



<https://revistaagrocienza.wordpress.com/>

Artículo de investigación

DOI:10.5281/zenodo.10788248

## Análisis de la deformación del volcán de San Miguel mediante técnica GPS posterior al proceso eruptivo iniciado en diciembre de 2013

### Analysis of the deformation of the San Miguel volcano using GPS technique after the eruptive process that began in December 2013

Hernández-Castillo, D.A.<sup>1</sup>, Hernández-de la Cruz, A.<sup>2</sup>, Hernández-Martínez, M.A.<sup>2</sup>, López-Landaverde, R.A.<sup>2</sup>, Sulli, A.<sup>3</sup> DeMets, C.<sup>4</sup>

Correspondencia:

ahernandez@marn.gob.sv  
agustin.hernandez@ues.edu.sv  
miguel.hernandez@ues.edu.sv

Presentado:

12 de noviembre de 2020

Aceptado:

20 de noviembre de 2020

- 1 Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, El Salvador.. Estudiante Escuela de Posgrado y Educación Continua, Facultad de Ciencias Agronómicas UES.
- 2 Universidad de El Salvador, Facultad de Ciencias Agronómicas.
- 3 Universidad de Palermo, Italia.
- 4 Universidad de Wisconsin, Estados Unidos.

#### RESUMEN

El volcán de San Miguel es el más activo de El Salvador. Después de la erupción del 29 de diciembre de 2013 y durante los cuatro primeros meses de 2014, el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador (MARN) y el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV), reforzaron el monitoreo en la zona. Un legado de esta iniciativa fue el establecimiento de una red para medir la deformación del terreno. con la técnica GPS. No obstante, el tiempo de observación fue muy corto para establecer la línea base de deformación del volcán. Esta investigación fue para alcanzar este objetivo. La línea de tiempo fue extendida por medio de mediciones adicionales en el área proximal del volcán. Seis de los diez bancos de marca instalados por el MARN-INGV fueron observados de nuevo, para ello se utilizaron receptores de GPS Trimble de doble frecuencia, que colectaron datos en forma continua y por campaña durante el 2015. Se utilizó el Servicio Automático Posicionamiento Preciso (APPS), del Sistema Diferencial Global GPS (GDGPS) del Laboratorio de Propulsión Jet (JPL) de la NASA, para obtener las coordenadas geocéntricas precisas. Finalmente, fueron calculados los campos de velocidades y los desplazamientos reducidos para el volcán. Los resultados muestran una deformación permanente de 15 mm en la cara del Norte del volcán después de dos períodos intensos de actividad volcánica, probablemente asociados con procesos de inyección magmática.

**Palabras Clave:** deformación volcánica, monitoreo volcánico, volcán de San Miguel.

#### ABSTRACT

The San Miguel volcano is the most active in El Salvador. After the eruption of December 29th of 2013 and during the first four months of 2014, the Ministry of Environment and Natural Resources of El Salvador (MARN) and the National Institute of Geophysics and Volcanology of Italy (INGV), reinforced the monitoring in the zone. A legacy of this initiative was the establishment of a network to measure land deformation with GPS technique. However, the time of observation was too short to establish the deformation baseline of the volcano. The aim of the present study was to achieve this goal. The timeline

was extended through additional measurements in the proximal area of the volcano. Six of the ten brand banks installed by MARN-INGV were observed again, for this purpose, double-frequency Trimble GPS receivers were used, which collected data continuously and by campaign during 2015. The Automatic Precise Positioning Service (APPS) of the GPS global differential system (GDGPS) from NASA's Jet Propulsion Laboratory (JPL) was used to obtain precise geocentric coordinates. Finally, the velocity fields and the reduced displacements for the volcano were calculated. The results showed a permanent deformation of 15 mm on the north face of the volcano after two intense periods of volcanic activity, probably associated with magmatic injection processes.

**Key words:** volcanic deformation, volcanic monitoring, San Miguel volcano.

## INTRODUCCIÓN.

El monitoreo de un volcán activo exige la implementación de la mayor cantidad de técnicas de vigilancia, de tal forma que ante un escenario pre-eruptivo se cuente con información útil para el establecimiento de las diferentes etapas de alerta, con el propósito de salvaguardar la vida de las personas que habitan en sus cercanías. Las técnicas que comúnmente se emplean comprenden: observaciones visuales, monitoreo sísmico, análisis geoquímico de aguas y gases, así como la medición de la deformación del terreno.

En lo que respecta a la medición de deformación del terreno, recientemente las técnicas empleadas consideran el análisis de imágenes de satélite, técnicas de teledetección tales como la Interferometría de Radar (InSAR), e incluso el empleo de la Geodesia Espacial para determinar el posicionamiento global de puntos de control en tierra, a través de las constelaciones de satélites tales como NAVSTAR-GPS (**NAV**igation **Sy**stem with **T**ime and **R**anging **G**lobal **P**ositioning **Sy**stem), y GLONASS (**G**lobal'naya **N**avigatsionnaya **S**putnikovaya **S**istema), administradas por los Estados Unidos y Rusia, respectivamente.

El posicionamiento Global a través de la técnica GPS (**G**lobal **P**ositioning **Sy**stem), aplicado a la deformación de corteza terrestre, pretende determinar con precisión milimétrica el comportamiento geodinámico de la superficie del terreno, basado en la medición de pseudo-distancias desde los satélites de la constelación espacial hasta los puntos de control.

Es importante recalcar que la actividad volcánica

normalmente es acompañada por deformaciones del terreno en la estructura principal del volcán o en sus alrededores, las cuales pueden ser provocadas por movimientos internos de fluidos como desgasificaciones o ascensos de magma. En tal sentido, resulta importante determinar el momento en el que estos procesos generan estados de esfuerzos que provocan la inflación o hinchamiento del terreno, o en su defecto la deflación o hundimiento del mismo.

En este contexto, se planteó la importancia de investigar la deformación en el Volcán de San Miguel por medio de GPS, dados los índices de actividad mostrados después de la erupción del 29 de diciembre de 2013, como una contribución a la reducción del riesgo volcánico en la zona.

La investigación de campo se desarrolló desde febrero de 2015 hasta marzo de 2016, a través de mediciones discretas por campañas y mediciones continuas, en siete sitios ubicados en la zona proximal del volcán (a una distancia no mayor de 8.5 km a partir del cráter central). Seis de los siete sitios corresponden a bancos de marcas instalados por ING-V-MARN a inicios de 2014; y el otro punto es la estación de medición continua, ubicada en el Cantón Piedra Azul (código VMIG), ubicada en el flanco Suroeste del volcán.

Asimismo, el MARN facilitó los datos de GPS colectados durante el periodo enero-abril de 2014, en el marco de la cooperación MARN-INGV. Bonforte et al. (2016), cita lo referente al comportamiento de deformación del Volcán de San Miguel en este periodo, en el artículo "The unrest of S. Miguel volcano (El Salvador, CA): installation of the monitoring network and observed volcano-tectonic ground deformation". Adicionalmente, el MARN proporcionó

la información de GPS registrada de mayo a diciembre de 2014 en los sitios VMIG y PATI. Este último sitio corresponde al banco de marca ubicado en el Patio de Finca Santa Isabel, en el Flanco Norte del volcán.

Lo anterior facilitó procesar datos colectados por más de dos años, lo que permitió un análisis más robusto al extender la línea de tiempo del comportamiento de deformación del volcán.

Durante las etapas de procesamiento y análisis, se determinaron de forma precisa, las posiciones absolutas diarias de cada sitio, esto se logró a través de un post-procesamiento con las herramientas del Servicio Automático Posicionamiento Preciso (APPS), del Sistema Diferencial Global GPS (GDGPS) del Laboratorio de Propulsión Jet (JPL) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration de los Estados Unidos de América). De acuerdo con DeMets (2014), con dicha metodología se obtienen precisiones del orden de 2 a 5 mm en la ubicación de la posición en estas latitudes.

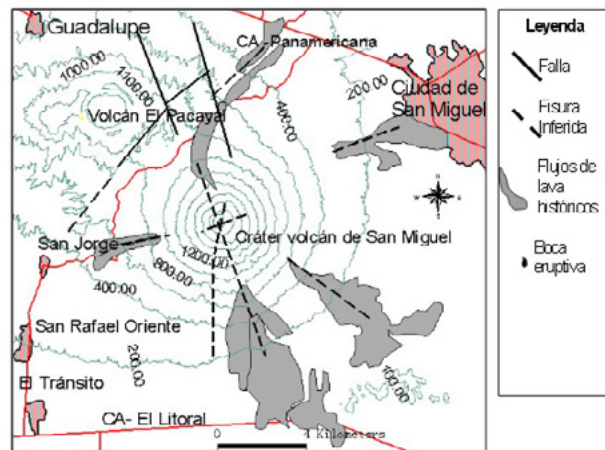
La línea base de deformación de dicho volcán está definida a través del campo de velocidades y de los desplazamientos reducidos en cada sitio de la red, obtenidos en este trabajo.

Finalmente, se presenta un apartado de comparación de los resultados de deformación con otras técnicas de monitoreo volcánico. El MARN proporcionó lo referente a las mediciones de RSAM (Real-time Seismic Amplitude Measurement), flujo de dióxido de Azufre (SO<sub>2</sub>), fechas de erupciones y sismicidad del volcán de San Miguel posterior al 29 de diciembre de 2013. El Grupo de Investigación Vulcanológica de la Universidad de El Salvador (GIV-UES) proporcionó la información de flujo de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) para el periodo comprendido entre enero y diciembre de 2015.

