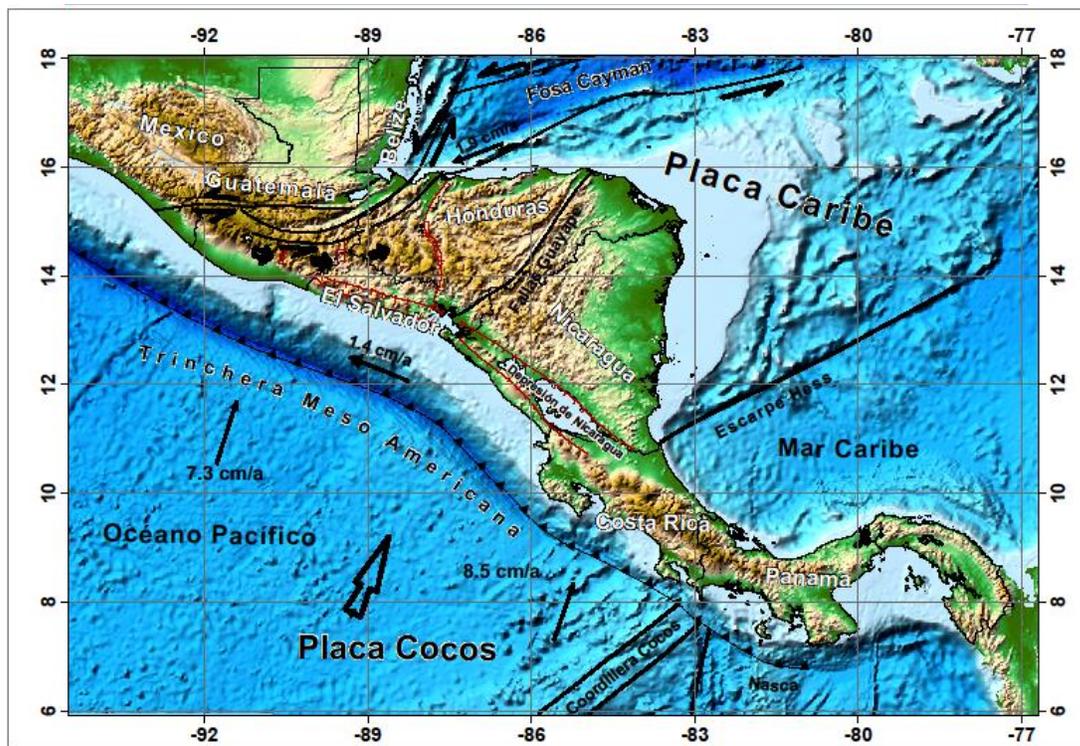


Figura 2. Mapa Tectónico de América Central y del Caribe, modificado del mapa de Frischbutter 2002.

3.1 La zona de subducción y el vulcanismo en Nicaragua

En Nicaragua, el Arco Volcánico de América Central está representado por la Cadena Volcánica Nicaragüense (CVN), ubicado en la Depresión de Nicaragua, donde tiene una longitud de 380 km. Los principales rasgos geotectónicos en Nicaragua son: la Depresión Nicaragüense y la Cadena Volcánica de América Central (Figura 3). Ambos paralelos a la Fosa Mesoamericana y producto de la subducción de la placa Cocos y del Caribe, Dengo y Case. (1990).

La formación de la Cadena Volcánica Cuaternaria comienza a finales del Plioceno, en el extremo NW de la Depresión Nicaragüense, McBirney y William. (1965). Se extiende desde el Salvador hasta Costa Rica, a lo largo del eje de la Depresión Nicaragüense en dirección NW-SE, Frischbutter. (2002).

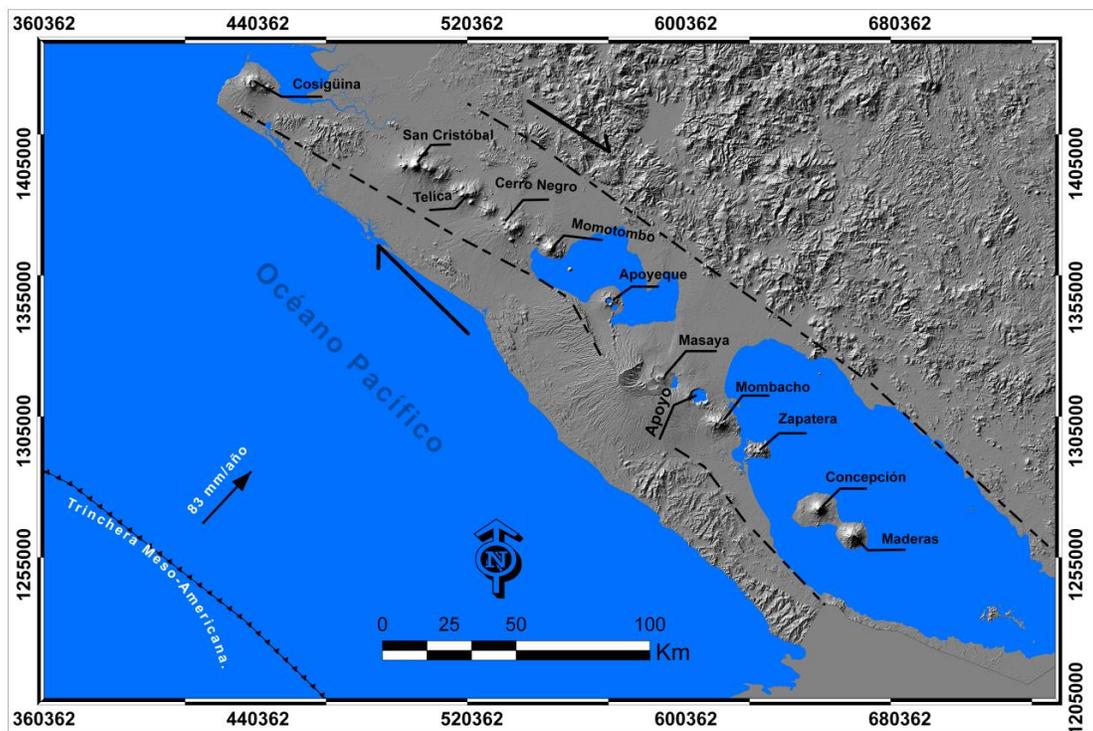


Figura 3. Relieve sombreado de la Depresión de Nicaragua, muestra los principales volcanes activos de la Cadena Volcánica Nicaragüense. Las flechas indican el movimiento relativo a lo largo de la cadena, debido a la subducción oblicua de la Placa Cocos, por debajo de la Placa Caribe.

La Cadena volcánica nicaragüense, está dividida en dos segmentos los cuales han sido denominados NO y SE; esta zona de segmentación está ubicada en la región de Managua, El segmento NO se extiende desde el Volcán Cosigüina, en el Golfo de Fonseca hasta el Volcán Apoyeque, localizado en el borde NO de Managua. El segmento SE, se prolonga desde el Volcán Masaya, ubicado en el extremo SE de Managua, hasta el Volcán Maderas en la Isla de Ometepe (DeMets. 2001; Girard y van Wyk de Vries. (2005;).

La segmentación de la cadena volcánica nicaragüense, al igual que la deformación del frente volcánico de América Central, es resultado de la variación de la tasa de convergencia oblicua entre las placas de Cocos y del Caribe, la cual aumenta hacia el sureste, DeMets. (2001).

La subducción oblicua por debajo de Nicaragua, hace que la deformación cortical se acomode mediante una serie de fallas en dominó, lo que conlleva a una rotación de los bloques en sentido de las manecillas del reloj a lo largo de la CVN (Figura 3), y que implica la generación de fallas laterales derechas e izquierdas o fracturas perpendiculares a la cadena volcánica.

El resultado de esta configuración estructural, ha favorecido la segmentación de la cadena volcánica y la cual dio origen al Graben de Managua. Esta subducción oblicua se debe al movimiento del bloque paralelo (ante arco del arco volcánico de América Central) y a la trinchera en la dirección NE. Esto evidencia que la tectónica de Centro América, está caracterizada por un régimen de desplazamiento lateral derecho con una componente de extensión ortogonal, DeMets. (2001); La Femina et al. (2002).

3.1 Geología Regional de Nicaragua.

Nicaragua está dividida de oeste a este en cinco provincias geomorfológicas, según, McBirney and Williams. (1965), Hodgson. (2000), (Fig. 4), estas regiones son: La Planicie del Pacífico, Depresión de Nicaragua, Tierras Altas Norte, Meseta Central o Tierras Altas del Interior y la Planicie del Atlántico. Estas regiones geomorfológicas se describen a continuación.

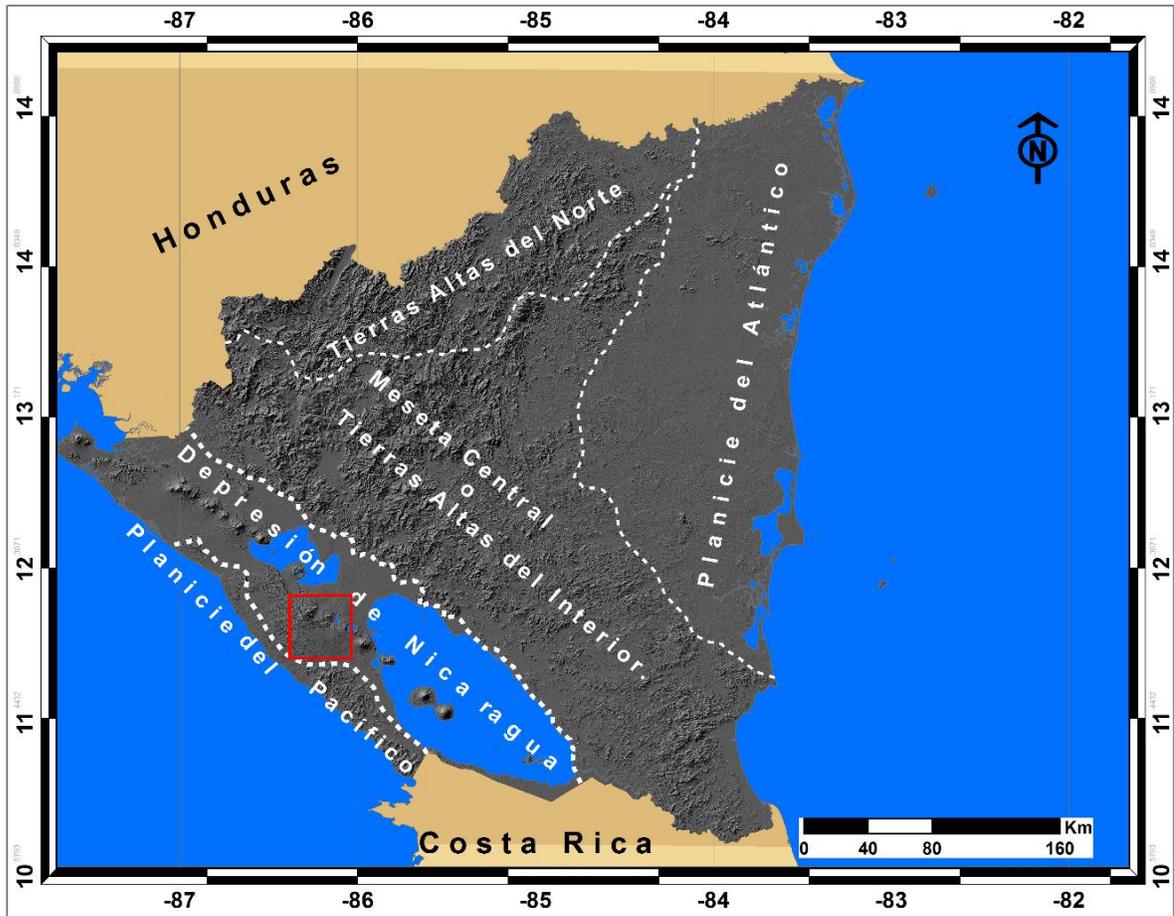


Figura 4. Provincias geomorfológicas de Nicaragua (INETER).

3.1.1 Planicie del Pacífico.

Se extiende a lo largo de la franja costera del Pacífico, desde Corinto hasta la frontera sur con Costa Rica. Está constituida por rocas sedimentarias y volcánicas. Las rocas más características de esta formación son: Calizas, Areniscas, Lutitas, Limonita y Tobas, exceptuando la Formación Tamarindo la cual está representada- principalmente por rocas volcánicas de composición básica-intermedia a ácida interdigitada en su parte inferior con Lutitas y Areniscas de la Formación El Fraile, Kuang. (1971)

En esta región se han identificado 6 formaciones y un miembro, cuyas edades varían entre el Cretáceo Superior y el Plioceno, siendo estas: Formación Rivas (Cretácico Superior),

Miembro Sapoá (Paleoceno), Formación Brito (Eoceno), Formación Masachapa (Oligoceno), Formación el Fraile y Tamarindo (Mioceno), y la Formación el Salto (Plioceno), (Zoppis B. end Del Guidice. (1958), Hodgson. (2000)

3.1.2 Depresión Nicaragüense

La Depresión Nicaragüense con una orientación NO-SE, tiene 70 Km de ancho y 300 Km de longitud, y una dirección NW-SE. Atraviesa el territorio Nicaragüense en el sector occidental, paralelo a la Costa del Pacífico y a la Fosa Mesoamericana, Mc Birney y Williams. (1965); Elming, 1998).

Según McBirney end Williams. (1965), la Depresión de Nicaragua comenzó su formación a finales del Cenozoico por los esfuerzos de tensión local que actúan en la cresta de un geoanticlinal, producidos por la compresión regional creada entre las Placas Cocos y Caribe.

Esta se encuentra rellena con depósitos piroclásticos y aluviales con un espesor de 2000m, Hodgson. (1998). Su formación ocurrió durante el Pleistoceno, Weyl. (1980), sin embargo otros autores como, Williams and McBirney. (1965), consideran que comenzó a hundirse durante el Mioceno Tardío.

3.1.3 Mesetas Central o Tierras Altas del Interior.

Las rocas de esta región han sido divididas en dos grandes grupos: Grupo Coyol y Grupo Matagalpa, McBirney and Williams. (1965); Parson Coporation. (1972).

El Grupo Matagalpa está constituido por rocas volcánicas de edad Eoceno- Oligoceno, caracterizado por; ignimbritas, andesitas, riolitas, depósitos piroclásticos), Ehrenborg. (1996).

El Grupo Coyol está conformado por flujos piroclásticos dacíticos a riolíticos, interestratificado con lavas basálticas y andesíticas. También contiene ignimbritas dacíticas a riolíticas interestratificadas con las unidades anteriores. El Grupo Coyol tiene una edad Mioceno-Plioceno, Parson Corporation. (1972; Ehrenborg. (1996)

3.1.4 Tierras Altas del Norte.

Comprende las rocas más antiguas del Norte y Centro de Nicaragua. Está caracterizada por unidades de rocas de edad Paleozoica y Mesozoica, las que han experimentado deformaciones acompañadas con metamorfismo regional y constituyen el basamento metamórfico y de rocas plutónicas de Nueva Segovia, Garayar. (1977)

Geomorfológicamente está representada por un relieve montañoso de mayor elevación conocido en Nicaragua, (cordillera de Dipilto). Esta región está caracterizada por el predominio de rocas metamórficas, como; Filitas, Esquistos, Cuarzita, y Marmol, con intercalaciones de rocas intrusivas, como basaltos, Granito, Granodiorita, monzonita, diorita, (Garayar. (1977)

3.1.5 Planicie del Atlántico.

Localizada a lo largo de la línea costera y llanos de la Costa Atlántica. Está caracterizada por el predominio de rocas sedimentarias recientes del Pleistoceno, cubriendo toda la extensión superficial, bajo de los cuales se encuentran rocas sedimentarias antiguas del Terciario, que conforman la gran cuenca de sedimentación de la Mosquita. (Mills and Hugh,. 1974), (Hodgson. 2000)

Geomorfológicamente está constituida por un relieve bajo, cubierto por depósitos aluvionales recientes. Los sedimentos recientes están representados por gravas, arenas, arcillas, los cuales se agrupan bajo la formación Bragmans Bluff y los Aluvionales. (Mills and Hugh.1974), (Hodgson. 2000).

3.2 La Caldera Masaya.

La caldera Masaya es de interés vulcanológico muy especial, ya que ha producido grandes erupciones basálticas altamente explosivas (Pliniana y freatomagmáticas) en el pasado (Williams, and ehrmann et al. (1983).

Dentro de la caldera Masaya, ha crecido un complejo basáltico a través de una serie de fuentes eruptivas principalmente semicircular que incluye a los conos Masaya y Nindirí, que a su vez albergan los cráteres Masaya, Santiago, Nindirí y San Pedro. Las paredes de los

cráteres indican que han ocurrido varios episodios de formación de conos y cráteres, Van Wyk de Vries. B. (1993).

El cráter Nindirí está relleno de lavas que constituyeron varios lagos de lava, notablemente en los años de 1570, 1670 y en 1852, aunque luego de la emisión de lavas de 1670, el piso del cráter se hundió a través de un sistema de fracturas circulares, visibles en la actualidad debido a que cortan los cráteres San Pedro y Santiago, Van Wyk de Vries. B. (1993).

Las erupciones basálticas altamente explosivas que han ocurrido en la caldera del Masaya, han producido cuatro principales depósitos: Tefra San Antonio (~ 6 ka), Tefra Concepción, Triple capa Masaya, y la toba Masaya. Estas grandes erupciones dejaron depósitos con volúmenes que van de 0,2 km³ de la tefra Concepción a 3.9 km³ para la Toba Masaya, cubriendo áreas mínimas de 600 a 1600 km², alcanzando magnitudes de la masa eruptiva entre 4.3 y 5.9 y un índice de explosividad volcánica (VEI) de 3-4, Pérez. (2006).

Muchas de las características geoquímicas de Masaya, junto con una serie de observaciones vulcanológicas, indican que el volcán Masaya está sustentado por una cámara magmática grande, poco profunda, de sistema abierto, del orden de 10 km³ en tamaño, James and James A. Walker and Stanley N. Williams. (1993).

Texturalmente las lavas van de porfídica a afanítica. Los fenocristales de plagioclasas son los más abundante seguido de olivino y clinopiroxeno (augita). La magnetita se produce como micro fenocristales en aproximadamente un tercio de las lavas y es un constituyente basal, James A. and Stanley N. Williams. (1993).

La masa basal es generalmente intergranular que contiene plagioclasas, piroxenos, y olivino, además de magnetita, sin embargo, sólo está presente en la masa basal de lavas pre-Caldera.

Todas las lavas de la caldera tienen fenocristales de olivino o micro-fenocristales, mientras que cuatro lavas post-caldera parecen carecer de olivino por completo, aunque esto puede reflejar la clasificación de los fenocristales. Las texturas sugieren el siguiente orden de cristalización: (1) olivino; (2) plagioclasas (3) clinopiroxeno; y, finalmente, (4) magnetita, James, A. Walker and Stanley N. Williams. (1993).

III. MARCO TEÓRICO.

3.1 Características físicas de los flujos de lava.

Las coladas de lava se pueden dividir de acuerdo a su morfología en tres tipos principales (Macdonald. 1953 and Harris. 2015) de esta manera, las de tipo pahoehoe se caracterizan por presentar superficies suaves, cordadas y ondulosa, con vesículas esferoidales, y alcanzan espesores de solo algunos metros.

Las lavas *aa* se identifican por presentarse muy fragmentadas, con superficies espinosas, y vesículas irregulares, alcanzan espesores de hasta 50 m, pero generalmente, alcanzan espesores de 30 m.

Las de tipo bloques, difieren de las *aa*, por presentar bloques con formas más regulares, y con superficies más lisas, con espesores que exceden los 50 m, Macdonald.(1953). Estos tres tipos de morfología forman una secuencia continua.

Además, las coladas de lava presentan características morfológicas que las permiten separar en segmentos particulares. Lipman and Banks. (1987) dividen las coladas del Mauna Loa de 1984, en 3 zonas longitudinalmente (Figura 5a): la zona de dispersión, que corresponde a la zona inmediatamente detrás del frente de la colada, donde el flujo se dispersa, y no presenta canal central; la zona transicional, donde se presenta un canal central desarrollado, donde además se forman por el avance de la lava, ridges o lentes de lava de tipo bloques, limitados por fracturas discretas, la zona de canal estable, que se caracteriza por presentar un canal estable muy desarrollado y marcado.

Por otro lado, Borgia et al. (1983) divide en dos unidades las coladas lateralmente: el canal central y los levées (Figura 5b), donde los levées representan los límites laterales del flujo, y se encuentran cubiertos exteriormente por detritos. El canal central, por otra parte, es el área entre ambos levées, presenta una superficie curva, que siempre se encuentra cubierta por detritos.

Cuando se genera una colada de lava, el avance de ésta está marcado por el frente de la colada, pero una vez que pasa, el flujo del material fundido se va concentrando en la parte central, quedando de manera estática las zonas laterales, formando los levées, Hulme. (1974).

De esta forma, la posición y la altura de los levées representan el ancho y alto de la colada al pasar el frente por ese lugar. De acuerdo a esto, los levées serán la mejor representación del material que escurrió en primer lugar, por lo que las muestras tomadas desde ellos, serán las más representativas de la composición del material inicial, Hulme. (1974) sugiere que la formación de esta morfología se debe a la reología de la lava, específicamente a la existencia de un límite elástico en ésta.

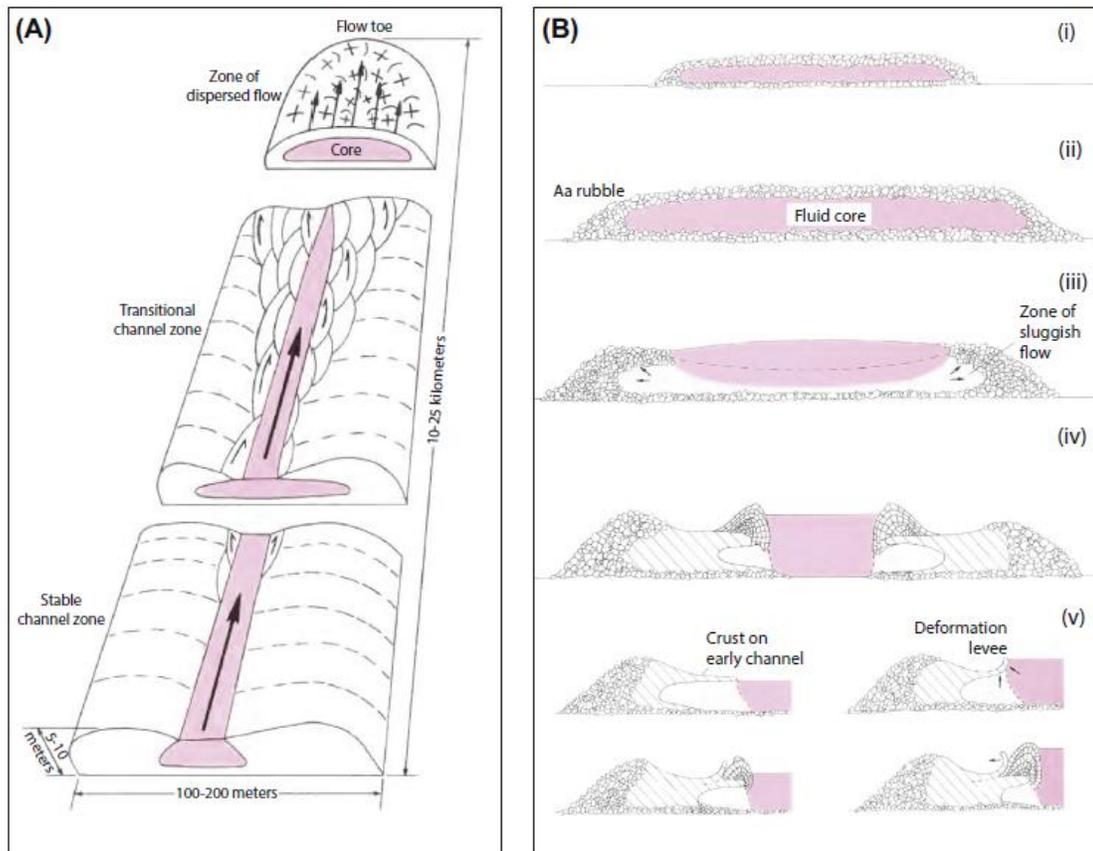


Figura 5. Esquemas de coladas de lava. (a) Segmentación a lo largo de una colada. Modificado de Lipman y Banks (1987). (b) Unidades en un corte transversal. Modificado de Borgia et al. (1983).

De acuerdo a, Sparks et al. (1976), se puede clasificar los levées en 4 tipos, pero solo tres de ellos se reconocen en las coladas de este estudio (Figura 6): *levées de tipo inicial*, que es el que delimitará el ancho de la colada; *levées de tipo rubble*, que se caracterizan por los taludes con detritos, de lava de corteza rugosa, principalmente de tipo aa; y *acrecionarios*,

que se generarán cercanos al centro efusivo, poseen alta pendiente en los taludes, y se caracterizan por ser macizos. Es por esto, que las muestras más representativas del fluido, en el momento que paso por un sector, corresponden a las obtenidas de los levées de tipo inicial.

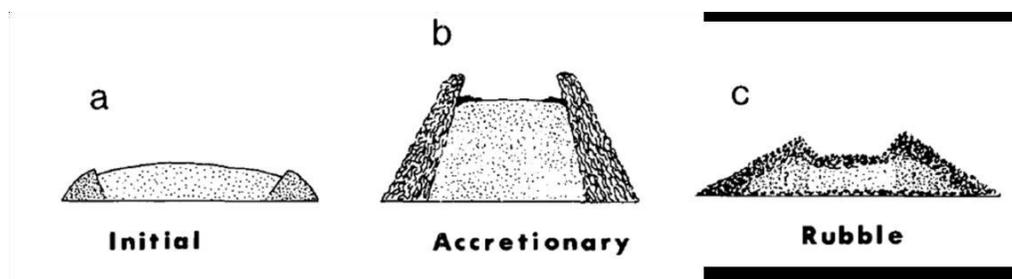


Figura 6. Esquema representativo de los tipos de levées que se encuentran en las coladas estudiadas. (a) Levée inicial. (b) Levée acrecionario. (c) Levée tipo rubble. Modificado de Sparks et al. (1976).

Al mismo tiempo, las coladas de lava pueden ser simples o compuestas (Walker, 1972), las coladas compuestas se reconocen porque pueden ser divididas en unidades. De acuerdo a, Dragoni and Tallarico. (1996), la generación de coladas compuestas o efímeras, se produciría cuando el frente de la colada, que se comporta como una corteza viscoelástica, se va deformando producto de la acumulación de material en el frente, se rompe producto de que el stress normal sobrepasa la resistencia al esfuerzo de la corteza. En cambio, las simples, corresponden a un solo flujo

La característica distintiva de estos brazos es que no se encuentran conectadas directamente con la fuente de emisión, Calvari Pinkerton. (1998) clasifican este tipo de flujos en tres clases: coladas efímeras de primer orden, donde el nuevo flujo se produce desde la base del frente de la colada parental, que se habría detenido producto del enfriamiento, pero la adición de material habría continuado, generando el hinchamiento del frente de la colada.

En su caso de estudio, el largo de algunas de estas coladas, alcanzaba más de la mitad del largo de la parental. Los flujos efímeros que se generan sobre el conducto administrador de material, corresponden a las coladas efímeras de segundo orden, que normalmente generan depósitos anchos y en forma de abanico, producto del poco material que se les suma. Finalmente, las coladas efímeras de tercer orden, corresponden a las que nacen desde los costados

de las coladas parentales, y se caracterizan por ser de muy corta duración, por lo que se trata de coladas muy pequeñas.

En general, las coladas estudiadas en este trabajo, presentan morfologías de tipo mixto aa-bloques, con levées y canal central bien desarrollado en las facies proximales medias, y un frente más ancho y potente.

3.2 Métodos de clasificación de imágenes satelitales

Una imagen obtenida por un sensor remoto, se puede definir como una matriz rectangular, compuesta por un número determinado de píxeles, que representan un área específica en el espacio, que a su vez representa un valor de energía electromagnética emitida por una superficie en particular.

La clasificación de imágenes satelitales ha sido utilizada para diferentes propósitos, con un único objetivo: agrupar o zonificar los píxeles de una imagen, para delimitar una clase temática de interés a priori, (Gamanya et al. 2009; Bock et al. 2005).

En los últimos años se han utilizado distintas tecnologías computacionales para la clasificación de imágenes como las redes neurales, los sistemas expertos y la lógica difusa. Según WENG. (2009), categoriza los sistemas de clasificación de imágenes en cinco clasificadores basados: en pixel, en subpixel, contextuales, por campo y los orientados a objetos. En este trabajo solo mencionaremos la clasificación supervisada, la cual está basada en píxeles.

3.2.1 Clasificación basada en píxel.

Los clasificadores basados por pixel, son los más tradicionales debido a su facilidad de procesamiento, se destacan la "Supervisada" y "No supervisada", (WENG. 2009; LANG et al. 2008; Santos.2007; Bock et al. 2005; Lewinsky and Zerimski. 2004). Utilizan algoritmos que se basan en los valores espectrales de reflectancia y emicidad, Guntli. (2006), comprendidos en un grupo de píxeles que representan una clase de la clasificación.

En la última década, diferentes autores han investigado y desarrollado metodologías o algoritmos concernientes a la clasificación de imágenes, fundamentados en la información espectral contenida en esta.

a) Clasificación Supervisada

La clasificación supervisada se fundamenta en el previo conocimiento de las clases y de datos estadísticos que se relacionan a cada clase espectral de la imagen, Rojas and Ortiz. (2009). Consta de dos (2) fases: entrenamiento y asignación.

En la fase 1, el investigador, realiza un reconocimiento general de las áreas a estudiar, determinando patrones de formas y colores relacionadas a una clase, asignando un conjunto de píxeles a cada clase, desarrolla una descripción numérica de las características espectrales de las bandas que discriminan los grupos de píxeles que pertenecen a una misma clase mediante la generación de sus firmas espectrales, Arango et al. (2005).

En la fase 2, se asigna una lista de clases o nombres a cada patrón observado, generando mediante algoritmos, una clasificación general de la imagen.

Los programas que realizan esta clasificación, generalmente utilizan el algoritmo de máxima verosimilitud, procedimiento estadístico aplicado a imágenes, que consiste en determinar para cada clase entrenada, un vector medio y una matriz de co-varianza, asumiendo que el nivel digital relacionado a cada clase se ajusta a una distribución normal, de esta manera para cada píxel, se determina la probabilidad de asignación a cada clase previamente determinada. (Marcelino et al. 2009; Rojas & Ortiz. 2009; Valeiro et al. 2008; Shiba et al. 2005; Chuvieco. 2000).

De acuerdo con (Lang et al. 2008; Arango et al. 2005, Shiba et al. 2005) la precisión de la clasificación supervisada, tiene algún nivel de subjetividad que está dada por el entrenamiento de los datos, por tanto, afecta el resultado final de la clasificación, el cual es responsable el investigador.

Para esta parte se trabajaron con dos tipos de imágenes satelitales, la primera fueron las imágenes LANDSAT 8, las cuales están gratuitas en la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) e imágenes FORMOSAT-2, esta última fueron proporcionada por la unidad SIG-GEORIESGOS (INETER) gracias a la cooperación Taiwanesa en Nicaragua.

3.3 Modelos numéricos.

La modelación de un flujo de lava o de un fenómeno físico en particular, se puede realizar mediante la implementación de modelos numéricos los cuales pueden ser; determinísticos o probabilísticos, en este estudio se usaron dos modelos probabilísticos, los cuales tienen una alta dependencia de la topografía, así como del volumen del flujo lávico a simular y las condiciones físicas de un flujo de lava básico.

3.3.1 Modelos probabilísticos.

Los modelos probabilísticos son basados en el algoritmo de Macedonio, asumen que la topografía juega el mayor papel en el control de la traza de la lava e identifican las zonas potencialmente a inundar por un flujo lávico y calculan la probabilidad de la inundación usando el algoritmo de Monte Carlo.

El flujo se propaga a lo largo de trayectorias aleatorias desde un punto de emisión sobre un modelo digital de elevaciones (MDE) siguiendo unas reglas de propagación, en las cuales las trayectorias no pueden propagarse hacia arriba ni rellenar áreas con una gran depresión, esto hace que el flujo no tendría una dirección de propagación.

Los modelos probabilísticos son de bajo costo computacional y representan una herramienta muy eficiente que permite identificar las posibles áreas de afectación ante una crisis volcánica definida por una fase lávica, estos dependen de pocos datos de entrada.