## GEOLÓGIA Y TECTÓNICA DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL.

De acuerdo con Escobar *et al.* (2004), el volcán de San Miguel geológicamente pertenece al periodo

cuaternario (probablemente con una edad de unos 50,000 años, de la época del pleistoceno), en donde predominan rocas volcánicas de composición basáltica y andesítica. No obstante, su estratigrafía se intercala con depósitos plinianos ácidos, de tipo dacíticos y riódacíticos, del volcán Pacaya. Los cuatro flancos del volcán muestran la presencia de flujos de lava y escoria de composición máfica que fueron emitidos a través de fisuras laterales (figura 1).



**Figura 1.** Flujos de lava emitidos a través de fisuras laterales (Escobar *et al.* 2004).

Tectónicamente, dicho volcán se ubica en el segmento oriental del Graben Central del país y es atravesado por una serie de fisuras con orientación predominante NW-SE. Al norte de la estructura volcánica se ubica el segmento de falla denominado Zona de Falla de El Salvador (ZFES), el cual delimita el segmento de antearco que interactúa directamente con la Placa de Cocos (Bonforte *et al.* 2016). Este segmento de corteza muestra un desplazamiento hacia el Noroeste con una velocidad promedio entre unos 12 y 14 mm por año (DeMets 2001, Staller 2014) (Figura 2).

La geología superficial del volcán de San Miguel, basada en el mapa geológico de la república de El Salvador, en escala 1:100000, sugiere que la mayor parte de la estructura pertenece a la Formación San Salvador, predominando rocas efusivas básicas intermedias y piroclastitas subordinadas. En el cráter central predominan escorias, tobas de lapilli y cinder (figura 3).

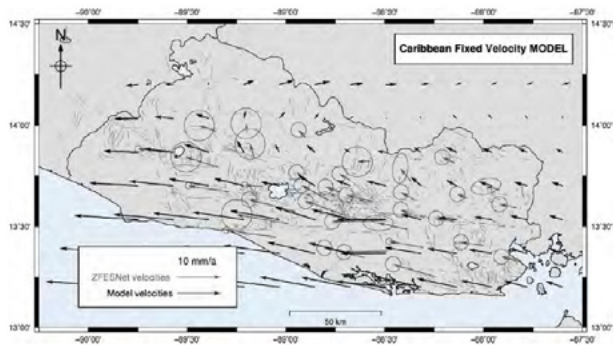


Figura 2. Mapa de velocidades relativa a la placa del Caribe Tomado de Staller (2014).

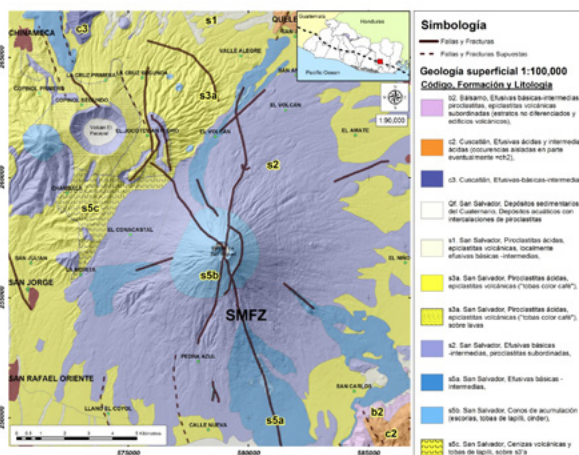


Figura 3. Geología superficial de la zona del volcán de San Miguel. Sistema de Proyección Cónica Conformal de Lambert.

El mapa también muestra los alineamientos de falla existentes en la estructura volcánica, haciendo énfasis en el segmento identificado en el estudio de Schiek (2008) como la Zona de Fractura de San Miguel (SMFZ, por sus siglas en inglés), el cual sugiere que la actividad volcánica principal se concentra a lo largo de dicho alineamiento.

## HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

### Registro histórico

En los últimos 1,500 años, el volcán de San Miguel ha experimentado al menos 25 erupciones pequeñas, convirtiéndolo en el más activo de la cadena volcánica salvadoreña. Desde 1867 se han registrado al menos 15 erupciones explosivas a través del conducto central.

El Índice de Explosividad Volcánica (VEI) estimada para ese periodo ha oscilado entre 1 y 2 (Schiek 2008), caracterizándose por ser del tipo Estromboliano. Con el propósito de ejemplificar el grado de actividad de dicho volcán, el cuadro 1 muestra erupciones relevantes desde 1699 hasta diciembre de 2013, contenidas en la base de datos del MARN.

Cuadro 1. Historia de las erupciones del volcán de San Miguel (MARN 2014b).

Año	Evento
2013	Erupción a las 10:30 am, fase más intensa termina 13:00. Columna eruptiva de 9.7 km sobre el nivel del mar.
2002	Pequeña explosión con emisión de pluma de gases de unos 200 metros de altura y cenizas hacia el noroeste.
1977	Fuente de lava en el interior del cráter (se estima un volumen de $1.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) y formación de un cono de escorias dentro del cráter.
1976	Emisión de un flujo de lava que rebasó el cráter central. La actividad pudo percibirse por un periodo de 10 días.
1931	Erupción de gases que se prolonga hasta el mes de junio de ese mismo año. El cráter aparece incandescente durante la noche.
1884	Erupción de cenizas. Varios días de duración. Extrusión de lava dentro del cráter. Formación de cono de escorias.
1867	Fuerte erupción de ceniza acompañada de flujo de lava en dirección suroeste.
1855	Erupción fisural a media altura del cono volcánico en dirección Sur-Sureste (SSE) durante 15 días.
1844	Dos días con retumbos. Emisión de una colada basáltica por bocas eruptivas situadas en el flanco norte ( $15^\circ$ al Noroeste) a 1,120 m.
1819	Colada basáltica por grieta lateral hacia el Sur-Sureste (SSE). Afecta la carretera a Usulután que queda intranquitable.
1787	Erupción fisural de media altura del flanco norte y de tres bocas en la falda sur del volcán.
1762	Colada basáltica hacia el NE. Erupción por grieta lateral en dirección a San Miguel
1699	Primera erupción histórica. Emisión de una colada de lava hacia el Sur-Sureste (SSE) desde una boca abierta a mitad de la ladera.

### Crisis reciente

El domingo 29 de diciembre de 2013 a las 10:30 am, el volcán de San Miguel entró en erupción; se observó, una columna de gases y cenizas que se elevó 7.6 kilómetros y se dispersó predominantemente hacia el occidente del volcán (figura 4).



**Figura 4.** Proceso eruptivo del 29 de diciembre de 2013 (MARN 2014a).

Este evento depositó cenizas, detritos y bloques en la zona media y alta del volcán, cuyos espesores oscilaron desde unos pocos centímetros hasta varios metros, cubrieron las laderas y rellenaron los cauces de los drenajes del volcán (MARN 2014a.) (Figura 5). La erupción está categorizada por haber ocurrido sin mostrar cambios significativos en los parámetros de monitoreo que el MARN vigila en dicha estructura volcánica (concentración de SO<sub>2</sub>, sismicidad, termografía, entre otras).



**Figura 5.** Depósito de caída en la parte alta del volcán de San Miguel, posterior a la erupción del 29 de diciembre de 2013 (MARN 2014a).

El miércoles 12 de febrero de 2014 a las 4:44 pm (45 días después de la erupción del 29 de diciembre de 2013), el volcán lanzó una pequeña erupción de gases y cenizas con una altura aproximada de 500 m sobre el cráter. Este episodio eruptivo tuvo lugar durante 10 minutos. La pluma se dirigió hacia el Este-Sureste y no se reportó caída de ceniza en zonas pobladas cercanas, ni tampoco daños (figura 6).

De acuerdo con información proporcionada por el Área de Vulcanología del Observatorio Ambiental del MARN, posterior al episodio del 12 de febrero de 2014, se observaron emisiones de cenizas el 12

de abril, 10 y 11 de mayo, 4-5 y 28-29-30 de junio y durante la semana del 23 al 28 de julio de 2014; 26 de enero de 2015, 13 de agosto de 2015, y la última reportada el 12 de enero de 2016 (Figura 7).



**Figura 6.** Proceso eruptivo del 12 de febrero de 2014 (MARN 2014a).



**Figura 7.** Erupción de ceniza registrada el 12 de enero de 2016, captada por cámara instalada en Cerro Pacayal (MARN 2016a). El episodio eruptivo tuvo una duración aproximada de 11 horas

## ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE DEFORMACIÓN REALIZADOS EN EL SALVADOR Y EN LA ZONA DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL.

Los trabajos de medición de deformación de la corteza terrestre en El Salvador iniciaron formalmente en el año 2003. Lyon-Caen *et al.* (2003), citada por Staller (2014), inició los estudios de deformación ese año, midió con GPS en tres sitios del occidente del país que formaban parte de una red cuyo objetivo era analizar la deformación del sistema de fallas Motagua-Polochic, asociados al contacto de placas Norteamérica-Caribe. Luego los puntos fueron medidos nuevamente en el 2006.