3.4 Modelos numéricos implementados.

3.4.1 DownFlow.

El programa Downflow: Es un modelo numérico escrito en Matlab, está basado en la realización de aproximaciones estocásticas para estimar áreas de inundación de un flujo de lava. Se basa en el control de la pendiente del terreno, sobre un modelo digital de elevación, por el cual se propaga el flujo y utiliza la perturbación estocástica de la topografía para definir las posibles trayectorias del flujo (figura. 9). Este modelo ha sido validado en el Monte Etna.

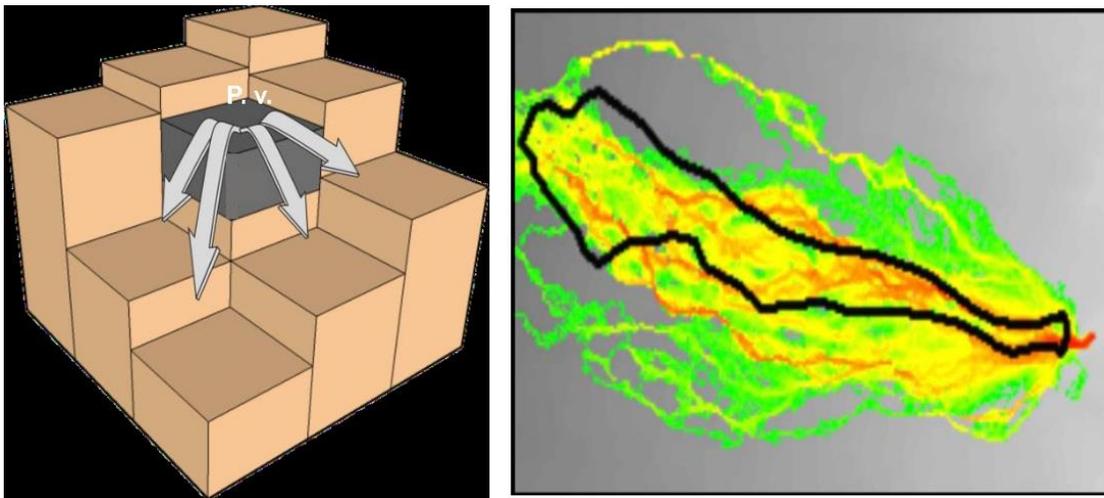


Figura 7. Esquema de DownFlow. (a) localización del punto de ventilación a partir de coordenada UTM (P.V) (b) Ejemplo de simulación mediante modelo Downflow, donde la máxima probabilidad está en rojo, la mínima en verde y en negro el borde del flujo de lava real.

El área de inundación potencial del flujo se determina considerando los caminos de mayor pendiente topográfica con perturbaciones estocásticas de la topografía original. Esto hace que Downflow emplee un tiempo de cálculo relativamente corto en comparación con modelos que incorporan mayor complejidad para modelar los flujos de lava.

La información topográfica necesaria puede obtenerse a través de fotogrametría, altimetría de radar, o técnicas de escaneo láser (LIDAR). Downflow se ha aplicado con éxito para simular y evaluar probabilísticamente una serie de flujos lávicos, incluyendo el flujo de lava

de septiembre de año 2004 en el volcán Etna, donde se disponía de una topografía actualizada.

Las características y principios fundamentales de Downflow son las siguientes:

- ❖ El control de la pendiente más pronunciada en el flujo y un flujo de difusión, sobre la base de una perturbación estocástica de la topografía. El modelo no proporciona nuevos conocimientos sobre la compleja dinámica de estos flujos, pero en cambio, representa una herramienta eficiente en tiempo real y sólido para la evaluación del peligro.
- ❖ No se requiere el conocimiento de las propiedades térmicas y reológicas de la lava y de tipos de derrame. Downflow no resuelve las ecuaciones de transporte de la física clásica.
- ❖ El objetivo consiste únicamente en la identificación de trayectorias de flujo para la evaluación de los riesgos potenciales, a diferencia de otros modelos (por ejemplo, FLOWGO, Harris y Rowland. (2001) más enfocado en la evolución temporal del emplazamiento del flujo de lava.
- ❖ El enfoque aquí propuesto para evaluar posibles trayectorias de flujo de lava se basa en un análisis dimensional de la ecuación de momento del flujo de lava, Miyamoto and Sasaki. 1997).

En la figura 10 se muestra en síntesis en flujo de datos requeridos en la ejecución del programa Downflow, en esta no se excluyen los ciclos que se ejecutan en la determinación de las trayectorias, así como la determinación en porcentajes de estas.

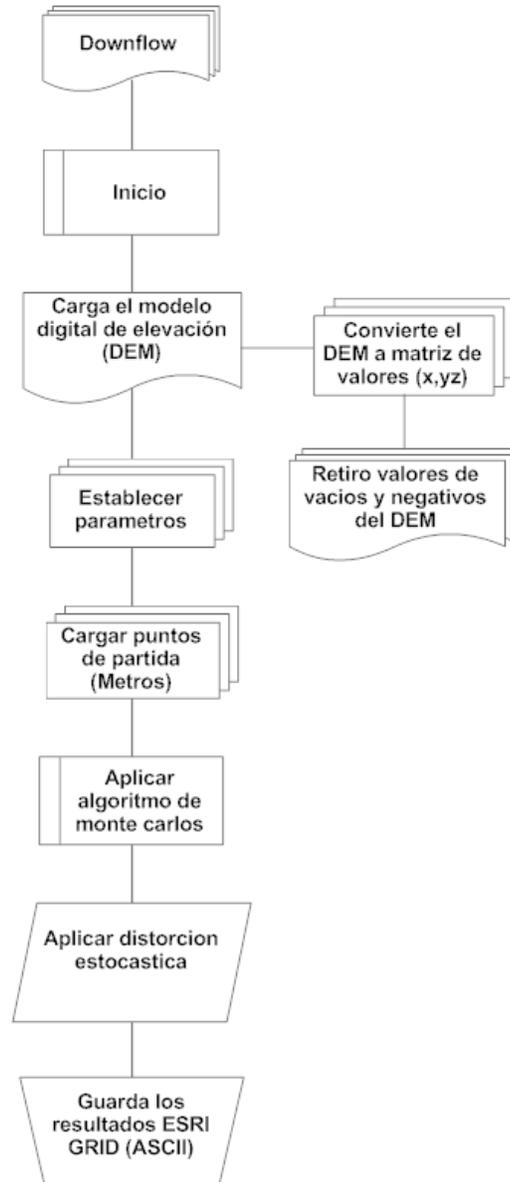


Figura 8. Flujo de datos que emplea Downflow.

3.4.2 MOLASSES

El programa MOLASSES, es un código basado en el algoritmo de máxima pendiente. Simula el comportamiento del flujo de lava a través de su emplazamiento en función a la pendiente máxima hasta alcanzar el área más probable de inundación, toma como parámetros de entrada lo siguiente: Volumen inicial definido a partir de cada pulsación de flujo de lava

en el punto de emisión, el volumen total a simular y el espesor de la lava, (Charbonnier. 2013; Connor et al. 2012).

El código simula el emplazamiento del flujo a través del análisis de las celdas vecinas a partir del modelo de elevación, de las condiciones particulares de inclinación del terreno y de la altura o espesor del fluido que va adquiriendo a medida que se simula una nueva pulsación hasta alcanzar el límite del volumen a simular.

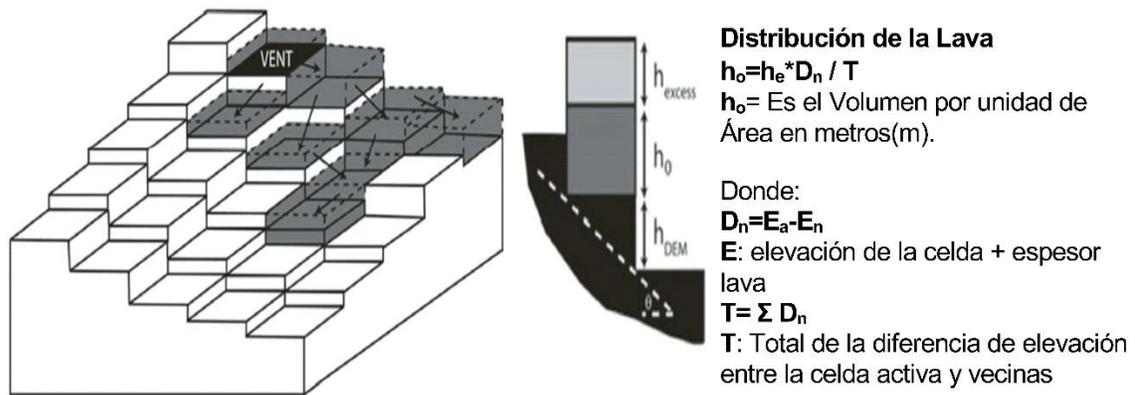


Figura 9. Ilustración de propagación de un flujo mediante el código MOLASSES

En la figura 11, se muestra un esquema sobre la simulación numérica donde las (celdas grises) representan la propagación del flujo a través de la superficie desde un punto de emisión (celda negra), a la superficie que aún no ha sido invadida y las celdas blancas corresponden a las que no han sido inundadas.

El perfil de la derecha muestra el espesor de la lava que permanecerá en la celda (h_o) y el exceso de espesor (h_{excess}) que avanzará a las celdas vecinas en función de la altura entre las celdas (h_{DEM}) definida a partir de la pendiente máxima (Θ), Connor et al. (2012)

La siguiente secuencia describe la secuencia modular bajo la que opera MOLASSES. El código ha sido probado en Linux (también funciona en CYGWIN, emulador de Linux bajo Windows con el compilador gcc v4.7.2 y Bibliotecas v1.10.1 GDAL, este es un código modular, en el cual cada módulo depende de un módulo principal (Driver), para su debida ejecución estos se describen en la (Tabla 1).

Módulos del código MOLASSES

Modulo	Descripción
Driver	Es el modulo principal, el cual llama a los diversos módulos de simulación
Initialize	Lee en un archivo de configuración y asigna los parámetros definidos por el usuario.
Array Initialization	Contiene dos funciones que asignan memoria para 2-D lista activa y listas de datos Global Grid.
DEM Loader	Un módulo API-accionado GDAL que carga un raster (DEM) en una cuadrícula de datos global
Initialize Flow	Define el centro emisor de lava en coordenadas de la cuadrícula y declara la lista activa inicial para el flujo
Pulse:	Suministra magma a todas las celdas con el magma restante del volumen total inicial de magma.
Distribute	Esparce el flujo de lava desde las celdas de la cuadrícula inundadas hacia las celdas vecinas.
Identify Neighbors	Búsqueda de celdas vecinas en las 4 direcciones que puedan recibir lava.
Activate	Añade una celda de la cuadrícula a la lista activa
Output	Crea un archivo en formato ASCII, definido por el usuario, delimitado por columnas con las ubicaciones de las celdas inundadas

Tabla 1. Módulos que integran el software MOLASSES.

IV. METODOLOGÍA.

La metodología que se utilizara para realizar este estudio se divide en 3 etapas diferentes las cuales se describen a continuación.

Para la ejecución de este trabajo se siguió una metodología que consta de cuatro etapas

5.1 Trabajo de Gabinete.

En esta etapa se realizará mediante una serie de actividades las cuales estarán dirigidas a la obtención y recopilación toda la información referente al área de estudio, como los diferentes programas que se implantarán, siendo estas:

- **Recopilación Bibliográfica.**

Se recopilará toda la información existente tales como revistas científicas, informes, tesis, mapas impresos e imágenes aéreas que cubran el área de estudio. Se realizaron visitas a los centros de documentación de instituciones relacionadas con el tema de estudio; Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Centro de Documentación, (CEDOC-IGG/CIGEO-UNAN-Managua), Ministerio de Energía y Mina. (MEM/ADGEO), así como sitios web.

- **Obtención de imágenes satelitales.**

Se utilizarán imágenes satelitales de diferentes resoluciones, LANDSAT 8, las cuales están gratuitos en la página web (<http://earthexplorer.usgs.gov>) del servicio geológico de los estados unidos (USGS). Las imágenes Landsat 8, constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9 (figura 11), las cuales son proporcionadas con una corrección global.

Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS) February 11, 2013	Bandas	longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)
	Banda 1 - Aerosol costero	0.43 - 0.45	30
	Banda 2 - Azul	0.45 - 0.51	30
	Banda 3 - Verde	0.53 - 0.59	30
	Banda 4 - Rojo	0.64 - 0.67	30
	Banda 5 - Infrarrojo cercano (NIR)	0.85 - 0.88	30
	Banda 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
	Banda 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
	Banda 8 - Pancromático	0.50 - 0.68	15
	Banda 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
*Banda 10 - Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100	
*Banda 11 - Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100	

(USGS. 2013)

Figura 10. Características de las imágenes satelitales Landsat 8.

De igual manera se hizo uso de imágenes satelitales FORMOSAT-2, las que fueron proporcionadas por el SIG-GEO-RIESGO (INETER), correspondientes al área de estudio.

FORMOSAT-2 es un satélite óptico de alta resolución de nacionalidad de Taiwanesa, es uno de los pocos satélites de teledetección que proporcionan una buena resolución espacial con un periodo de revisita diaria. La resolución espacial de FORMOSAT-2, es de 2 metros en pancromática y 8 metros en multiespectral.

FORMOSAT - 2	
Fecha de Lanzamiento	Mayo 2004
Ancho de Barrido	24 km x 24 km
Altitud Orbital	
Resolución Espacial	2 m 8 m
Resolución Espectral	Banda Pancromática: 0,450 - 0,900 μm Banda 1: 0,630 - 0,690 μm (rojo) Banda 2: 0,520 - 0,600 μm (verde) Banda 3: 0,450 - 0,520 μm (azul) Banda 4: 0,760 - 0,900 μm (IR Cercano)
Revisita	Diaria
Nivel de Procesamiento	Nivel 1A, 2A, Ortho

Figura 11. Características de las imágenes satelitales FORMOSAT-2.

5.2 Trabajo de Campo.

En ésta fase se visitó el área de estudio, se localización de los principales afloramientos en los que se realizó un levantamiento geomorfológico de las estructuras presentes en las coladas de lava, utilizando como guía el mapa base previamente elaborado. La realización de esta etapa consistirá en realizar las siguientes actividades:

- ✓ Reconocimiento geológico de campo.
- ✓ Levantamiento geomorfológico de las coladas de lava.
- ✓ Toma de muestras de rocas.
- ✓ Toma de fotografías de los afloramientos mejor expuestos.
- ✓ Mediciones de ancho, espesores de los flujos de lava del 1772 y 1670.

5.3 Análisis e Interpretación de los Datos de Campo.

Una vez finalizados los análisis de todas las etapas anteriores tanto de gabinete como de campo, se procedió a integrar los resultados con la ayuda de softwares de procesamiento y análisis avanzado de imágenes geoespaciales como lo es; ENVI 5.3 y la integración de sistema de información geográfica (SIG) ArcGis 10.2, (figura 12) con los cuales se caracterizaron, así como la delimitación y la digitalización de las principales estructuras morfológicas.

De igual manera durante esta etapa se elaboraron descripciones macroscópicas de las muestras cartografiadas para su análisis petrográfico, definir el tipo de flujo en función a su morfología y estructuras que se originaron durante su emplazamiento como lo es la presencia de levées, ridges transversales, presencia de canal, delimitar el área de inundación, valor de la pendiente, espesores del flujo de lava y aportar información para la realización de las simulaciones, las cuales permitieron la creación de un Mapa de peligro por flujo de lava en la caldera Masaya.

La elaboración y redacción del informe final fue el último paso después de interpretar y analizar todos los datos obtenidos.

V. RESULTADOS.

6.1 Descripción morfológica de las coladas.

En esta sección, se presentan las descripciones para las dos coladas de lava estudiadas (Figura 12), no obstante, se presentan características principales, así como datos que fueron obtenidos a través de visitas de campo realizadas a la zona de estudio, así como la integración de datos adquiridos de imágenes satelitales y fotografías aéreas.

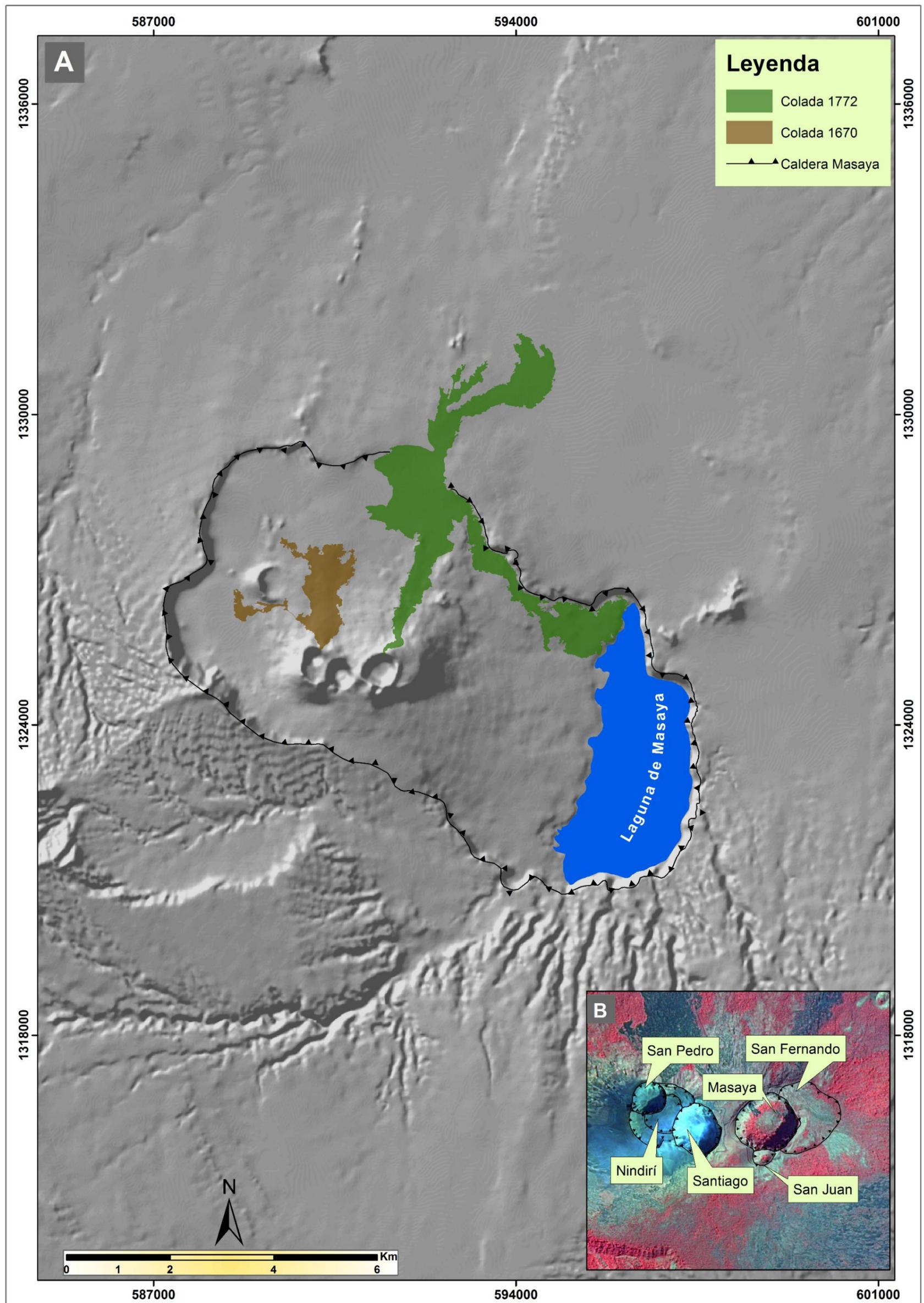


Figura 12. Ubicación de los flujos de lava estudiados. Las coordenadas refieren al sistema WGS84, UTM 16 Norte.

6.1.1 Flujo de lava de 1772.

La Colada de lava de 1772, baja por el flanco noreste del cráter Masaya, a una altura de 591 m.s.n.m, recorrió una distancia de 12.6 km. El frente de la colada, se emplaza en un amplio campo de flujos lávicos en la caldera Masaya, esta presenta una pendiente muy baja comprendida de 15-25%, sobre este flujo de lava se sitúa el poblado de piedra quemada, (*figura 14a*).

La colada presenta importantes cambios de ancho a lo largo de todo su recorrido, varía desde 52 m en su parte proximal al cono volcánico a 1.7 km en la zona media, y hasta 980 m en una zona de dispersión próximas a la laguna de Masaya, cercana a su frente. (*figura 13*).

De la misma forma, su altura es bastante variable, en la parte proximal alcanza unos 10 m, luego disminuye en la zona media, hasta un par de metros, y su parte frontal aumenta hasta 30 m. Esto está ligado, en parte, a las variaciones observadas en la pendiente de la zona.

Morfológicamente corresponde a una colada de tipo AA-bloques, a la cual se le reconocen parcialmente los levées, se identifican con mayor facilidad en la zona más proximal a la fuente, en la zona central se pierden, reaparecen donde el flujo de lava se bifurca hacia el SE, hasta confinarse en la laguna de Masaya y la parte frontal.

Los bloques de lavas presentan tamaños muy variables desde los 0.1 m a 1.0 m de diámetro, poseen una corteza brechoza compuestas por clastos de color rojo producto de la oxidación, la textura de los bloques es rugosos, (*figura 14 C y E*). Las muestras obtenidas presentan la típica textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas observables a simple vista, con una matriz afanítica. Otro rasgo presente, es la presencia de cizallas y protuberancias de 1-2 m de altura en la zona de dispersión, con una corteza brechoza, (*Figura 14D*).

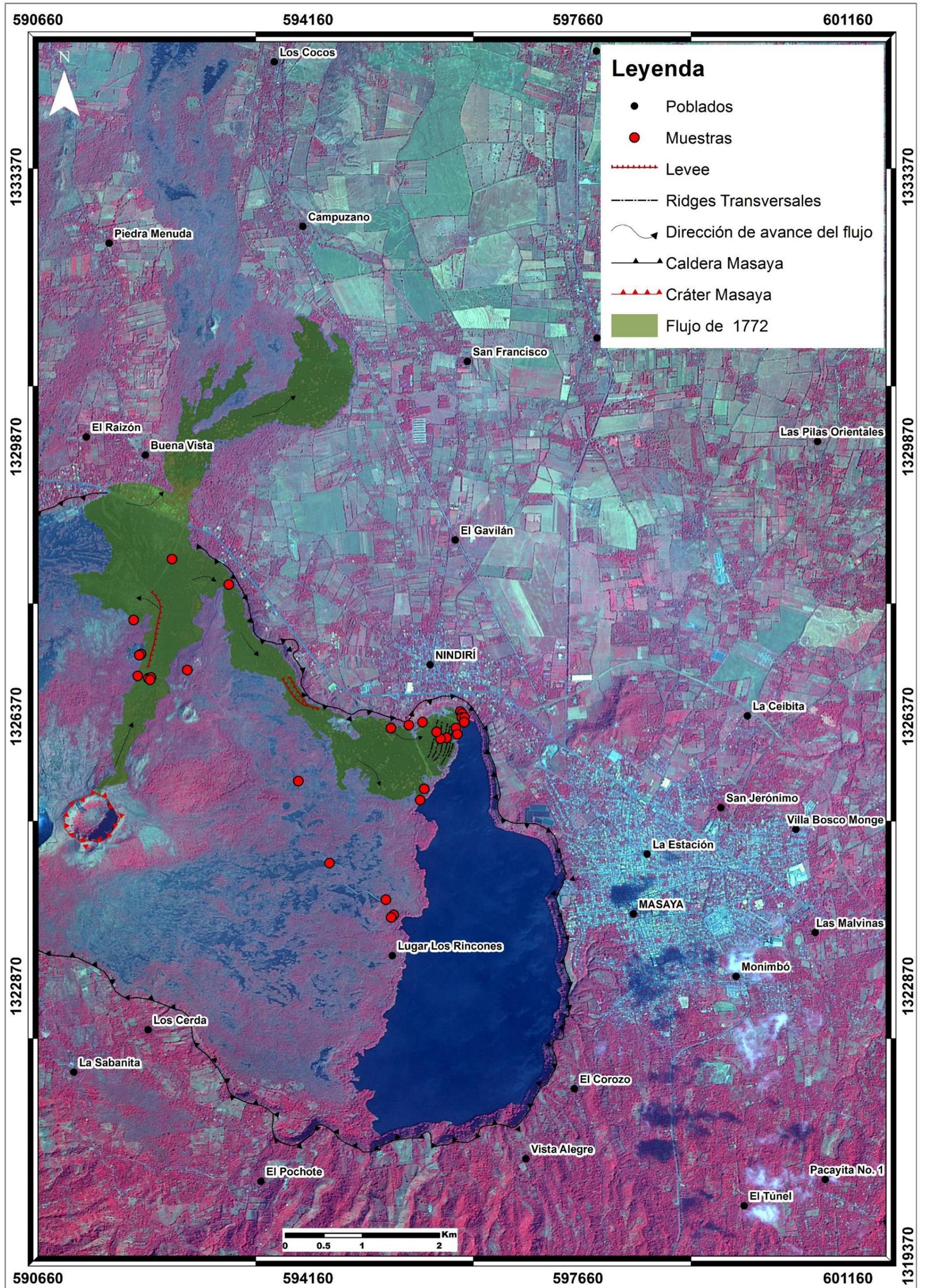


Figura 13. Flujo de lava de 1772. Se muestra la ubicación de la Colada de 1772, se indica la posición de los levées, los Ridges transversales y la dirección del flujo. Las coordenadas refieren al sistema WGS84, UTM 16 Norte.

Es importante notar la influencia que la zona de fractura en donde se emplazó el cono llamado Comalito, el cual se comportó como un obstáculo paralelo al avance del flujo de lava, hasta confinarlo en la parte norte de la caldera en donde este se bifurca. Una parte continua con la dirección preferencial y la otra se desvía hasta tomar una dirección SE, esto debido a de la topografía y la pendiente del extremo N de la caldera, esto favorece para que se formara un pequeño levée, en la parte próxima a laguna de Masaya se originaron ridges transversales los cuales tienen una distancia de 30 metros de separación.

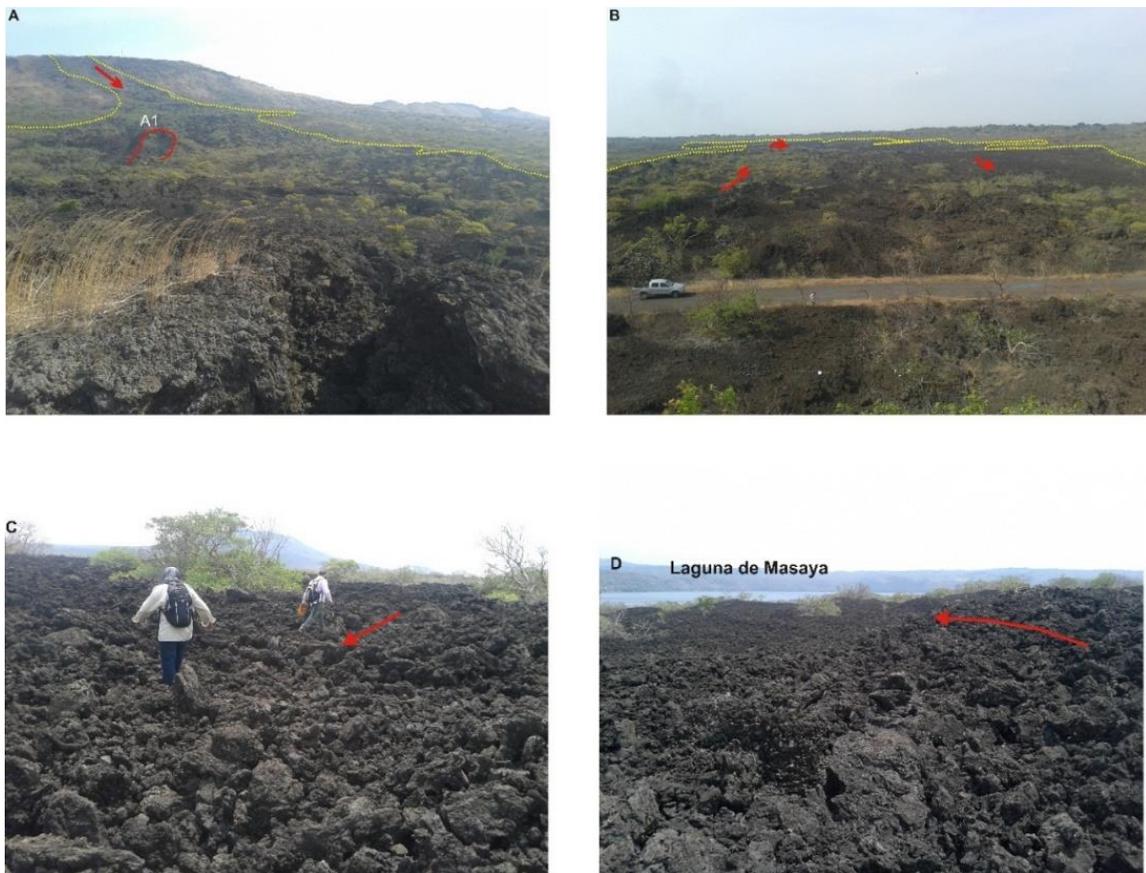


Figura 14. Imágenes de la Colada 1772. (a) Vista norte del volcán Cráter Masaya y el inicio del flujo de lavas, la línea color amarillo marca el límite de la colada. (b) Zona de dispersión. (c) Textura rugosa superficial de un bloque de la colada. (d) Corteza brechoza.

En la tabla 3. Se muestran el área total calculada para los flujos de lava estudiados, mediante la implementación de imágenes de alta resolución, en este caso imágenes FORMOSAT-2.

Flujo de lava 1772			
Coordenadas (E)	Coordenadas (N)	Espesor (M)	Pendiente (%)
596137	1326439	1.21	15
595880	1326086	20	10
591998	1327185	6.7	10
595958	1326099	16	10
596186	1326302	6	10

Tabla 2. Área calculada a partir de la digitalización de los flujos de lava.

6.1.2 Flujo de lava de 1670.

Esta Colada de lava proviene del cráter Nindirí a una altura (513 m.s.n.m.), este se emplazó en la ladera norte del cono volcánico (*Figura 15*). La colada presenta importantes cambios de ancho a lo largo de todo su recorrido, varía desde 63 m en su parte próxima al cráter, 675 en su parte media y 999.9 m en su frente.

De la misma forma, su altura es bastante variable, en la parte proximal alcanza 2 m, en la zona media presenta unos 4 m y su parte frontal aumenta hasta 15 m. Esto podría estar ligado, en parte a las variaciones observadas en la pendiente de la zona la cual es de 20° cercana al cráter varía entre 25-30°, en la zona media es de ~10° y en el frente baja a ~3-5°.

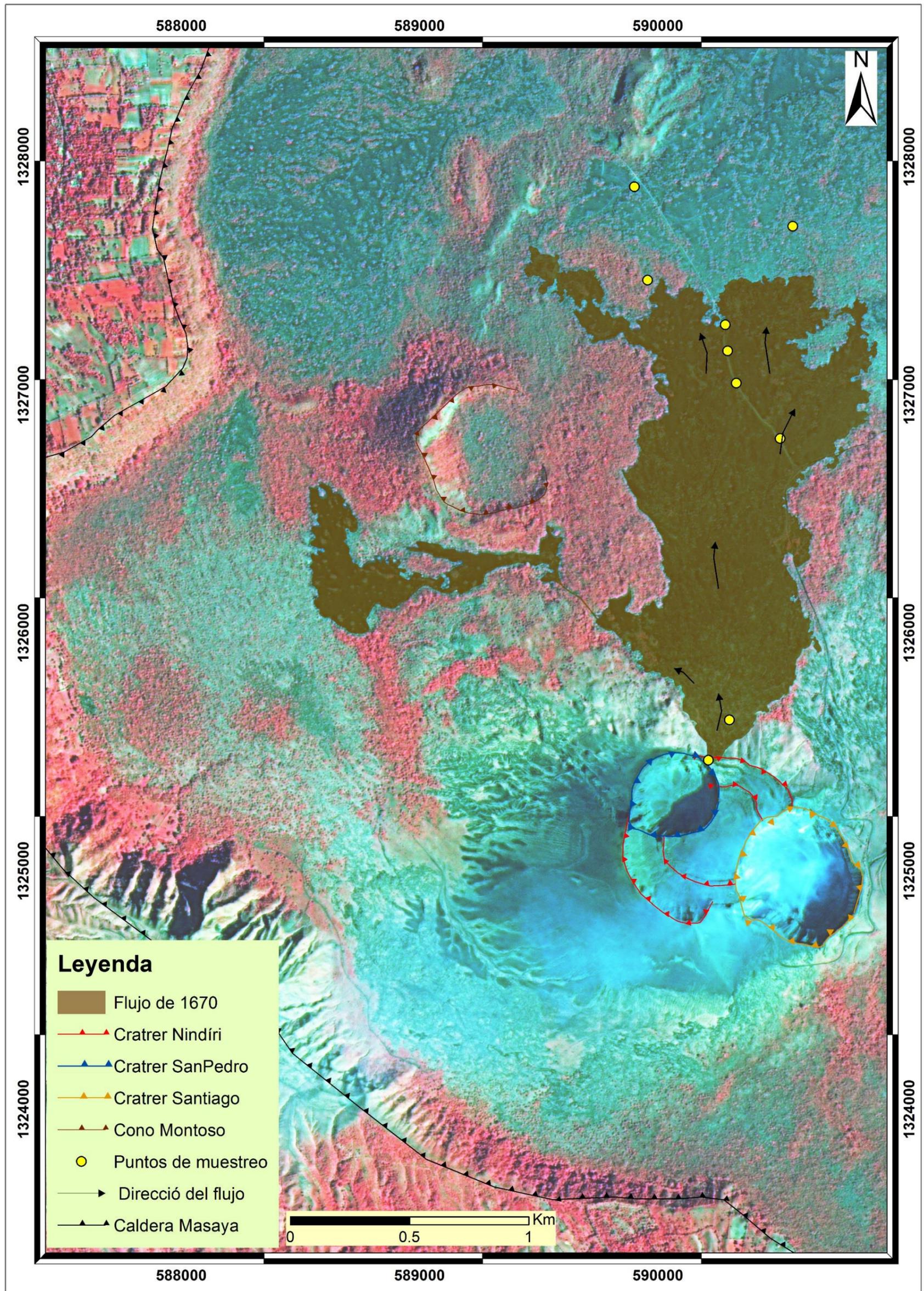


Figura 15. Flujo de lava de 1670, se indica la dirección del flujo, los puntos los puntos de nuestros realizados. Las coordenadas refieren al sistema WGS84, UTM 16 Norte.