En el año 2004, Charles DeMets, de la Universidad de Wisconsin-Madison, impulsó los estudios de deformación de la corteza terrestre en El Salvador con

el establecimiento de una red de control compuesta por trece bancos de marca distribuidos en todo el país. Esta labor se desarrolló desde el 2004 hasta el 2009, midiendo a través del método estático, año con año, por periodos de una semana en cada sitio, y fue complementada con la instalación de cuatro estaciones de medición continúa ubicadas en las cercanías de los volcanes de Santa Ana, San Salvador y San Miguel, y en el Aeropuerto Internacional de El Salvador.

La información colectada por estas campañas ha sido retomada por Alvarado *et al.* (2011), Correa-Mora *et al.* (2009), Rodríguez *et al.* (2009) y Graham *et al.* (2012), para estudios específicos de tectónica, tales como el movimiento y deformación del antearco volcánico entre El Salvador y Nicaragua; la estimación del acople en la zona de subducción y las fallas en los arcos volcánicos de El Salvador, Honduras y Nicaragua; la deformación de la corteza en el norte de Centroamérica; entre otros. Se empleó el programa GIPSY-OASIS II (GPS Inferred Positioning SYstem-Orbit Analysis and Simulation Software, por sus siglas en inglés), desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL), para la determinación del posicionamiento preciso de cada punto (precise point-positioning strategy), lo que fue planteado por Zumberge *et al.* (1997) y citado por Rodríguez *et al.* (2009). Las precisiones obtenidas oscilan entre 2 y 5 mm para las componentes horizontales.

Asimismo, las campañas de medición han sido empleadas para determinar el campo de velocidades a nivel regional, notándose claramente la conformación de dos bloques que se mueven hacia el Noroeste a velocidades diferentes, y separados por el margen norte del Graben Central de El Salvador.

Después de los terremotos del 2001, la Cooperación Española integrada por especialistas en geología y evaluación de peligrosidad sísmica de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) y Universidad Politécnica de Madrid (UPM), iniciaron estudios en El Salvador con el objeto de contribuir a la reducción del riesgo sísmico (Benito *et al.* 2005). Los mismos se

coordinaron con el anterior Servicio Nacional de Estudios Territoriales, actualmente Observatorio Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador.

Parte de estos estudios se orientaron a la evaluación de la deformación del segmento de falla conocido como “Zona de Falla de El Salvador (ZFES)” (Martínez-Díaz *et al.* 2004). Se estableció una red de bancos de marca que incluyó 30 sitios de medición por campaña (incluidos siete sitios establecidos por la Universidad de Wisconsin-Madison y operadas por el MARN), las mediciones se realizaron con el método estático, que comprendieron sesiones entre 18 y 24 horas, durante los años 2007, 2008, 2010 y 2012. Asimismo, se utilizaron los datos continuos de las cuatro estaciones fijas operadas por el MARN y una operada por el Centro Nacional de Registros de El Salvador (CNR).

Bernardino y Galán (2010), Hernández-Rey (2012) y Staller (2014) analizaron el comportamiento del segmento de falla a través del método diferencial. Los primeros utilizaron el programa LGO (Leica Geo Office) y TTC (Trimble Total Control) para analizar las campañas realizadas durante 2007 y 2008. Hernández-Rey (2012) empleó el programa TTC para analizar el periodo de medición 2007-2012, así determinaron las coordenadas precisas de los sitios a través de las líneas base entre puntos que fueron medidos al mismo tiempo, y con ello obtener el campo de velocidades. Las precisiones obtenidas oscilan entre 1 y 3 mm en las componentes horizontales (Norte y Este).

Staller (2014), determinó las coordenadas precisas de los puntos de la red a través del método diferencial, con el programa científico Bernese 5.0. Las incertidumbres para la zona de San Miguel fueron menores a 1 mm/año, en la determinación de la velocidad para las componentes horizontales. El campo de velocidades que obtuvo, le fue de utilidad para el análisis de la deformación intersísmica de acuerdo a la tasa de desplazamiento de los diferentes segmentos de la zona de falla, y sus implicaciones en la peligrosidad sísmica.

Lechner (2010) en coordinación con el SNET establecieron una red de medición en la zona del volcán de Santa Ana y alrededores del Lago de Coatepeque, y consistió en ubicación de trece sitios de medición por campaña, que fueron observados a través del método estático en sesiones de 1 a 2 horas, durante el periodo de febrero a septiembre del 2009. El objetivo del estudio fue caracterizar la actividad inter-eruptiva del complejo volcánico, así como su comportamiento tectónico. Con la duración de las sesiones, Lechner (2010) obtuvo precisiones del orden 2-11 mm en las componentes horizontales y de 12 a 34 mm en la componente vertical.

Alessandro Bonforte, investigador del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV), en colaboración con el Observatorio Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador, establecieron en enero de 2014 una red de 10 bancos de marca para la medición de la deformación en la zona del volcán de San Miguel, a raíz del proceso eruptivo iniciado el 29 de diciembre de 2013. Con el método estático se recolectaron datos diarios, medidos al mismo tiempo en todos los sitios, desde enero hasta finales de abril de 2014. Este arreglo permitió configurar una red robusta para realizar un análisis de tipo diferencial. Las precisiones obtenidas oscilan entre 2-3 mm en las componentes horizontales (Norte y Este), y de 4-5 mm en la vertical. Los resultados de la medición han sido publicados en el *Natural Hazards and Earth System Sciences* (NHES- Editorial Copernicus).

Para todos los casos indicados anteriormente se han empleado receptores bifrecuencia, capaces de registrar las dos frecuencias portadoras provenientes de la constelación de satélites NAVSTAR GPS, con el fin de obtener precisiones milimétricas para representar procesos de deformaciones subcentimétricas tales como los que normalmente se observan en los movimientos de fallas geológicas o de deformación volcánica.

De forma paralela a los estudios con GPS, Schiek (2008) realizó un análisis de interferometría de radar

y de datos sísmicos registrados con una red de seis estaciones de banda ancha en los alrededores del volcán de San Miguel. El manejo de la red sísmica, fue llevado a cabo por personal del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), y operó continuamente desde marzo de 2007 hasta enero de 2008. Los datos SAR empleados corresponden al periodo de febrero de 2007 a enero de 2008. El estudio sugiere que la actividad volcánica principal se da a lo largo de una falla que corta el cráter con dirección Norte-Sur, y que se denomina como la Zona de Fractura de San Miguel (SMFZ).

Es importante indicar que los datos sísmicos también fueron utilizados para modelar la geometría subsuperficial de la SMFZ, con lo que se determinó un proceso de inflación que mostró un exceso de presión de 0.0484 MPa (Mega Pascales); y un proceso posterior de deflación que indicó valores de -0.0454 MPa, con tasas de 0.26 mm/día y 0.43 mm/día respectivamente. Este hecho sugiere que ha quedado una sobrecarga en el sistema volcánico.

El estudio concluye que los resultados de deformación obtenidos de los datos sísmicos son comparables con los del análisis interferométrico, siendo el mismo proceso geológico el que genera la deformación superficial y subsuperficial de la zona. Se indicó que la deformación en el volcán de San Miguel está localizada a lo largo de SMFZ y es producto de la intrusión de magma cargado de gases. La deflación se produce por la migración de dichos gases a través de las fracturas existentes en sistema y se manifiesta en forma de fumarolas.

## MEDICIÓN DE DEFORMACIÓN EN OTROS VOLCANES.

En este apartado se citan cuatro casos relevantes de actividad volcánica, en donde la deformación del terreno ha sido un parámetro precursor de dicha actividad.

Lipman *et al.* (1981) establece que el monitoreo de deformación en el Monte Santa Helena inició a mediados de abril de 1980 con una red de

distanciómetros electrónicos, dados los índices de actividad volcánica mostrados hasta esa fecha. Durante el periodo comprendido entre el 23 de abril y el 18 de mayo de 1980 se registró un rápido movimiento del terreno en el flanco Norte, el cual fue catalogado como “abombamiento (bulging)”, observándose incrementos de deformaciones del orden de 1.5-2.5 metros/día. El proceso culminó con la erupción del 18 de mayo de 1980.

Alparone *et al.* (2013) estudió el comportamiento de más de 30 años de observaciones sísmicas y de deformación del terreno en el volcán Etna, para el periodo comprendido entre 1980 y 2012. En este contexto, entre 1993 y 2001, la red de GPS instalada en dicho volcán detectó una constante inflación en el flanco Este, que precedió las erupciones de los años 2001 y 2003. Asimismo, establece que a finales del año 2002 se registró una tasa de deformación “excepcionalmente alta” que se asoció con la intrusión de un “dique de magma”. El orden de la deformación registrada fue de 1 m aproximadamente.

El 3 de junio de 1993, el flujo piroclástico generado por el colapso del flanco Este del volcán Unzen, causó la muerte de 43 personas. Dicho evento se originó por el crecimiento de un domo de lava de tipo dacítico que desestabilizó esta ladera del volcán. Después de este suceso eruptivo, se implementó la red de medición de deformación en dicho volcán con el objetivo de medir el crecimiento del domo de lava (Matsushima y Takagi 2000). Durante un periodo de 35 días, del 24 enero al 27 de febrero de 1994, se observó un crecimiento de 11 metros en el domo. El proceso de deformación se detuvo en 1995, y en los siguientes cuatro años el mismo se encogió aproximadamente 3 metros, asociado probablemente a un enfriamiento del magma.