Morfológicamente esta colada corresponde una lava de tipo aa-bloques, a la que no se le reconoce un canal central ni levée, no se evidenciaron ridges transversales en todo lo largo del flujo. Se identificaron muchas protuberancias de 1-2 m y bloques que alcanzan tamaños desde 0.1m a 4 m de diámetro, presentan una corteza rugosa, en ocasiones bloques (*Figura 16 C*), masivos y de textura afanítica, muchos de estos bloques presentan marcas de cizalla (*Figura 16D*). En muestras de mano, se aprecia que la roca presenta una textura porfírica, con vesículas redondeadas (20% en la parte maciza y hasta 40% en la corteza de los bloques).



Figura 16. Imágenes de la Colada 1670. (a) Vista norte del Cráter Nindirí se muestra el inicio del flujo de lavas, la línea color marca el límite de la colada. (b) Zona de dispersión. (c) Textura rugosa superficial de un bloque de la colada. (d) espesor del flujo de lava y superficie rugosa.

La colada presenta importantes cambios de ancho a lo largo de todo su recorrido, varía desde 47 m en su parte proximal a la fuente, a 180 m en la zona media, y hasta 1.000 m en la zona de dispersión, cercana a su frente. De la misma forma, su altura es bastante variable, en la parte proximal alcanza unos 10 m, luego disminuye en la zona media, hasta un par de metros, y su parte frontal aumenta hasta 15 m. Esto debido a la pendiente observada.

Flujo de lava 1670			
Coordenadas (E)	Coordenadas (N)	Espesor (M)	Pendiente (%)
590283	1327295	5	20
590346	1325605	1	10
590293	1327185	15	15
590568	1326783	10	18
590346	1325683	4	35

Tabla 3. Mediciones de campo.

6.2 Análisis de Imágenes Satelitales

Para el análisis de imágenes multi-espectrales, como son las imágenes Landsat 8, fue posible realizar una clasificación basadas en pixeles descritas a continuación.

6.2.1 Clasificación Supervisada

Para realizar la clasificación supervisada en las imágenes satelitales Landsat 8, escena usada (LC80170522014352LGN00). Se tomaron en cuenta los requerimientos de manejo del programa ENVI 5.3 (figura 17), que envuelven segmentación, selección, filtrado, análisis y clasificación de imágenes satelitales multi-espectrales. Para ellos la escena obtenida, fue corregida atmosféricamente, así como la verificación del sistema de referencia y georeferenciada en WGS-84, zona 16 N.

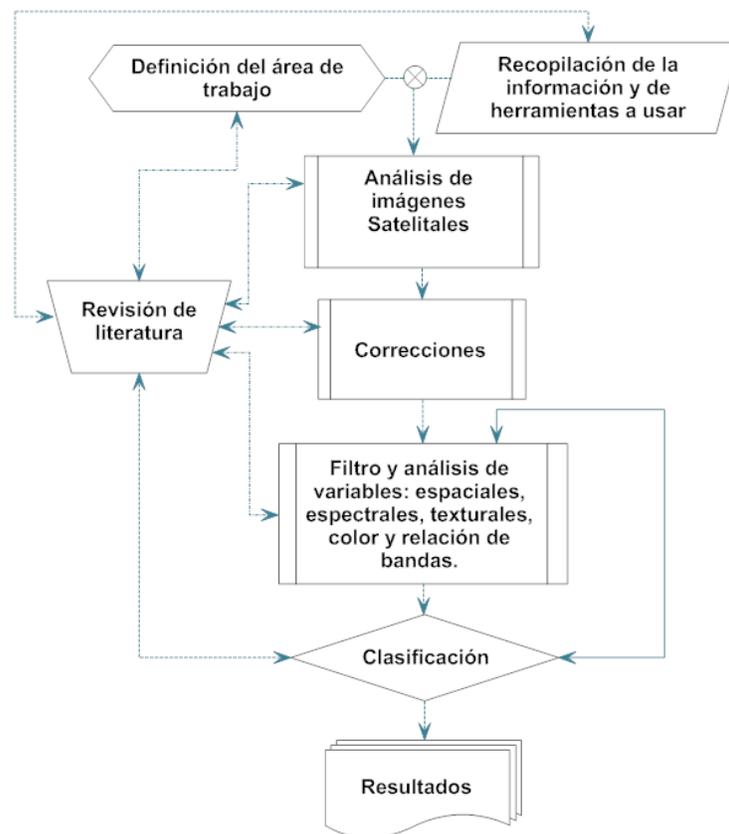


Figura 17. Procedimiento metodológico para selección de variables y su clasificación.

Se tomó una muestra de 10 polígonos con las coberturas de interés, siendo estas las áreas de entrenamiento, en verde los correspondientes a el flujo de 1772 y en blanco los obtenidos en el flujo de 1670 (*Figura 18*), con el propósito de seleccionar valores de pixeles correspondientes a los flujos de lava, los cuales fueron obtenidos en las visitas de campo realizadas, siendo estos el conjunto total de datos en la clasificación para cada flujo.

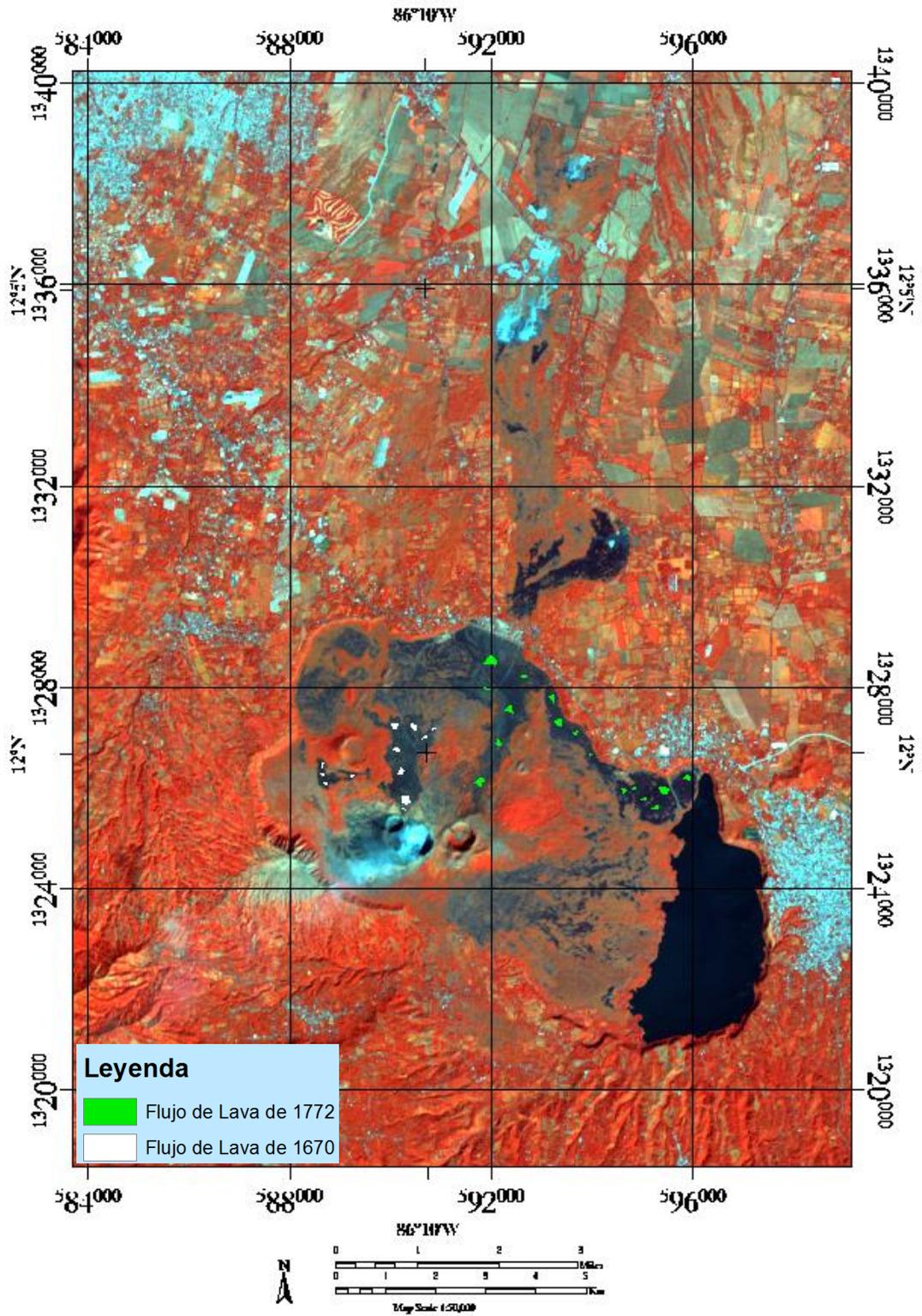


Figura 18. Polígonos de las áreas de entrenamiento para la clasificación supervisada.

Se determinó la separabilidad para dos clases, las cuales corresponden a los dos flujos de lava estudiado (1772, 1670), en la cual muestra una separabilidad elevada de 1.9, las cuales están por encima de 1.85, en cuanto más se aproxime este valor a 2, esta será más elevada. Mediante estas consideraciones permitió realizar una clasificación supervisada, (figura 19).

Se utilizó el algoritmo de máxima verosimilitud, con un nivel de probabilidad de 0.85%, el cual refiera que para un determinado pixel sea asignado a una determinada clase, el nivel de pertenencia a esa clase tiene que ser 0.85 o mayor, se tomó un factor de escala 1, debido a estos valores son de reflectancia, los cuales van de 0 a 1.

```

ROI Separability Report
File
Input File: limites_de estudio
ROI Name: (Jeffries-Matusita, Transformed Divergence)

1670 [Red] 91 points:
  Ciudad [Blue] 69 points: (1.99957519 2.00000000)
  Laguna [Yellow] 168 points: (2.00000000 2.00000000)
  1772 [Green] 176 points: (1.77079807 1.99681627)

Cuidad [Blue] 69 points:
  1670 [Red] 91 points: (1.99957519 2.00000000)
  Laguna [Yellow] 168 points: (2.00000000 2.00000000)
  1772 [Green] 176 points: (1.99981728 2.00000000)

Laguna [Yellow] 168 points:
  1670 [Red] 91 points: (2.00000000 2.00000000)
  Ciudad [Blue] 69 points: (2.00000000 2.00000000)
  1772 [Green] 176 points: (2.00000000 2.00000000)

1772 [Green] 176 points:
  1670 [Red] 91 points: (1.77079807 1.99681627)
  Ciudad [Blue] 69 points: (1.99981728 2.00000000)
  Laguna [Yellow] 168 points: (2.00000000 2.00000000)

Pair Separation (least to most):
1670 [Red] 91 points and 1772 [Green] 176 points - 1.77079807
1670 [Red] 91 points and Cuidad [Blue] 69 points - 1.99957519
Cuidad [Blue] 69 points and 1772 [Green] 176 points - 1.99981728
Laguna [Yellow] 168 points and 1772 [Green] 176 points - 2.00000000
Cuidad [Blue] 69 points and Laguna [Yellow] 168 points - 2.00000000
1670 [Red] 91 points and Laguna [Yellow] 168 points - 2.00000000
  
```

Figura 19. Separabilidad aplicada en la clasificación de los pixeles contenido en las áreas de entrena-miento

El clasificador de máxima verosimilitud (o máxima probabilidad) asume que los datos siguen una función de distribución normal para asignar la probabilidad que un pixel cualquiera pertenezca a cada una de las clases. El pixel se asigna de este modo a la clase a la que es más probable que pertenezca.

Una vez obtenidos las áreas de entrenamiento y la definición de las pertenencias a dichas clases, se obtuvo un mapa el cual muestra los píxeles en la imagen que fueron seleccionados durante la clasificación.

Los resultados de la clasificación realizada a los flujos de lava estudiados se muestran usando una combinación de bandas (5,3,2) y aplicando un filtro de realce de ecualización de los datos con la finalidad de mejorar la visualización y un realce a los píxeles que comprenden estos flujos de lava (*figura 20*).

En la tabla 4, se muestra el área superficial total calculada a partir de los píxeles seleccionados en la clasificación supervisada para los dos flujos lávicos estudiados.

Flujo de lava	Área(km²)
1670	1.470
1772	5.649

Tabla 4. Área calculada a partir de la clasificación supervisada

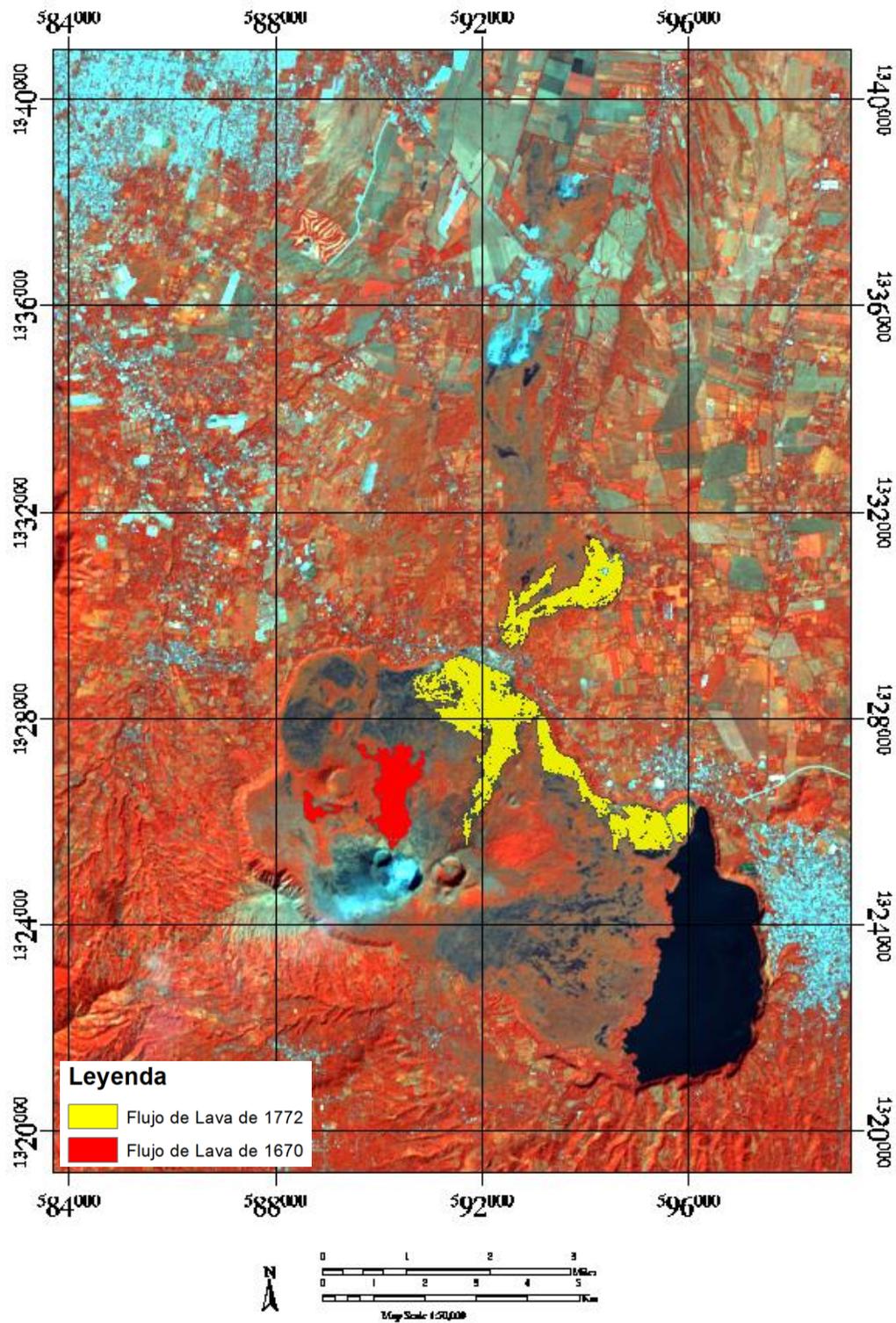


Figura 20. Mapa de clasificación supervisada, combinación de bandas RGB 5,3,2.