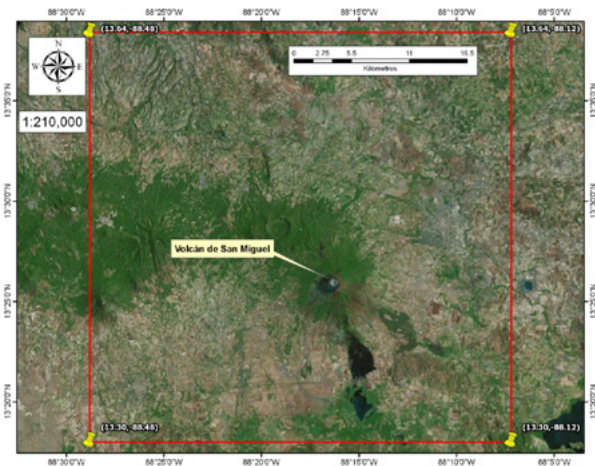
La actividad del volcán Stromboli, se caracteriza por explosiones intermitentes en uno o varios de sus cráteres localizados en la cima. De acuerdo con Bonaccorso *et al.* (2009), en 1990 se instaló una red de monitoreo multiparamétrica, que incluyó inclinómetros, redes de gps y equipo

geodésico robotizado. Las mediciones indican que las magnitudes de las señales de deformación son pequeñas en comparación con otros volcanes tales como el Etna. Un ejemplo de este comportamiento son las erupciones registradas en 2002, 2003 y 2007, las cuales no fueron precedidas por grandes deformaciones del terreno. El orden de magnitud de los desplazamientos horizontales osciló entre -20mm y +20 mm.

## METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO DE DEFORMACIÓN EN EL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

### Área de estudio

El área de estudio se delimita a la zona del volcán de San Miguel y sus alrededores, entre las coordenadas geográficas 13.30° y 13.64° de latitud Norte, -88.48° y -88.12° de longitud Oeste (figura 8).



**Figura 8.** Zona de estudio (Elaborado por Douglas Hernández. Imagen Google Earth 2014). El círculo amarillo define la zona proximal.

De acuerdo con Escobar *et al.* (2004) las laderas de la estructura volcánica pertenecen a las municipalidades de San Miguel, Quelepa, Moncagua, Chinameca, San Jorge, San Rafael Oriente y El Tránsito.

En este sector rectangular se ubican los bancos de marca instalados a principios del año 2014 por el MARN-INGV, y los cuales han sido utilizados para el análisis de la información histórica. Es por ello que

se consideran municipalidades tan alejadas como Chapeltique y Usulután. Sin embargo, el análisis de deformación del volcán se ha realizado para la zona proximal del volcán, definida por un radio de unos 8.5 km medidos a partir del cráter central, lo que equivale a un área aproximada de unos 230 km<sup>2</sup>.

### Red de medición de GPS

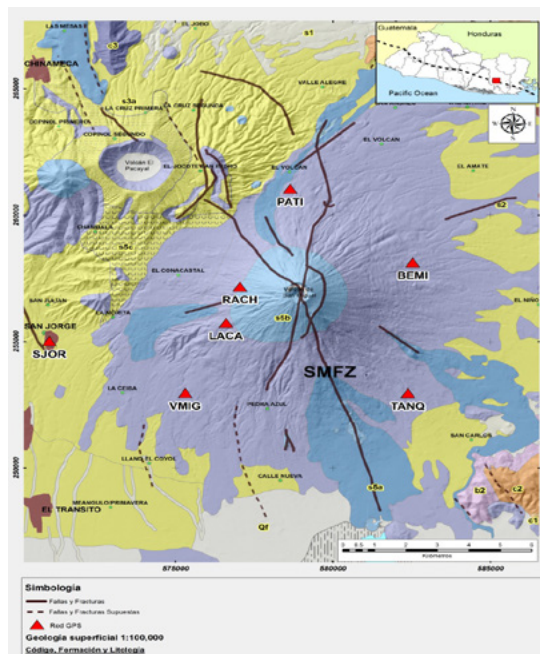
El objetivo de este estudio fue definir el comportamiento de deformación del volcán de San Miguel en la zona proximal, por lo que se utilizaron sólo seis de los diez bancos de marca de la red establecida durante el mes de enero de 2014 por el INGV de Italia y el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador. La red completa ha sido citada por Bonforte *et al.* (2016) en el documento “The unrest of S. Miguel volcano (El Salvador, CA): installation of the monitoring network and observed volcano-tectonic ground deformation”.

Los seis bancos de marca geodésicos seleccionados están ubicados en la zona proximal definida en la figura 8. Los sitios con sus respectivos códigos son: Patio de la Finca Santa Isabel (PATI), Finca Bellamira (BEMI), tanque de abastecimiento de agua potable en San Carlos El Amate (TANQ), Finca Lacayo (LACA), Alcaldía de San Jorge (SJOR) y El Ranchito (RACH). Asimismo, se utilizó como parte de la red, la estación ubicada en el cantón Piedra Azul, del municipio de San Rafael Oriente, cuyo código de identificación es VMIG.

Las coordenadas de los puntos de la red se presentan en el anexo. Las posiciones fueron determinadas con la información de GPS recolectada durante la primera semana de medición llevada a cabo durante el 2014, utilizando el programa GIPSY 6.3 del Servicio Automático de Posicionamiento Preciso del Sistema Diferencial Global GPS.

En general, la red cumple con los criterios de distribución espacial, visibilidad, estabilidad y seguridad necesarios para garantizar la correcta recepción de las señales. La figura 9 presenta la ubicación de los sitios en el mapa geológico de la zona.

Nótese que los bancos de marca están distribuidos de tal forma que cubren el sistema principal de fallas planteado por Schiek (2008). La geología superficial indica que todos los puntos se encuentran ubicados sobre estratos de la Formación San Salvador, en donde predominan rocas efusivas básicas intermedias y piroclastitas subordinadas.



**Figura 9.** Ubicación de la red de medición sobre la geología superficial de la zona de San Miguel.

### Adquisición de datos

El estudio comprendió la instalación de equipos receptores bifrecuencias, capaces de detectar las dos frecuencias moduladas en fase, que provienen de la constelación de Satélites NAVSTAR GPS. Se emplearon dos receptores marca Trimble, modelos 5700 y R7 para las campañas de campo; y otro receptor bifrecuencia marca Trimble, modelo Net R9 instalado de forma permanente en la estación Piedra Azul.

Referente a los sistemas de posicionamiento, se emplearon vástagos de aluminio de 45 cm de altura y bancos de marca cilíndricos, de 5 cm de diámetro, diseñados por el INGV de Italia para la campaña realizada durante el año 2014 (Bonforte *et al.* 2016) Los bancos de marca geodésicos son dispositivos de rosca,

fabricados de una aleación de cobre y zinc, que fueron anclados con material cementante (pegamento epóxico), guardando la mayor horizontalidad posible. Este tipo de dispositivo es considerado de autocentrado y ha sido utilizado en campañas de medición con GPS realizadas en el Monte ETNA, Italia, de acuerdo con Puglisi y Bonforte (2004) y Bonforte y Puglisi (2006).

Las antenas receptoras empleadas fueron del tipo Zephyr Geodetic, que disminuyen el efecto de multitrayectoria (multipath), así como garantizan la repetibilidad subcentimétrica de los centros de fase y un mejor seguimiento de los satélites que transitan en el horizonte.

Al contar sólo con dos equipos bifrecuencia para la medición de la deformación del volcán de San Miguel en modalidad de campañas de campo, se optó por medir de forma independiente cada sitio de la red, determinando sus posiciones absolutas. Esta metodología permitió reducir los costos de la investigación, en comparación con la implementación de un método de observación diferencial, en el que se requiere un mayor número de equipos, y por consiguiente de una logística de recolección de datos más complicada.

El programa de recolección de datos realizado durante el año 2015, consistió en campañas de mediciones discretas, generalmente comprendidas entre 69 y 96 horas de registro continuo, con excepciones de 4 jornadas más prolongadas que oscilaron entre 141 y 263 horas. La duración de cada campaña dependió de la logística de transporte facilitada por el MARN. Con el objeto de optimizar el uso del equipo y de transporte, se instalaba el receptor de GPS en un sitio específico, y una vez cumplida la jornada de registro programada, se retiraba de este lugar y se trasladaba a otro punto de la red.

Cada campaña de medición, en cada sitio, fue dividida en sesiones diarias para su respectivo procesamiento. Esto generó archivos con 24 horas de datos, y otros con periodos de tiempo menores (siempre al inicio y final de cada sesión). Se decidió no descartar las

sesiones menores a 24 horas, ya que normalmente se obtuvieron precisiones entre 1mm y 5 mm para las coordenadas geocéntricas X, Y, Z, siendo comparable con los resultados obtenidos por Bernardino y Galán (2010), Hernández-Rey (2012) y Bonforte et al. (2016) en esta zona del país. Se hace notar que, en cada sesión discreta, todos los puntos de la red tuvieron al menos dos archivos diarios con 24 horas de datos. El mayor número de días completos fue de 10 para la estación TANQ.

Esta metodología permitió medir los puntos RACH, SJOR, TANQ y BEMI, cuatro veces en el periodo comprendido entre febrero y octubre de 2015. La estación LACA sólo pudo medirse tres veces, ya que, en la última jornada planificada para el mes de septiembre de 2015, se decidió no dejar el equipo por razones de seguridad. En su lugar fue medido el punto USUL (alcaldía de Usulután, originalmente no contemplado en el esquema de este trabajo), considerando que sería de utilidad para fines de comparación como estación de referencia. El punto USUL había sido ocupado durante la campaña del 2014, por el MARN e INGV de Italia.

El desarrollo del trabajo de campo y registro fotográfico se muestra en el anexo.

Las estaciones PATI y VMIG tienen registro continuo durante casi todo el periodo, con excepción de dos etapas puntuales en donde se verificaron fallos en el funcionamiento de la batería y antena respectivamente. Ambos problemas fueron solventados satisfactoriamente.

El sitio PATI está ubicado en el flanco norte de la estructura volcánica, y reviste un interés particular pues es la zona del volcán en donde se ha localizado la actividad sísmica posterior al proceso eruptivo iniciado en diciembre de 2013 (MARN 2014a).

Es importante indicar que las campañas de medición en PATI y VMIG se extendieron durante los meses de enero, febrero y marzo de 2016, con el objeto de incorporar en la etapa de análisis de resultados, el comportamiento de deformación del volcán por

efecto de la erupción del 12 de enero de 2016.

El método de observación empleado tanto para la medición continua como en modalidad de campaña es el modo estático (Hofmann-Wellenhof *et al.* 2001), colectando épocas cada 30 segundos, lo que es congruente para fines de medición de deformación de corteza o geodinámica.

Asimismo, es importante indicar que antes de iniciar cada medición, se configuraba el receptor con el código del sitio; tipo y número de serie de receptor y antena empleada; altura de referencia de la antena, tasa de muestreo, máscara de elevación, entre otros aspectos. Esta información fue de utilidad para la etapa de post-procesamiento, ya que indicaba los parámetros de registro de datos en cada sesión de campo.

Cabe mencionar que el valor de máscara de elevación configurado fue de  $10^\circ$ . Es decir, que fueron ignorados los observables de los satélites comprendidos en un ángulo entre  $0^\circ$  y  $10^\circ$ , medido a partir de un plano hipotético horizontal localizado en el centro de fase de la antena. Esto obedece a que los satélites que se ubican en el horizonte normalmente muestran mayores errores por retardos ionosféricos y troposféricos

## Procesamiento de información

### a. Campo de velocidades absolutas (ITRF08)

La recolección de datos para la determinación precisa de la posición absoluta de un sitio, justifica el empleo de la técnica de procesamiento de información planteada por Jet Propulsion Laboratory (JPL-NASA), a través de la estrategia de posicionamiento puntual preciso (precise point-positioning strategy, planteado por Zumberge *et al.* 1997), del Servicio Automático de Posicionamiento Preciso (APPS) del Sistema Global Diferencial GPS (GDGPS), usando el programa GIPSY-OASIS II (GPS Inferred Positioning SYstem-Orbit Analysis and SIMulation Software, por sus siglas en inglés, o simplemente GIPSY 6.3).

El APPS del GDGPS post-procesa información que

haya sido adquirida en modo estático, realizando correcciones diferenciales con una red fiducial de más de 200 estaciones instaladas en todo el planeta, de las cuales más de 75 son receptores de triple frecuencia de calidad geodésica (JPL 2014).

La etapa de post-proceso requirió que los datos crudos (en formato binario) provenientes de los receptores GPS, fueran convertidos a un formato ASCII estandarizado y separados en sesiones diarias. Para ello se utilizó el formato RINEX de Observables (Receiver INdependent Exchange). El formato RINEX para datos de GPS permite el manejo e intercambio de datos de GPS proveniente de diferentes receptores (Dalda-Murón *et al.* 2008).

La conversión al formato RINEX y separación de jornadas en sesiones diarias se realizó a través del programa TEQC (Translation, Editing, and Quality Check) desarrollado por UNAVCO (University NAVSTAR Consortium), el cual es una herramienta ampliamente utilizada por la mayor parte de usuarios de este tipo de formato, e incluye comandos específicos para la separación y unión de archivos, pruebas de control de calidad, edición de archivos, etc. (UNAVCO 2015). Alternativamente se utilizó el convertidor de datos "Convert to Rinex" desarrollado por el fabricante de los equipos Trimble (Trimble Inc. 2015).

Las sesiones diarias en formato RINEX fueron enviadas al sitio web del APPS (<http://apps.gdgps.net/>), con ello se obtuvo las coordenadas geocéntricas precisas (X, Y, Z) con sus respectivas desviaciones estándar (1s) por día y sitio. Las coordenadas geocéntricas (X, Y, Z), provenientes del procesamiento con GIPSY-OASIS II, están referidas al Marco Internacional Terrestre de Referencia del 2008 (ITRF08) (Altamimi *et al.* 2012).

Con el objeto de estimar el comportamiento cinemático de la estructura volcánica, se determinó el campo de velocidades absolutas referidas al ITRF08 ( $V_x$ ,  $V_y$  e  $V_z$ ), a partir de la pendiente del gráfico de las posiciones X, Y, Z en función del tiempo, asumiendo un comportamiento lineal (Staller 2014; DeMets 2015).

Con el propósito de disminuir la dispersión de los datos, debido a la variación diaria de las coordenadas X, Y, Z, se agruparon las mismas de forma mensual o por campaña, calculando su valor promedio, y acompañándolo de su respectiva desviación estándar (1). El análisis de regresión lineal se aplicó a los datos promedios, con un nivel de confianza del 95%. Bernardino y Galán (2010) indican que este nivel de confianza es adecuado para el análisis de datos geodésicos.

Complementariamente, para cada grupo muestral se realizó el Análisis de Varianza (ANOVA), con el programa Excell, planteando como hipótesis nula que los datos no tienen una correlación estadísticamente significativa. Para aceptar o rechazar esta hipótesis se comparó el estadístico F con su respectivo Fcrítico.

Posteriormente, las velocidades Vx, Vy y Vz para cada estación, fueron transformadas a un sistema de referencia local Norte, Este y Abajo (N, E, D), según la transformación directa citada por DeMets (2015), de acuerdo con lo siguiente:

$$Vn = -Vx * \sin(\phi) * \cos(\lambda) - Vy * \sin(\phi) * \sin(\lambda) + Vz * \cos(\phi)$$

$$Ve = -Vx * \sin(\lambda) + Vy * \cos(\lambda)$$

$$Vd = -Vx * \cos(\phi) * \cos(\lambda) - Vy * \cos(\phi) * \sin(\lambda) - Vz * \sin(\phi)$$

En donde:

Vn, Ve y Vd: Son las componentes de velocidad al Norte, Este y Abajo respectivamente. Muestran un valor positivo si se orientan al Norte, al Este y hacia el centro de La Tierra.

$\Phi$ ,  $\lambda$ : Representan la latitud y longitud expresadas en radianes para cada estación.

Vx, Vy e Vz: Son las pendientes provenientes del ajuste de regresión lineal de los gráficos de variación de las coordenadas geocéntricas en función del tiempo.

Posteriormente, con los valores de Vn y Ve se obtiene la magnitud del vector de velocidad absoluto

horizontal resultante, así como su dirección, a partir de las siguientes expresiones:

$$Vabs = \sqrt{Vn^2 + Ve^2}$$

$$Dirección = \tan^{-1} \left( \frac{Ve}{Vn} \right)$$

La dirección del vector resultante es positiva en el sentido que giran las agujas del reloj.

Tanto para velocidades Vx, Vy, Vz como para Vn y Ve, se estimaron sus incertidumbres basados en el error típico proveniente de los análisis de regresión lineal. Con el propósito de considerar la aleatoriedad en el cálculo de la magnitud de este vector resultante, su incertidumbre se estimó a partir del error medio cuadrático (RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{2} (IVn^2 + IVe^2)}$$

En donde IVn e IVe, son las incertidumbres asociadas a las velocidades absolutas Vn y Ve, expresadas en mm/año.

## b. Campo de velocidades relativas

Para una mejor comprensión y análisis de las deformaciones de la estructura volcánica, las velocidades horizontales absolutas Vn y Ve referidas al ITRF08, fueron transformadas a otro marco de referencia local, por medio del cálculo de velocidades horizontales relativas a través de una estación de referencia en la zona proximal del volcán o en sus cercanías. De acuerdo con DeMets (2014) y Kriswati *et al.* (2015), los efectos regionales se anulan con este procedimiento, ya que se infiere que los sitios involucrados en este cálculo son afectados regionalmente en la misma proporción.

Para fines de esta investigación, se utilizó como estación de referencia el sitio VMIG, ya que tiene un historial de registro continuo (con más de 8 años de funcionamiento ininterrumpido), y se encuentra en la zona proximal del volcán. Adicionalmente, mostró un comportamiento estable en los desplazamientos

reducidos horizontales. Asimismo, se usó la estación USUL, porque se encontraba en las cercanías de la estructura volcánica principal (a unos 20 km del cráter), y había sido parte de la red de deformación del volcán de San Miguel planteada por MARN-INGV en el 2014.