6.2.2 Digitalización de los flujos de lava.

Mediante la implementación de imágenes FOTMOSAT-2, las cuales tienen una resolución espacial de 8m, se pudo delimitar muy bien los flujos de lava estudiados, si bien estas imágenes solo constan de cuatro bandas, pero debido a su alta resolución y la nitidez de la escena proporcionada, fue posible realizar una delimitación de cada flujo de lava estudiado.

La implementación de este tipo de imágenes nos permitió mayor precisión en nuestros resultados, así como una mejor descripción de su morfología, mejor cuantificación del área y el volumen de estos.

Con una combinación (RGB, 4,3,2) muestra una imagen en falso color rojo a la cual se le aplico un filtro lineal a tramo, esto proporciona un mayor realce en una tonalidad roja la cual varía dependiendo del contenido de árboles, esto permitió obtener un realce a los contactos de los flujos con la vegetación que estos contienen (*figura 21*).

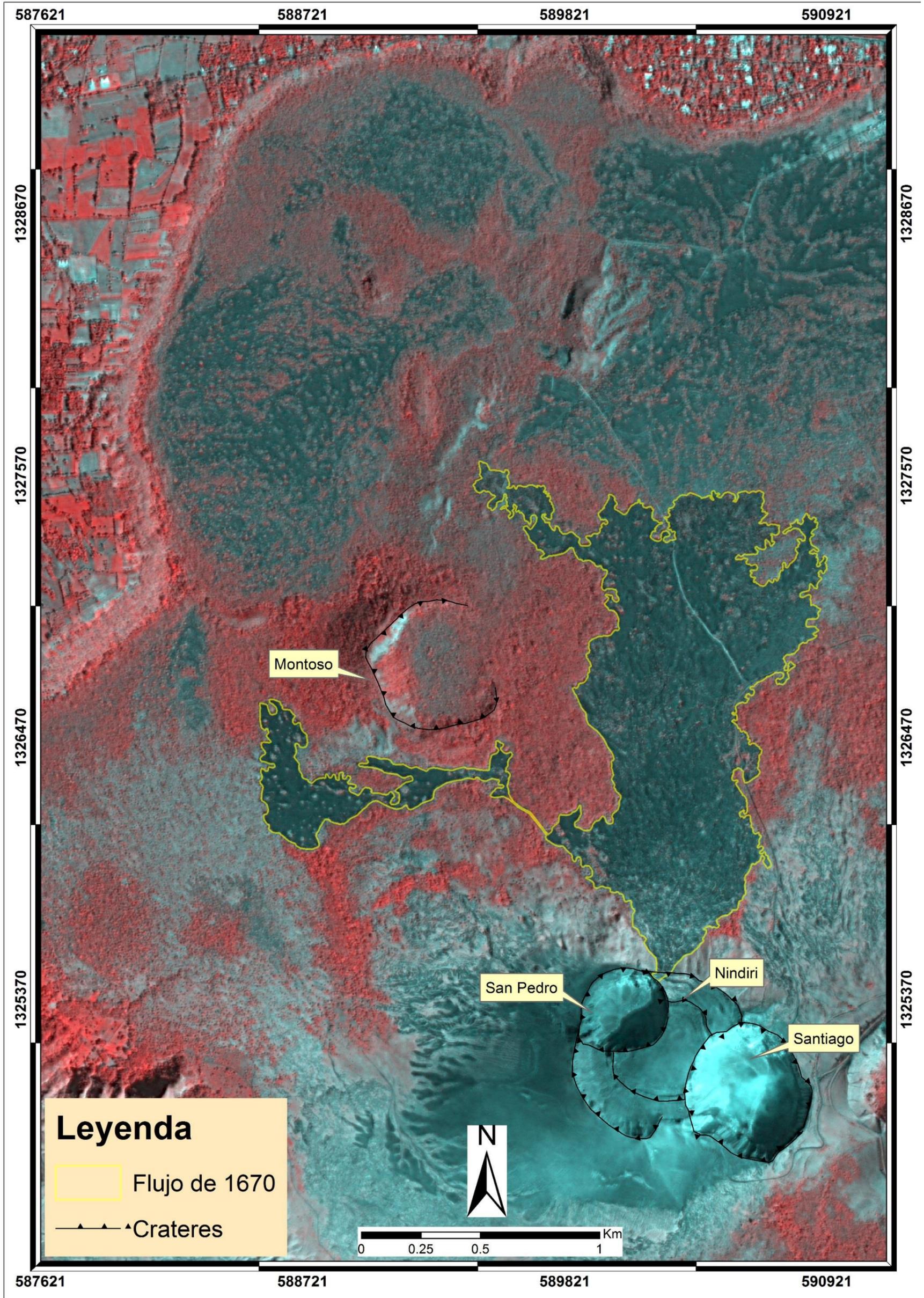


Figura 21. Imagen FORMOSAT-2, combinación RGB, (4,3,2) la cual muestra un contraste en falso color rojo. A) Muestra en general el flujo de lava de 1670. B) en color amarillo se ilustra el contorno del flujo, el cual se digitalizó.

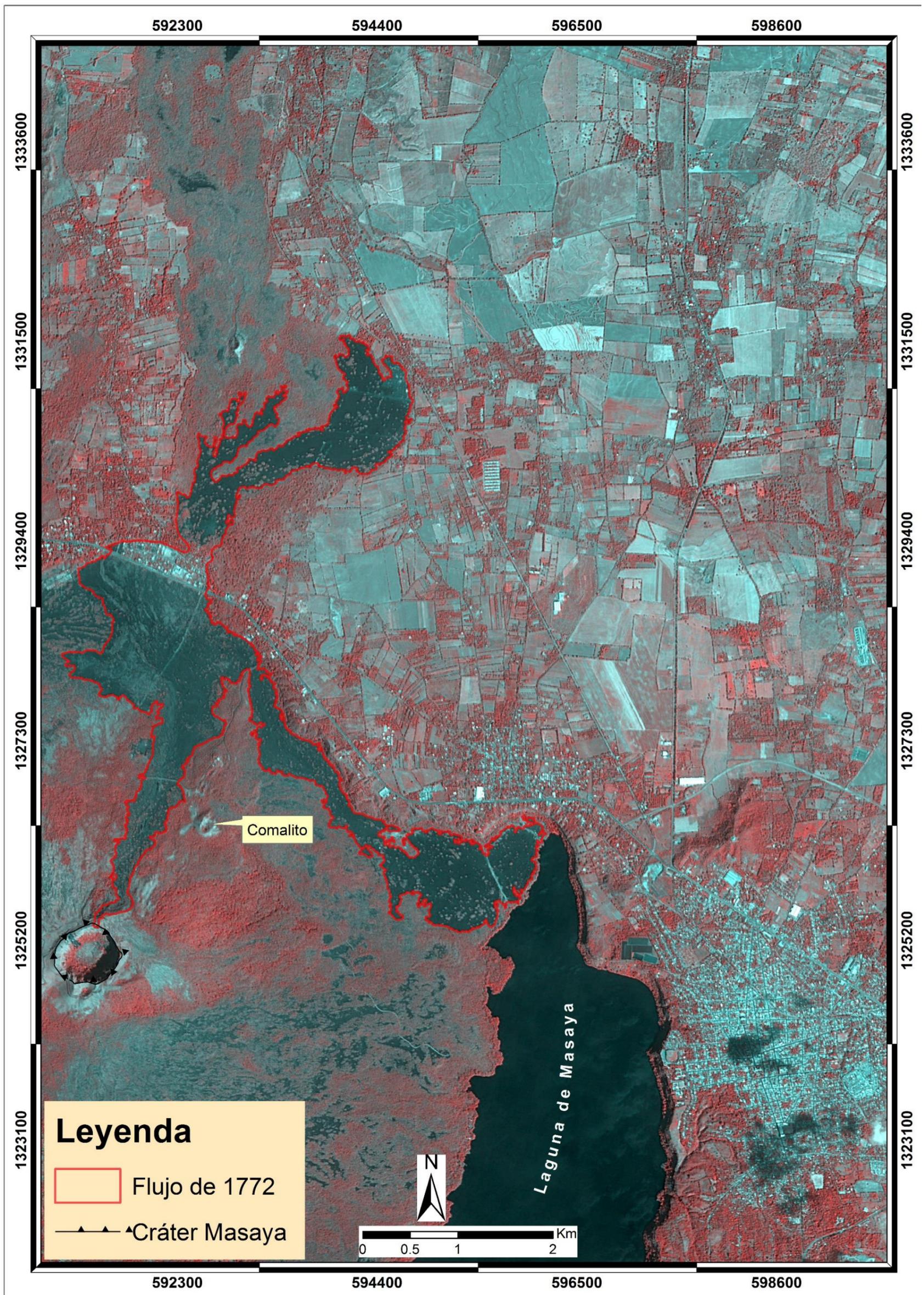


Figura 22. Imagen FORMOSAT-2, con una combinación RGB (4,3,2) la cual muestra un contraste en color verdadero. A) se muestra la imagen general del flujo de lava de 1772. B) en color rojo ilustra el contorno del flujo el cual se digitalizó.

En la tabla 5. Se muestran el área total calculada para los flujos de lava estudiados, mediante la digitalización, haciendo uso de imágenes de alta resolución, en este caso imágenes FORMOSAT-2.

Flujo de lava	Área(km²)
1670	1.550
1772	7.062

Tabla 5. Área calculada a partir de la digitalización de los flujos de lava

6.4 Simulaciones numéricas.

6.4.1 DownFlow.

Para implementar el código DownFlow se realizó una calibración, la cual consistió en la ejecución de una serie de simulaciones, en las cuales se variaron los parámetros de entrada, como la distorsión topografía que se añadiera al modelo de elevación, la distancia máxima, así como el número de pasos en los cuales se aplicaría la distorsión estocástica.

Se dejaron constante los valores de distancia máxima a 9000m (dicho valor representa la mayor longitud de los flujos de lava estudiado en la caldera Masaya) el número máximo de trayectoria (xr) plantado es de 100 (representa una condición del número de trayectorias a ser calculados), para la distorsión topografía añadida (Δh) se tomaron valores desde 1 a 10m, siendo estos los valores de espesores observados en el flujo de lava de 1772. Para la apreciación de los mejor ajuste de estos valores, se tomó como referencia el flujo de lava de 1772.

Para diferentes números de distorsión topográfica añadidas al modelo digital de elevación (Δh), y una trayectorias de flujo definida ($xr = 100$), respectivamente, DOWNFLOW indican una dirección NE, bien definida del flujo, de igual manera describe una bifurcación a 3.0 km del punto de ventilación (punto de simulación), en la cual una parte del flujo continua con la dirección preferencial al N y la otra se desvía al SE, esta dirección es definida por la topografía del límite norte de la caldera, tal como ocurre en el flujo de 1772.

A medida que aumenta el número de trayectorias (xr) o distorsión topográfica añadidas al modelo digital de elevación (Δh), se identifican nuevas direcciones de flujos, (*Figura 23*). Las posibles direcciones A2-A3 y A4 son evidentes en las diferentes distorsiones empleadas, así como en el número de trayectorias añadidas.

La dirección A1 corresponde a un montículo el cual se formó durante la erupción del flujo de lava de 1772, en todas las simulaciones realizadas esta bifurca es evidente, dicho montículo fue verificada en el campo, el cual es lo suficientemente alto, esto hace que el flujo simulado no sea capaz de desbordarse en esa dirección.

Con una distorsión ($\Delta h = 10$) y una trayectoria de flujo definida ($xr = 100$) las simulaciones realizadas muestran un buen ajuste en función al flujo de lava real, si bien el ajuste no es

perfecto, esto se debe al modelo digital usado, el cual fue realizado muy recientemente y en el cual los diferentes flujos de lava ya se habían emplazado en la estructura volcánica, lo ideal es la implementación de un modelo digital antes del emplazamiento de estos flujos de lava y poder tener un ajuste más real.

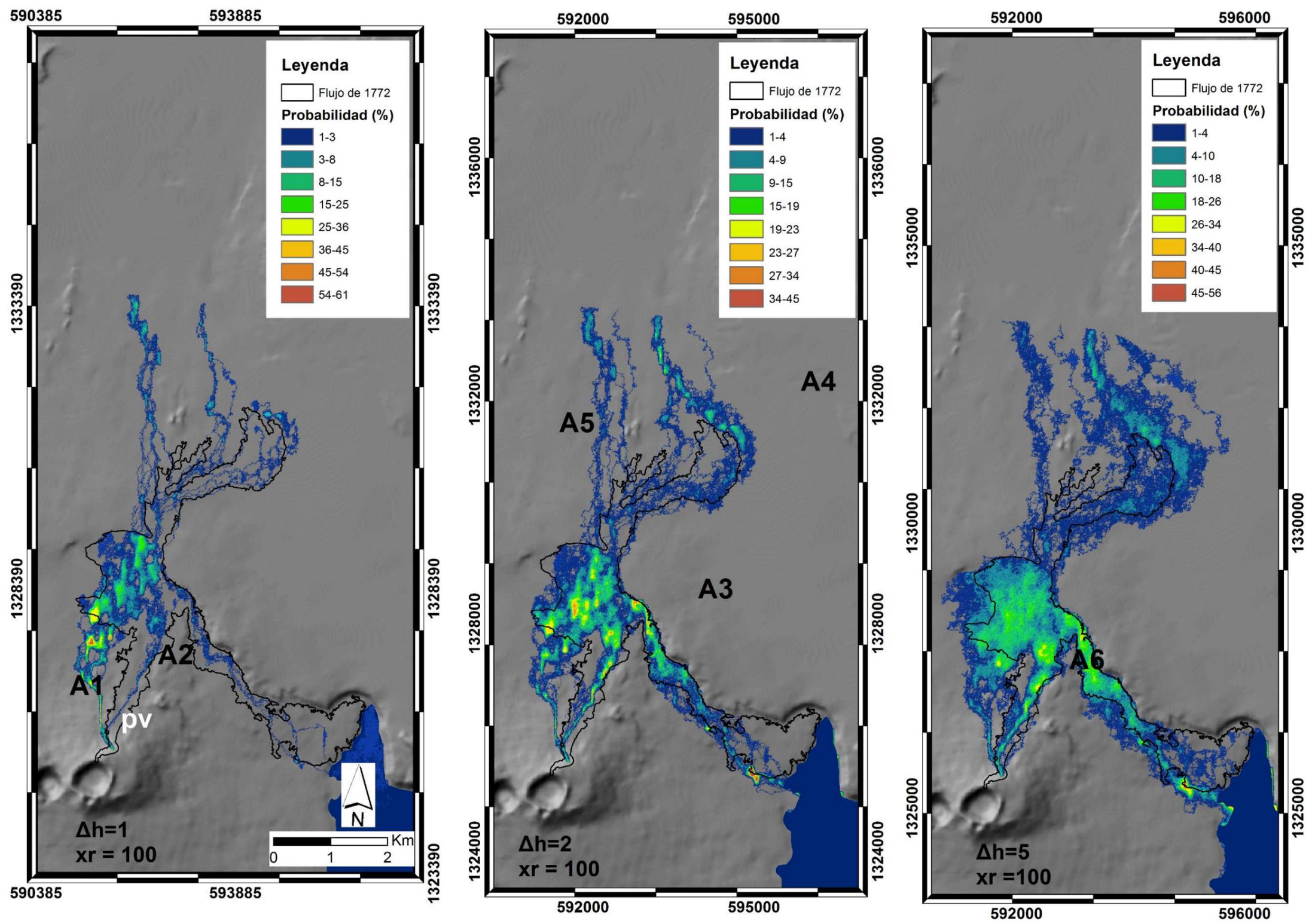


Figura 23. El contorno de color negro representa el flujo de lava de 1772. PV es el punto de emisión. El número de trayectorias es 100. Las áreas en tonalidad verdes, azules y rojas en las imágenes, de izquierda a derecha, corresponden a las diferentes.