Las velocidades relativas horizontales fueron obtenidas a partir de la diferencia de velocidades absolutas entre los puntos de la red y las estaciones de referencia. La magnitud del vector de velocidad relativa horizontal resultante, así como su dirección, se obtuvieron a partir de las mismas expresiones establecidas en el literal “a” de este apartado. Finalmente, la incertidumbre en el cálculo de la magnitud de los vectores relativos y vector resultante se realizó a partir del RMSE.

### c. Desplazamientos reducidos

Adicionalmente a la determinación del campo de velocidades, se calcularon las series de tiempo reducidas en las componentes Norte, Este y Altura Elipsoidal, con el objeto de estimar otras variables que permitieran complementar el análisis de deformación del volcán de San Miguel.

Las coordenadas geocéntricas X, Y, Z, fueron proyectadas con ARCGIS Versión 10.1 (licencia MARN), al sistema de referencia UTM (Universal Transverse Mercator), para la zona 16 N (El Salvador).

La altura elipsoidal se obtuvo a partir de una aplicación de Excell proporcionada en el Curso Avanzado de Sistemas de Posicionamiento por Satélite, llevado a cabo por la Universidad Politécnica de Madrid y el Instituto Geográfico Nacional de España (Dalda-Murón *et al.* 2008). La aplicación utiliza una metodología de ecuaciones cerradas, considera los parámetros del geode de referencia del sistema WGS84, y cuyos resultados tienen una precisión del orden de 0.001 m (1 mm).

El desplazamiento reducido representa la diferencia entre el valor medido en un sitio determinado, en un momento específico, con relación a la coordenada

de referencia para ese sitio. Al realizar la diferencia entre estos dos valores se eliminan los efectos regionales, dejando sólo la información referente a la deformación de la estructura volcánica. Esta valoración se realizó para obtener la deformación del terreno en función del tiempo, tal como lo realizara Bonforte *et al.* (2016) para el método diferencial.

Los desplazamientos reducidos diarios fueron graficados en función del tiempo, con el objeto de observar el comportamiento de deformación en cada sitio.

Asimismo, para disminuir la dispersión de los datos diarios, y observar de mejor forma el comportamiento de la deformación del volcán en función del tiempo, se agruparon los datos de forma mensual o por campaña, calculando su valor promedio y acompañándolo de su respectiva desviación estándar ( $1\sigma$ ).

## RESULTADOS, DISCUSIÓN Y ANÁLISIS.

### Coordenadas geocéntricas

Para toda la base de datos (desde enero de 2014 hasta marzo de 2016), el promedio de las desviaciones estándar ( $1\sigma$ ), expresadas en milímetros, osciló entre 0.7 y 4.6. Se hace notar que hubo un caso aislado para la estación BEMI que registró una desviación máxima de 19 mm para la componente “Y”, el día 14 de julio de 2015, debido probablemente a efectos de multipath que influyeron en la buena recepción de la señal (de acuerdo con lo observado en el control de calidad de esa sesión).

El cuadro 2 muestra un resumen de la calidad del procesamiento efectuado con los datos diarios, expresado a través de las desviaciones estándar ( $1\sigma$ ), proporcionadas por el programa GIPSY-OASIS II.

En general se considera que el procesamiento de la información de GPS para la obtención de las coordenadas geocéntricas es aceptable.

Comparativamente, los análisis de deformación realizados por Bernardino y Galán (2010), Hernández-Rey (2012) y Bonforte *et al.* (2016), muestran valores

de dispersión en la zona del volcán de San Miguel, que oscilaron entre 1.2 - 4.0 mm, 1.7 - 4.4 mm y 1 - 7 mm, respectivamente. Por lo anterior, se considera que el orden de magnitud de las dispersiones de las coordenadas geocéntricas obtenidas en esta investigación es aceptable.

**Cuadro 2.** Desviación estándar promedio para las coordenadas geocéntricas, provenientes del procesamiento con GIPSY-OASIS II.

Estación	X	Y	Z
	1 $\sigma$ (mm)	1 $\sigma$ (mm)	1 $\sigma$ (mm)
PATI	0.9	3.2	1.0
VMIG	0.7	2.4	0.7
RACH	0.9	3.7	1.1
LACA	1.8	3.8	1.1
SJOR	1.7	3.6	1.1
TANQ	1.0	3.6	1.1
BEMI	1.8	4.6	1.4
USUL	1.6	3.4	1.1

El cuadro 3 presenta la dispersión promedio que mostró la base de datos al realizar el cálculo de los promedios mensuales y promedios por campaña para cada estación de la red.

**Cuadro 3.** Dispersión promedio (1 $\sigma$ ) de los valores promedios mensuales y por campaña

Estación	X	Y	Z
	1 $\sigma$ (mm)	1 $\sigma$ (mm)	1 $\sigma$ (mm)
PATI	2.7	8.1	3.1
VMIG	4.9	12.1	3.3
RACH	5.4	12.7	3.7
LACA	9.3	9.9	4.6
SJOR	5.4	12.8	4.7
TANQ	2.8	8.2	3.7
BEMI	8.1	16.5	5.3
USUL	3.5	8.4	3.5

En general se observa que la componente Y, en todos los puntos de medición, es la que muestra mayor dispersión, con valores promedios que oscilan entre 8.1 mm y 16.5 mm.

La estación BEMI es el punto con mayores desviaciones respecto la media. Las estaciones SJOR

y LACA también presentan un comportamiento similar a BEMI. La estación PATI (con registro continuo) es la que muestra las menores dispersiones en las tres coordenadas geocéntricas.

Es claro que las campañas discretas mostraron mayores incertidumbres que las mediciones continuas.

### Campos de velocidades.

Los campos de velocidades en el sistema planimétrico local N, E, D, requirieron de la determinación de las velocidades absolutas  $V_x$ ,  $V_y$  y  $V_z$ , en el marco de referencia ITRF08. Estos vectores provienen de las pendientes del análisis de regresión lineal de los datos promedios mensuales y por campaña en función del tiempo, con un nivel de confianza del 95%.

Es importante indicar que al comparar el estadístico F con su respectivo F crítico, el 85% de las regresiones realizadas mostraron que la correlación entre las variables era estadísticamente significativa. Para el 15% restante, en ningún caso se verificó que la hipótesis nula era cierta para todas las componentes de una misma estación, es decir que la falta de correlación estadísticamente significativa se dio de forma aleatoria en casos aislados. Por tal razón, se considera que la regresión lineal, representa el fenómeno físico de forma aceptable.

El cuadro 4 muestra los valores de velocidad absoluta  $V_x$ ,  $V_y$  e  $V_z$  en el marco de referencia ITRF08.

Los vectores de velocidad absoluta  $V_n$ ,  $V_e$  y  $V_d$ , en el marco de referencia local Norte, Este y Abajo (N, E, D), obtenidos de la transformación de los vectores de velocidad  $V_x$ ,  $V_y$  y  $V_z$ , se presentan en el cuadro 5. También se presenta el vector de velocidad absoluto horizontal resultante ( $V_{abs\_h\_res}$ ) para cada sitio.

Las incertidumbres para la componente de velocidad vertical son mayores que las incertidumbres en las componentes horizontales, siendo congruente con lo planteado por Mao *et al.* (1999) y Dixon *et al.* (2000), citados por Staller (2014), referente al análisis de los errores en la estimación de velocidades para una

estación típica situada en América del Norte, en donde se espera este tipo de comportamiento. Las figuras 10 y 11 muestran gráficamente la distribución de los campos de velocidades absolutas, referidos al ITRF08.

**Cuadro 4.** Velocidades absolutas para las coordenadas geocéntricas X, Y, Z, en el marco ITRF08. El nivel de confianza del análisis de regresión fue del 95%

Estación	Vx (mm/año)	Vy (mm/año)	Vz (mm/año)
PATI	4.0 ±1.0	-1.9 ±2.6	6.5 ±1.4
VMIG	1.5 ±1.6	-2.0 ±4.0	4.0 ±0.8
RACH	0.2 ±2.7	-11.9 ±7.4	-1.0 ±2.4
LACA	-0.6 ±2.7	6.2 ±5.7	7.0 ±1.5
SJOR	4.1 ±1.7	1.9 ±5.7	-3.2 ±2.2
TANQ	3.1 ±0.6	6.8 ±2.3	9.6 ±1.4
BEMI	4.4 ±4.7	13.5 ±6.3	12.0 ±3.1
USUL	-4.3 ±0.8	0.3 ±1.0	-2.4 ±0.6

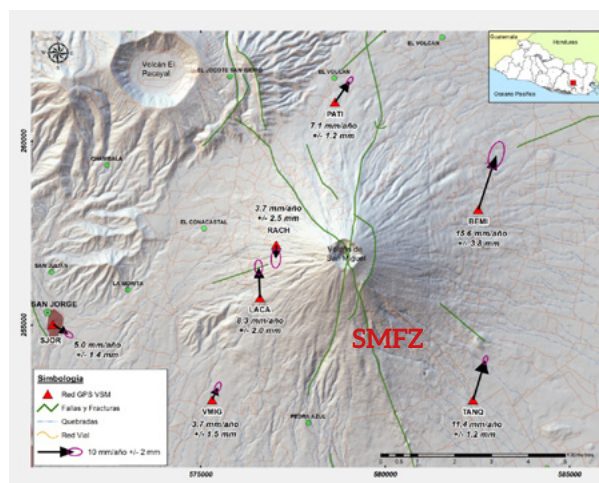
**Cuadro 5.** Vectores de velocidad absoluta en el sistema N, E, D, referidos al ITRF08

Estación	Vn (mm/año)	Ve (mm/año)	Vd (mm/año)	Vabs_h_res (mm/año)
PATI	5.8 ±1.4	4.0 ±1.0	-7.8 ±5.0	7.1 ±1.2
VMIG	3.4 ±1.2	1.5 ±1.7	-2.9 ±6.4	3.7 ±1.5
RACH	-3.7 ±2.2	-0.2 ±2.8	-11.3 ±12.5	3.7 ±2.5
LACA	8.3 ±1.0	-0.4 ±2.7	4.4 ±9.9	8.3 ±2.0
SJOR	-2.7 ±1.0	4.2 ±1.6	2.5 ±9.6	5.0 ±1.4
TANQ	10.9 ±1.5	3.3 ±0.6	4.3 ±4.3	11.4 ±1.2
BEMI	14.8 ±2.7	4.8 ±4.7	10.2 ±14.1	15.6 ±3.8
USUL	-2.2 ±0.8	-4.2 ±0.8	0.9 ±2.3	4.8 ±0.8

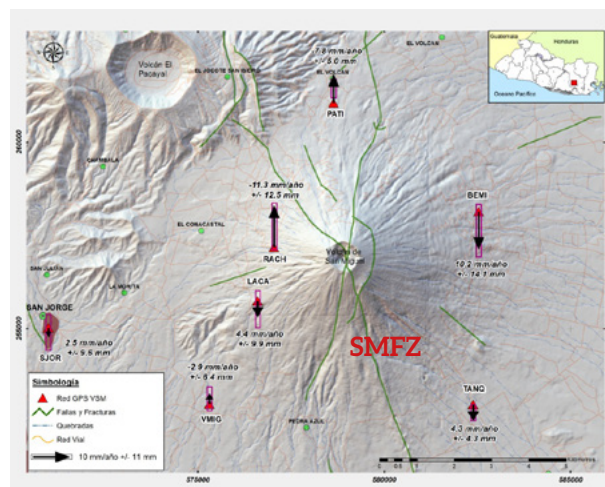
Comparativamente, las incertidumbres en la determinación de Vn, Ve y Vd, calculadas por Staller (2014), son menores que las de este estudio (inferiores a 1 mm/año), lo que podría deberse al menor tiempo de observación de este trabajo. En general, Staller (2014) observó los puntos de su red alrededor de 4.5 años, y el máximo tiempo de observación de este trabajo de investigación fue de 2.2 años.

Sin embargo, al comparar los campos de velocidades absolutas horizontales obtenidos, con los resultados

de Staller (2014), para la zona de San Miguel, se observa que tanto la magnitud como la dirección de los vectores son del mismo orden de magnitud.



**Figura 10.** Campo de velocidades absolutas horizontales resultantes ( $V_{abs\_h\_res}$ ) referidas al ITRF08. Proyección Cónica Conformal de Lambert, datum 1927.



**Figura 11.** Campo de velocidades absolutas verticales ( $V_d$ ) referidas al ITRF08. Proyección Cónica Conformal de Lambert, datum 1927.

En lo que respecta al campo de velocidades verticales, puede notarse claramente que las estaciones VMIG, RACH y PATI presentan una tendencia de deformación vertical que sugiere un comportamiento de inflación. La magnitud del vector vertical de VMIG (2.9 mm/año) es comparable en magnitud con el obtenido por Staller (2014) (2.8 mm/año), pero menor que los registrados por PATI y RACH (7.8 y 11.3 mm/año, respectivamente).

Este movimiento vertical en RACH y PATI sugieren que el sector nor-poniente del volcán podría estar experimentando un levantamiento del terreno, considerando que ambos sitios están separados tectónicamente por SMFZ, identificada por Schiek (2008) como la zona en donde se concentra la actividad del volcán de San Miguel. Este comportamiento es congruente con la ocurrencia de sismos en este sector después de la erupción de diciembre de 2013 (MARN 2014a).

Los campos de velocidad relativos a VMIG y USUL se presentan en los cuadros 6 y 7.  $V_{rel\_h\_n}$ ,  $V_{rel\_h\_e}$ , y  $V_{rel\_h\_res}$ , representan la magnitud de los vectores relativos horizontales en las direcciones Norte, Este y resultante, respectivamente. Su representación gráfica se muestra en las figuras 12 y 13.

Las velocidades relativas permiten inferir que el sector nor-poniente del volcán de San Miguel se encuentra experimentando un proceso de deformación a lo largo de SMFZ. Los vectores de velocidad relativa a VMIG para las estaciones RACH y PATI indican que probablemente existe un proceso de inyección magmática que está ejerciendo presiones en esta ladera del volcán. Ambos se dirigen en sentidos opuestos.

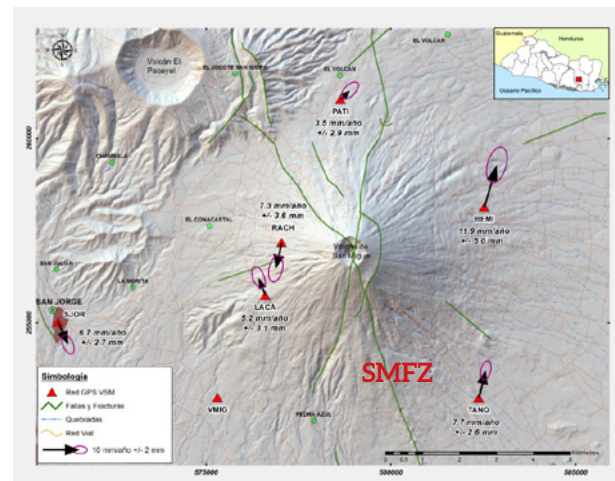
Referente a los vectores de velocidad relativa a USUL, y específicamente por el valor de su magnitud, se podría inferir que el sector sur del volcán es más estable que el sector norte. Este hecho es congruente con lo planteado por Bonforte *et al.* (2016).

**Cuadro 6.** Velocidades relativas a VMIG

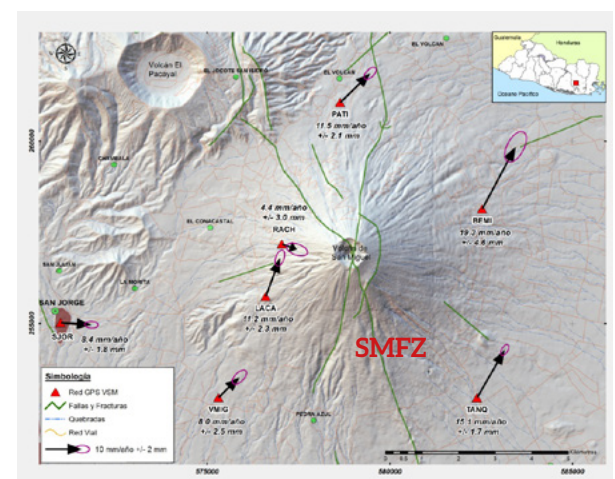
Estación	$V_{rel\_h\_n}$ (mm/año)	$V_{rel\_h\_e}$ (mm/año)	$V_{rel\_h\_res}$ (mm/año)
PATI	2.5±2.9	2.5±3.0	3.5±2.9
RACH	-7.1±3.1	-1.6±4.1	7.3±3.6
LACA	4.9±2.1	-1.9±3.8	5.2±3.1
SJOR	-6.1±2.2	2.7±3.2	6.7±2.7
TANQ	7.5±2.6	1.9±2.7	7.7±2.6
BEMI	11.4±3.6	3.4±6.1	11.9±5.0
USUL	-5.6±2.1	-5.7±2.8	8.0±2.5

**Cuadro 7.** Velocidades relativas a USUL

Estación	$V_{rel\_h\_n}$ (mm/año)	$V_{rel\_h\_e}$ (mm/año)	$V_{rel\_h\_res}$ (mm/año)
PATI	8.1±2.4	8.2±1.8	11.5±2.1
VMIG	5.6±2.1	5.7±2.8	8.0±2.5
RACH	-1.5±2.7	4.1±3.3	4.4±3.0
LACA	10.5±1.4	3.8±2.9	11.2±2.3
SJOR	-0.5±1.6	8.4±2.1	8.4±1.8
TANQ	13.1±2.0	7.6±1.2	15.1±1.7
BEMI	17.1±3.3	9.1±5.6	19.3±4.6



**Figura 12.** Campo de velocidades relativas VMIG. Proyección Cónica Conformal de Lambert, datum 1927.



**Figura 13.** Campo de velocidades relativas a USUL. Proyección Cónica Conformal de Lambert, datum 1927.

### Desplazamientos reducidos

Las variables analizadas corresponden a las coordenadas Norte (N), Este (E), y Altura Elipsoidal

(H). En el cuadro 8 se presenta el resumen del procesamiento de esta información, indicando la dispersión ( $1\sigma$ ) al obtener los valores promedios mensuales y por campaña.

**Cuadro 8.** Desviaciones estándar promedio provenientes del cálculo de los valores promedio y por campaña para los desplazamientos reducidos.