A medida que aumenta el número de trayectorias (Δh), se abren nuevas direcciones de flujo posibles en particular (*Figura 24*). Las posibles direcciones A2-A3 y A4 son evidente en las diferentes distorsiones, así como en el número de trayectorias añadidas.

La dirección A1 corresponde a un montículo el cual se formó durante la erupción del flujo de lava de 1772, en todas las simulaciones realizadas esta bifurca es evidente, dicho montículo fue verificada en el campo, el cual es lo suficientemente alta, esta bifurca el flujo e evitar que la lava se desborde.

Con una distorsión ($\Delta h=10$) y una trayectoria de flujo definida ($x_r=100$) las simulaciones realizadas con el código Dawflow muestran un ajusta adecuado en función al flujo de lava real, si bien el ajuste no es perfecto, esto se debe al modelo digital usado, el cual fue realizado muy recientemente y en el cual los diferentes flujos de lava ya se habían emplazado en la estructura volcánica, lo ideal es la implementación de un modelo digital antes del emplazamiento de estos flujos de lava, o realizar un ajuste al modelo digital retirando estos valores de elevación añadido por el flujo.

Datos de entrada para el algoritmo DownFlow	
Ubicación de simulación	591427 E, 1325495 N
Modelo Digital de Elevaciones	Tamaño de celda: 5 m Fuente: INETER
Longitud (m)	6900
Distorsión topográfica Añadidas (Δh)	(1,5,10)
Numero de trayectoria (x_r)	100

Tabla 6. Tabla de parámetros usados en las simulaciones.

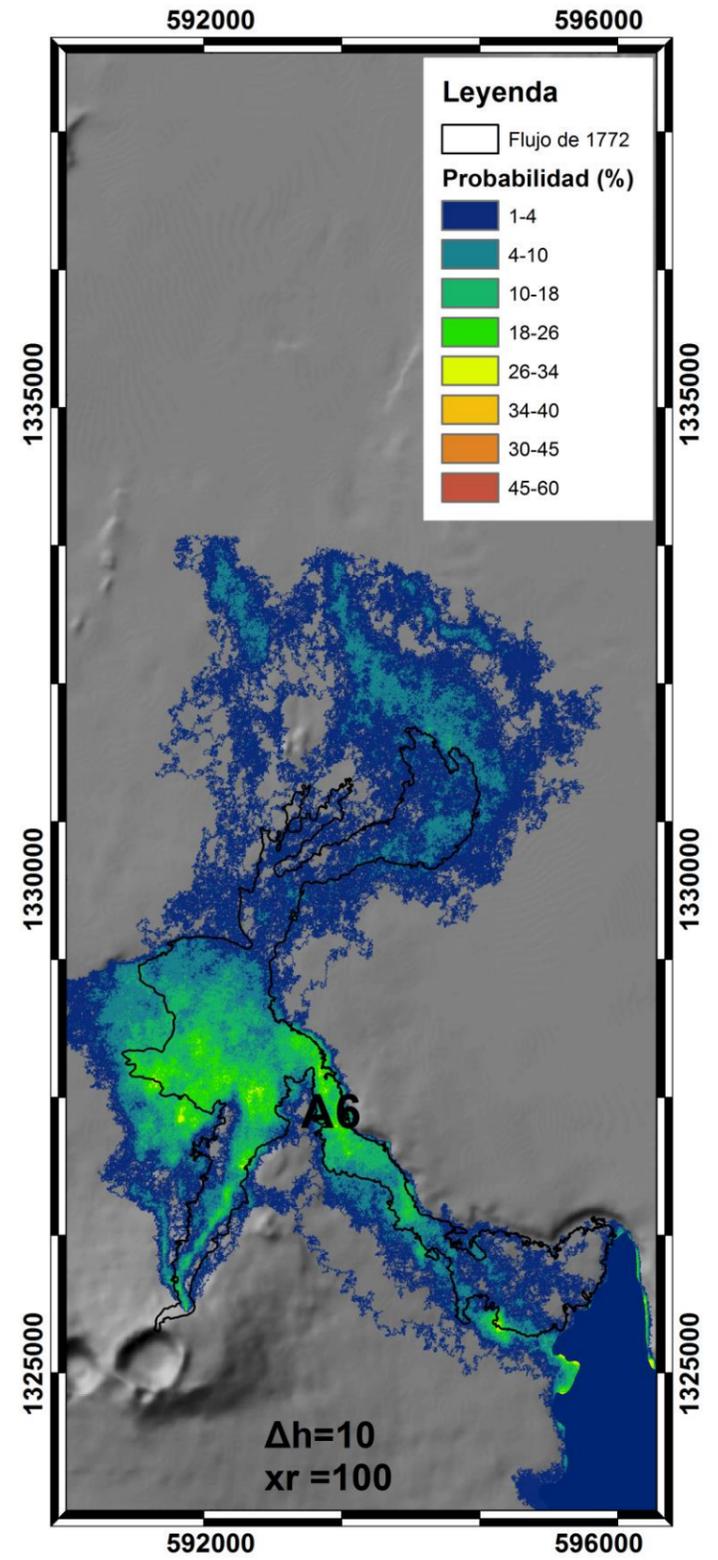
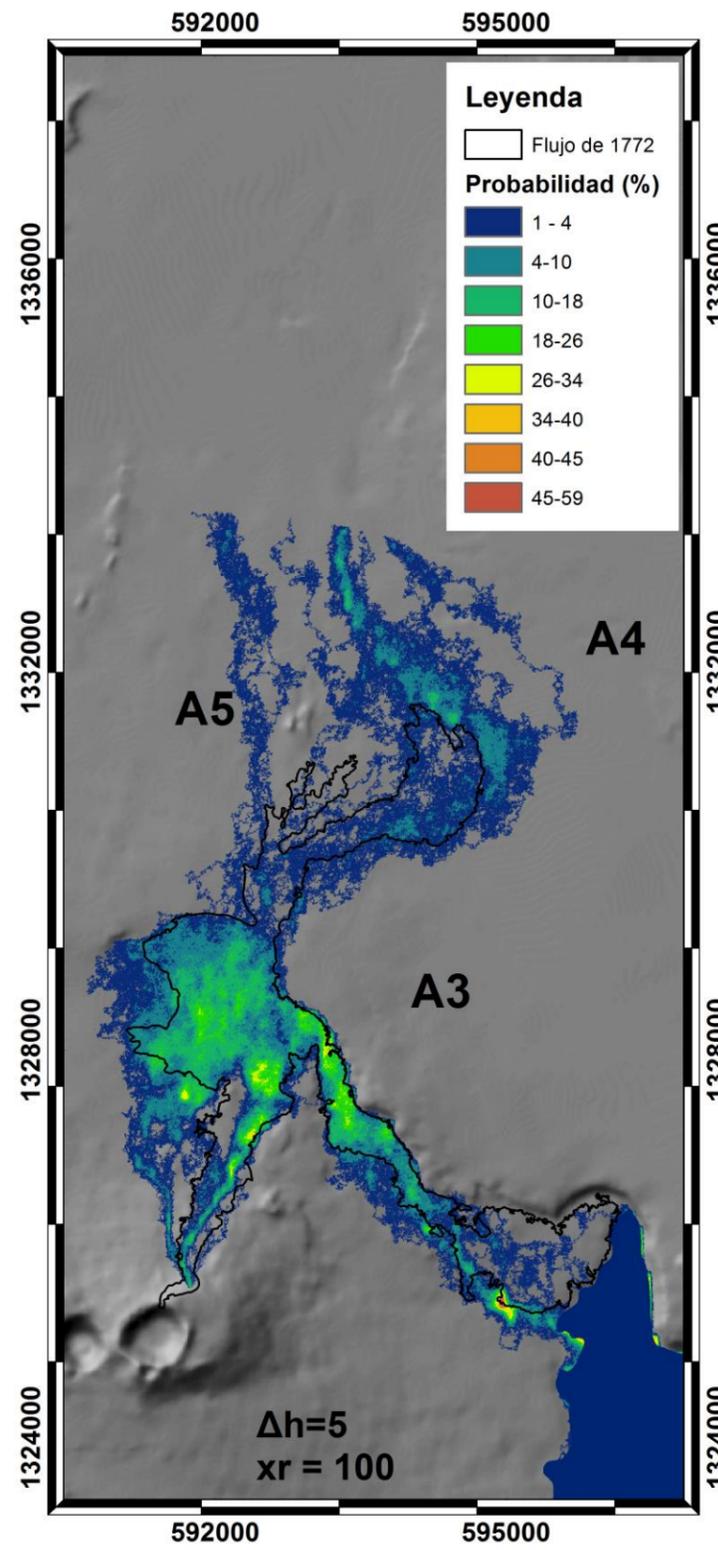
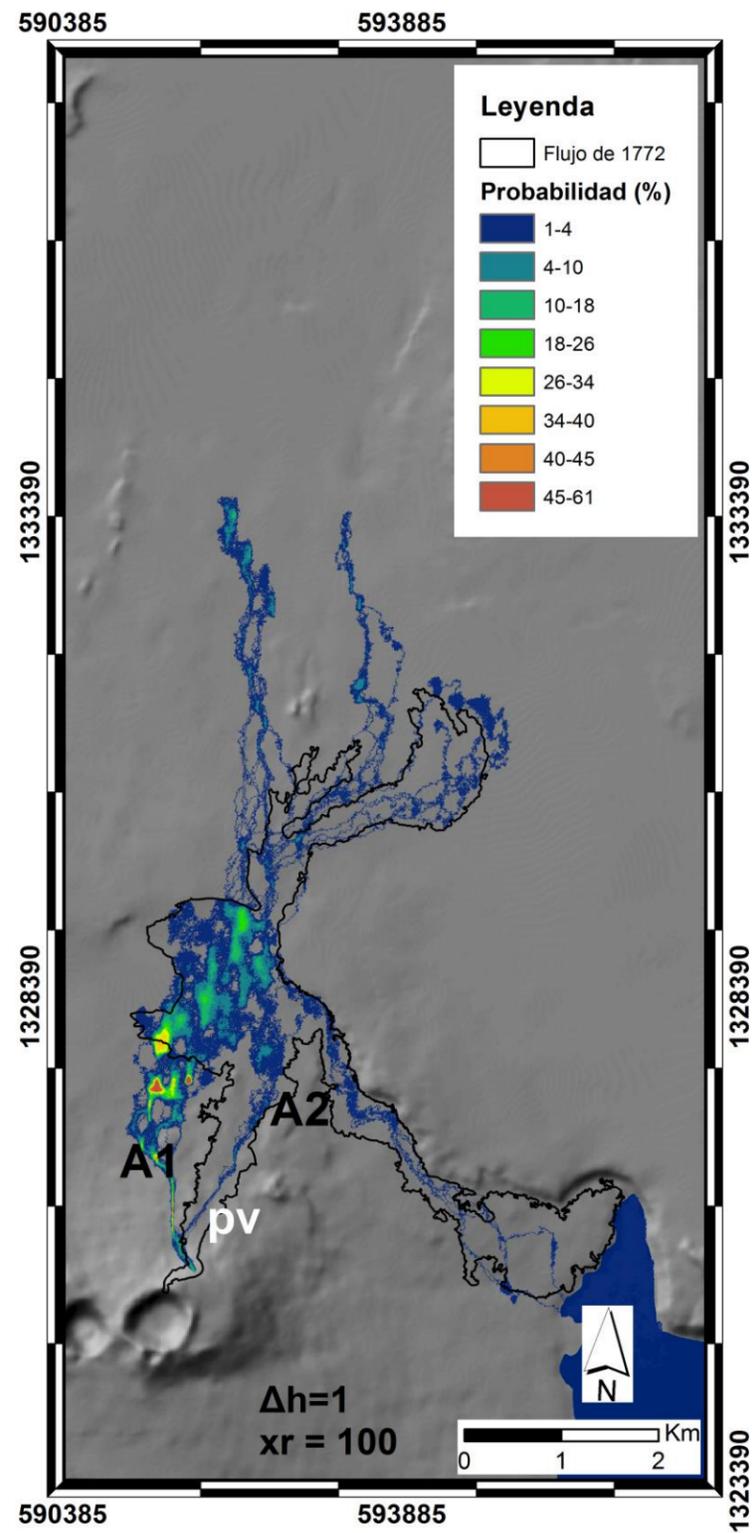


Figura 24. Muestra las posibles direcciones de flujo.

6.4.2 MOLASSES.

Para la implementación del código MOLASSES, se propusieron varios puntos de situaciones (Ventilación) los cuales fueron los bordes donde se dio el desborde de los flujos de lava estudiados.

En la (Tabla 7) se muestran los valores usados en las simulaciones MOLASSES, implementados para el flujo de lava de 1772. Debido a las características de este código se han añadido un espesor de lava (10 m) y un número de iteraciones de 1000.000 para la simulación y una longitud de colada de 6900 m.

Datos de entrada para el programa MOLASSES	
Coordenadas del centro de emisión	591427 E, 1325495 N
Volumen (m3)	4E5
Numero de pulsos Magmáticos	20
Numero de iteraciones	100
Modelo Digital de Elevaciones	Tamaño de celda: 5 m Fuente: INETER

Tabla 7. Parámetros de entrada para las simulaciones programa MOLASSES.

Los resultados obtenidos por el código MOLASSES (*Figura 25*), para el flujo de 1772 (Contorno en línea negra) indica poco ajuste en comparación al flujo real. Esta muestra 5 bifurcaciones, la primera se ubica a pocos metros del punto de emisión, la cual se deben a pequeños montículos que se originaron durante el flujo de 1772, otra bifurcación se ubica al SE del cono volcánico Comalito, esta describe una dirección SE, hasta confinarse a la laguna de Masaya, parte del flujo continuo su dirección preferencial al N, donde por efectos de la topografía de la caldera Masaya hace que este se bifurque al SE, hasta alcanzar la laguna.

Esto nos indica, que parte de la discrepancia entre la simulación del MOLASSES con el flujo real se debe a la topografía actual, la cual ya no es la misma antes de producirse el flujo de 1772, por lo tanto, MOLASSES es bastante sensible a la topografía, lo cual es un elemento importante.

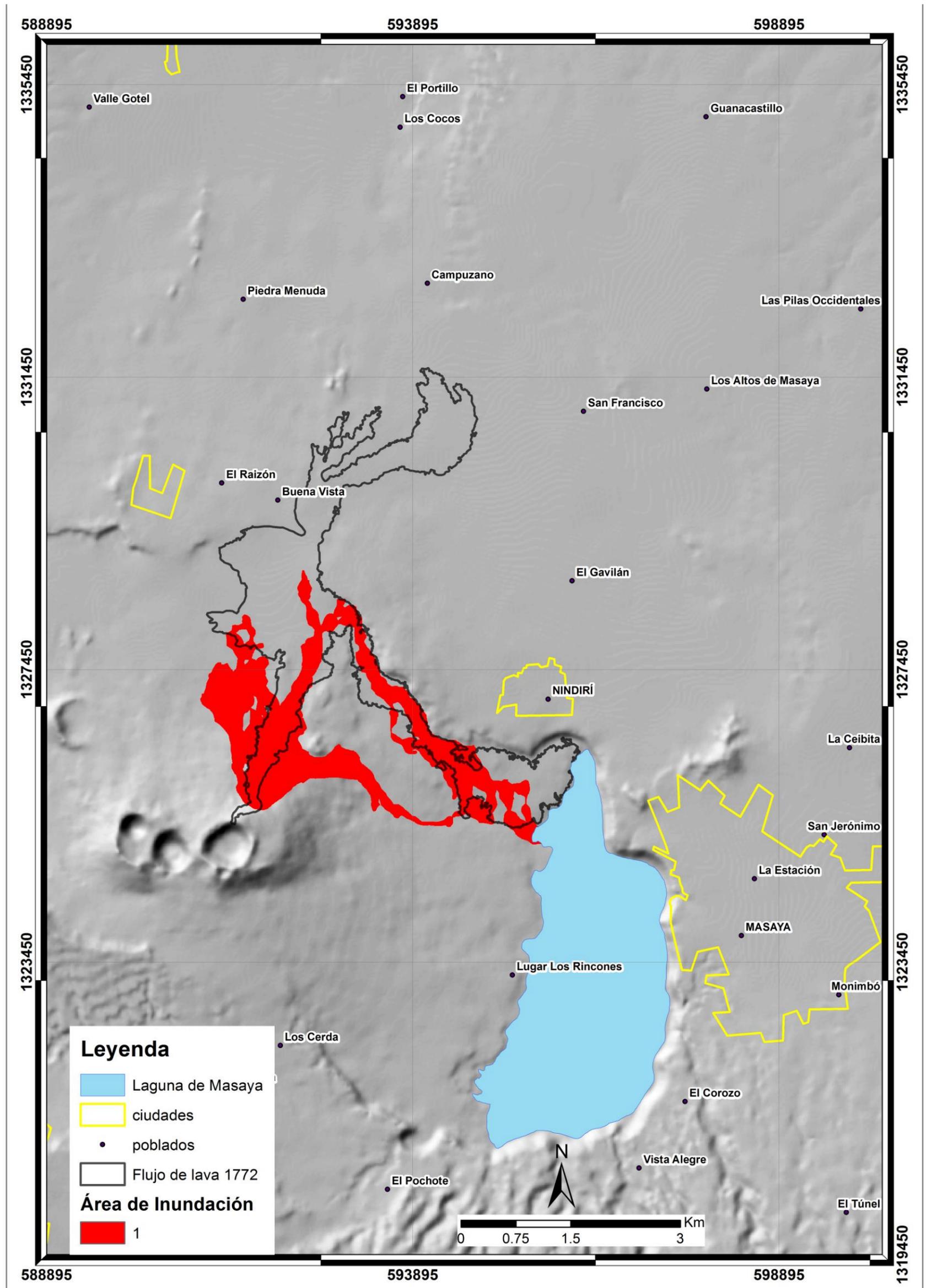


Figura 25. Simulación numérica obtenida por MOLASSES, el contorno en negro corresponde al flujo de lava de 1772, y en color rojo se muestra el resultado de la simulación realizada.

6.1 Mapa de peligro por flujo de lava en el volcán Masaya.

El mapa de peligro por flujos de lava es el resultado de la integración de las posibles trayectorias que podría tener un flujo de lava, con una posibilidad de ocurrencia dada, en este caso particular, en el volcán Masaya. En este trabajo, lo obtendremos a partir del levantamiento de campo (mapeo de los flujos de lava), estudios geológicos anteriores y las simulaciones computacionales.

Para las simulaciones, se tomaron en cuenta diferentes puntos de emisión de lava (puntos de ventilación) los cuales fueron definidos a partir de la proximidad a los diferentes centros eruptivos, (sobre el cráter) (*Figura 26B*), esto a partir de criterios vinculados a las trayectorias, la cual no puede rellenar depresiones o cráteres, al no simular un volumen de un flujo.

Se determinaron valores de probabilidad de dirección de las trayectorias, dichos valores varían de 1-80%, lo cuales están ligados a los valores de pendiente que son extraídos a partir de modelo digital de elevación en la figura (*figura 26A*) se muestra los resultados para las simulaciones realizadas, la cuales muestran a su vez los principales centros poblaciones que podrían ser afectados siendo estos: Buenavista, El Raizón, Piedra menuda y así como dos asentamientos que se localizan en las orillas de la laguna de Masaya uno localizado en el extremo norte de esta y el otro situado más al sur.

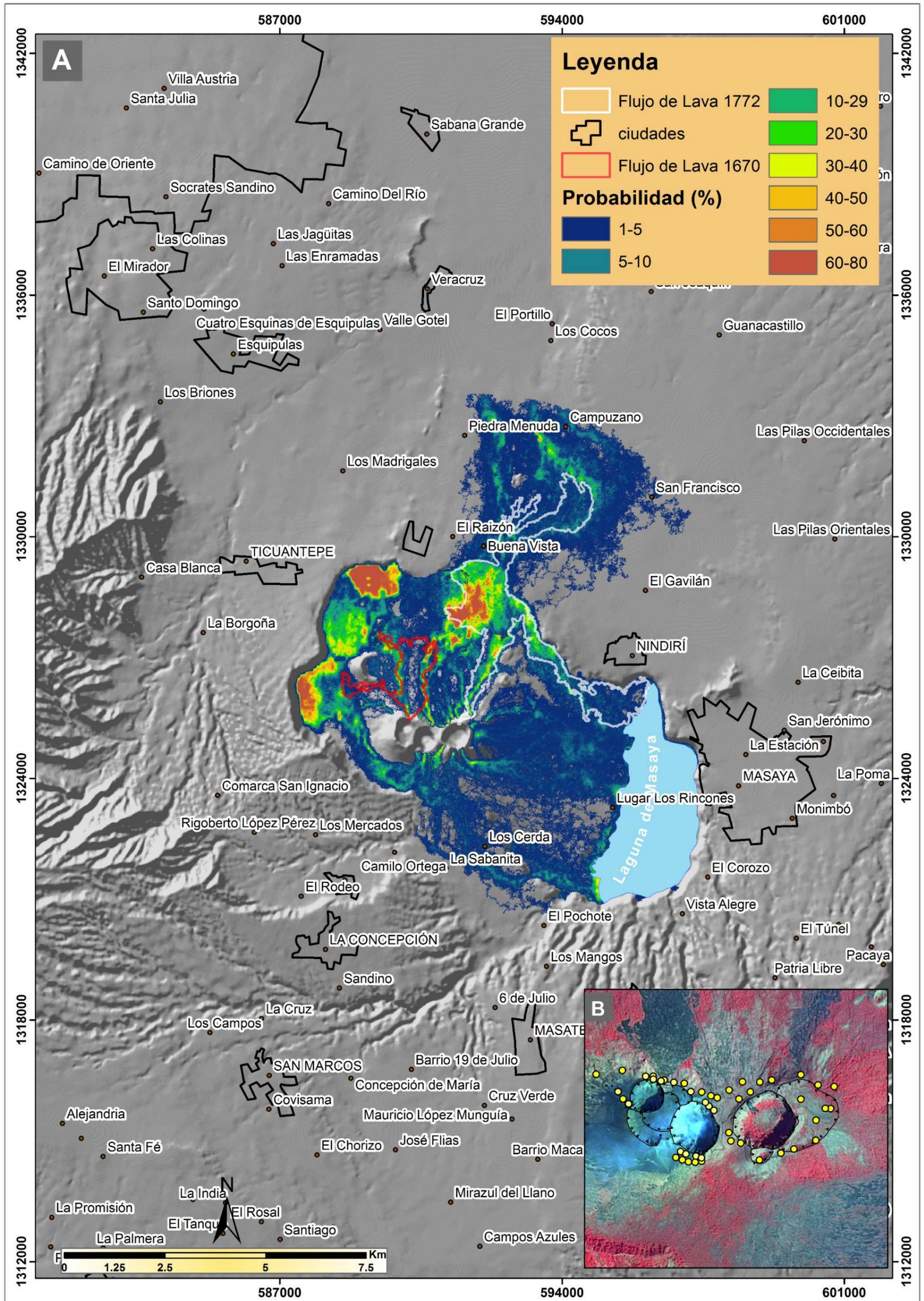


Figura 26. Mapa de peligro por flujos de lava a partir de simulaciones. B) se muestra la ubicación de los puntos de simulación.

De igual manera se realizó un mapa de peligro en el cual se muestran todos los flujos que se han podido diferenciar en la caldera Masaya, esto mediante datos de campo y publicaciones realizadas (*figura 27*) el cual permitió identificar los poblados que se han asentado sobre flujos de lava que se han emplazado en la caldera Masaya durante diversos eventos eruptivos efusivos importantes.

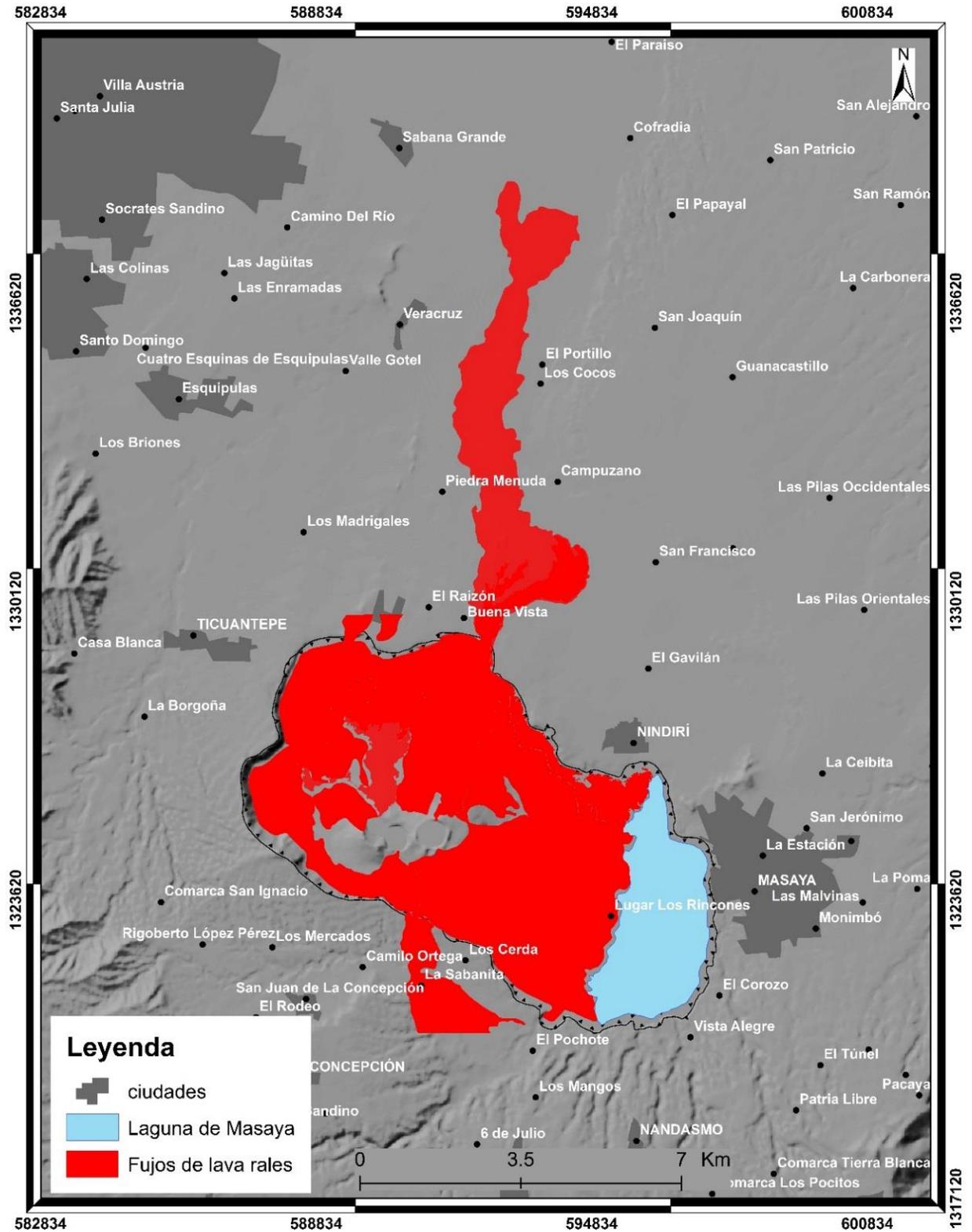


Figura 27. Mapa de peligro por flujos de lava a partir de flujos reales evidenciados en campo.

VI. Conclusiones

Basados en los resultados obtenidos de la delimitación de los flujos de lava en la caldera Masaya, así como de las diferentes simulaciones que se realizaron, se concluye lo siguiente:

1. La Caldera volcánica del Masaya ha sido un lugar geográfico de importantes emisiones de flujos de lava, los que se han propagado hasta distancias mayores a los 13 km de la caldera, amenazando a Sabana Grande, Managua.
2. Los principales centros poblaciones que podrían ser afectados por una futura emisión de lava de gran volumen son: Buenavista, El Raizón, Piedra Menuda, Piedra Quemada, y así como dos asentamientos que se localizan en las orillas de la laguna de Masaya uno localizado en el extremo norte de esta y el otro situado más al sur de esta.
3. Es importante contar con un Modelo Digital de Elevación (DEM) con una alta resolución para garantizar mejores resultados de las simulaciones, dado que la topografía controla en gran medida tanto las velocidades y direcciones que toman los flujos, como las zonas donde se acumularían los mayores espesores de los mismos.
4. La simulación realizada con DOWNFLOW permitió definir las zonas donde los flujos de lava podrían alcanzar, los cuales coincidentes con las zonas de mayores pendientes y los sitios donde se acumularían los mayores volúmenes de material, que coincidirían con las depresiones topográficas.
5. La simulación realizada con MMOLASSES nos hace ver que este programa es altamente sensible a la topografía sobre la cual se desplaza el flujo lávico, por lo que es sumamente importante tener un modelo de alta resolución espacial (< 5 m) y conocer bien los puntos de emisión para obtener resultados más apegados a la realidad.

7.2 Recomendaciones.

Para enriquecer el conocimiento geológico del área de estudio se recomienda:

1. Determinar todas las variables que gobiernan los flujos de lava y usar programas computacionales que integren todos estos datos.
2. Efectuar más estudios geoquímicos y petrológicos de las rocas del área para obtener un modelo de la evolución magmática.
3. Implementar un plan de ordenamiento local, para evitar el crecimiento urbano desordenado y diseñar un esquema de contingencia y evacuación en caso de erupción volcánica por flujo de lava, considerando todos los estudios geológicos.

7.3 Referencias

- Bice, D. C. (1985). Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 553-566. .
- Bice, D. C. (s.f.). Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 553-566. Van Wyk de Vries, B., 1993.
- Changes in gas composition prior to a minor explosive eruption at Masaya volcano, Nicaragua. (2003). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126 (2003) 327-339.
- Connor, L. (2012). Probabilistic approach to modeling lava flow inundation: a lava flow hazard assessment for a nuclear facility in Armenia. *Journal of Applied Volcanology*, 1(1), 1-19.
- Favalli, M, Pareschi, M. T, Neri, A., & Isola, I. (2005). Forecasting lava flow paths by a stochastic approach. *Geophysical Research Letters*, 32(3).
- Delgado H (2002). *Mapa de Amenaza Volcanica, Volcan Masaya*.
- Guillaume Girard, (2004). The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (2005) 37– 57, 37-56.
- Hayley J. Dujell. Investigation of the groundwater system at Masaya Caldera, Nicaragua, using transient electromagnetics and numerical simulation.
- James A. Walker, S. N. (1993). Shallow open-system evolution of basaltic magma beneath a subduction zone volcano: the Masaya Caldera Complex, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56., 379-40.
- Kuang.J. (Managua, Nicaragua ,1971). Estudio geológico de Nicaragua. *Catatro. No.13*. .

- Massimiliano Favalli, (2005). Forecasting lava flow paths by a stochastic approach. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*.
- Peacock, S. M. (s.f.). Thermal structure of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone: Physics of the Earth and Planetary Interiors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , no. 149, p. 187-200.
- Pérez, W. a. (2006.). The youngest highly explosive basaltic eruptions from Masaya Caldera (Nicaragua): Stratigraphy and hazard assessment. In: Rose, W.I., Bluth, . *Geological Society of America*.
- S. Kutterolf a, A. F.-U. (2007). Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly-explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 163 (2007) 55–82, 55-82.
- Van Wyk de Vries, B. (1993). Tectonics and magma evolution of Nicaraguan volcanic systems. Unpublished Ph.D. thesis, Department of Earth Sciences, The Open University, U.K., 328 pp.
- W. Pérez, A. F.-U. (W. Pérez, A. Freundt, S. Kutterolf, H.-U. Schmincke). The Masaya Triple Layer: A 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruption from the Masaya Caldera Complex (Nicaragua). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Williams, S. N. (1983). Geology and eruptive mechanisms of Masaya Caldera complex, Nicaragua. Unpublished Ph.D. thesis, Dartmouth College, United States, 169 pp.
- Williams-Jones, G. (2001). Integrated Geophysical Studies at Masaya Volcano, Nicaragua. Unpublished Ph.D. thesis, The Open University, Milton Keynes, UK.