Estación	Dirección Norte (N)	Dirección Este (E)	Altura Elipsoidal (H)
	$1\sigma$ (mm)	$1\sigma$ (mm)	$1\sigma$ (mm)
PATI	2.2	2.7	8.4
VMIG	3.8	5.1	11.9
RACH	3.8	5.4	12.6
LACA	4.3	9.4	10.1
SJOR	3.2	5.4	13.4
TANQ	2.5	2.8	8.7
BEMI	5.2	7.8	16.4
USUL	2.5	3.5	8.8

La altura elipsoidal es la componente con mayor dispersión. Las incertidumbres promedio varían entre 8.4 mm y 16.4 mm. Asimismo, la estación BEMI presenta las mayores desviaciones con respecto a la media en las tres componentes.

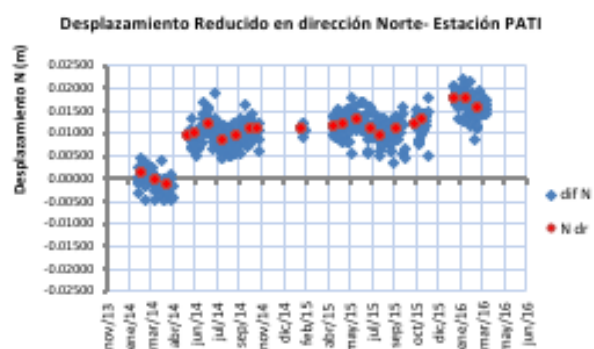
Las menores desviaciones estándar promedio se observan en la componente Norte, le sigue la componente Este; y la altura elipsoidal es la que muestra los mayores valores. Este comportamiento es congruente con lo observado en la estimación de los errores en el cálculo de la velocidad en estas latitudes para las componentes Norte, Este y Vertical.

En general, se considera que la dispersión de los datos promedios es aceptable. La componente Norte mostró desviaciones promedio comprendidas entre 2.2 mm y 5.2 mm; y la componente Este osciló entre 2.7 mm y 5.4 mm, exceptuando los casos de LACA y BEMI con valores de 9.4 mm y 7.8 mm respectivamente. Comparativamente, Bonforte *et al.* (2016) obtuvo precisiones del orden de 2-3 mm para las componentes horizontales.

El resultado más notable de este análisis se observa en la estación PATI, en donde se verificó una deformación permanente en la dirección Norte, la

cual probablemente inició con el episodio eruptivo del 12 de abril de 2014, y alcanzó 10 mm de forma sostenida durante más de 20 meses, hasta que sufrió otro incremento de aproximadamente 5 mm, desde el mes de diciembre de 2015 y hasta la erupción del 12 de enero de 2016. Este mismo comportamiento se observa a partir de finales de marzo (figura 14).

Esto ratifica los resultados observados en los campos de velocidad vertical y relativos valorados anteriormente, indicando que existe un proceso lento, pero continuo de inyección magmática.



**Figura 14.** Comportamiento diario (azul) y promedio (rojo) para el desplazamiento reducido en el componente N. Estación PATI. Nótese la deformación permanente hacia el Norte indicando una probable inflación de este sector.

El resto de estaciones de la red muestran, en las diferentes componentes, ciclos alternos de probables deflaciones-inflaciones que han oscilado entre 5 y 20 mm, los cuales podrían obedecer a los diferentes episodios eruptivos sucedidos desde diciembre de 2013 hasta la fecha. No es posible establecer con certeza el inicio de estos ciclos dado el carácter de las mediciones realizadas. Sin embargo, este mismo comportamiento fue observado por Bonforte *et al.* (2016) durante el análisis de la campaña realizada de enero a abril de 2014.

## COMPARACIÓN CON OTRAS TÉCNICAS DE MONITOREO

Los resultados de la medición de deformación fueron comparados con otras técnicas de monitoreo implementadas por el MARN y la UES en la zona del volcán de San Miguel, con el propósito de determinar

si existe o no algún nivel correlación entre ellas.

Los parámetros comparados son los siguientes:

1. Deformación reducida en la componente Norte de la estación PATI (Finca Santa Isabel), ya que mostró un cambio significativo a lo largo del periodo de observación.
2. Nivel de vibración diaria del volcán expresado a través de la medición de la amplitud sísmica en tiempo real (RSAM), y que comprende los datos desde diciembre de 2013 hasta marzo de 2016.
3. Flujo de Dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>).
4. Ocurrencia de erupciones registradas desde diciembre de 2013 hasta marzo de 2016.
5. Flujo de Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>), medido en un perfil localizado en la Finca Santa Isabel, desde enero hasta diciembre de 2015.
6. Sismicidad registrada en el volcán de San Miguel por la red de estaciones del MARN, desde enero de 2013 hasta mayo de 2016.

Se realizó un análisis de ANOVA a los diferentes grupos muestrales, con el objeto de determinar si existía o no algún grado de correlación. Los resultados indicaron que los grupos son significativamente diferentes y no existe una correlación estadística significativa.

Sin embargo, y a pesar de la complejidad del fenómeno volcánico, cualitativamente si se puede inferir algún nivel de correlación entre los parámetros de monitoreo. Los resultados de las comparaciones se muestran en las figuras 15 y 16.

Durante el periodo intenso de erupciones entre abril y julio de 2014, se verificó el mayor cambio en deformación para esta zona del volcán (+10 mm sobre la línea de cero), la cual se mantuvo sostenida aproximadamente por 20 meses. Durante la máxima concentración de CO<sub>2</sub> verificada entre los meses de septiembre y octubre de 2015, se comenzó a verificar el último cambio significativo de deformación, que

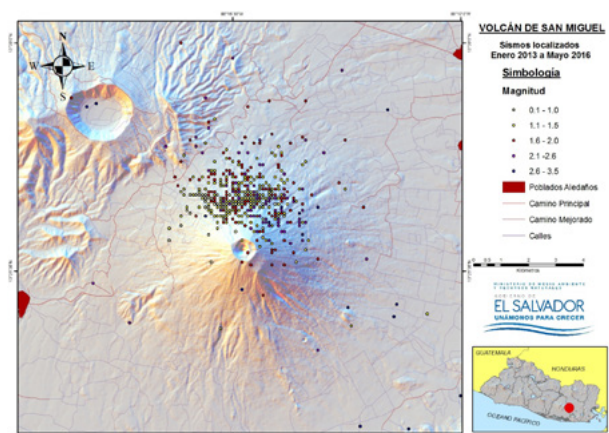
tuvo una magnitud de 5 mm que culminó con la erupción del 12 de enero de 2016.

En total se ha registrado una deformación positiva de 15 mm. Probablemente este comportamiento obedece a un proceso lento pero continuo de inyección magmática.

En general, los episodios eruptivos relevantes posteriores al 29 de diciembre de 2013 han ocurrido cuando los niveles de vibración han sido superiores a 400 unidades RSAM en promedio/día. Asimismo, el flujo de SO<sub>2</sub> registrado antes de estos eventos ha sido superior a las 1500 ton/día.

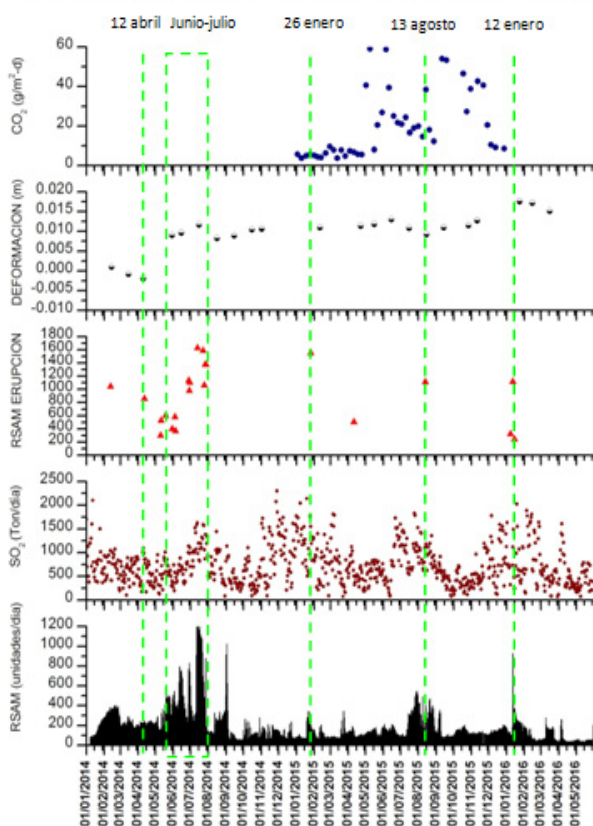
En resumen, después del proceso eruptivo iniciado en diciembre de 2013, ha existido una relación entre los diferentes parámetros de monitoreo, lo que indica que se han generado al menos dos procesos importantes de inyección magmática en el sistema volcánico.

La sismicidad registrada en el volcán de San Miguel, desde enero de 2013 hasta mayo de 2016, muestra que los epicentros se han concentrado en el sector Norte del volcán, siendo congruente con las anomalías registradas en deformación y concentraciones de CO<sub>2</sub>. Este comportamiento permite inferir que la mayor peligrosidad del volcán ante futuros episodios eruptivos es más probable en este flanco del volcán.



**Figura 15.** Sismicidad registrada en el volcán de San Miguel, desde enero de 2013 hasta mayo de 2016. Los epicentros se han concentrado en el sector Norte del volcán, siendo congruente con la anomalía registrada en la deformación

**Gráfico consolidado de técnicas de monitoreo en VSM**



**Figura 16.** Consolidado de todas las técnicas de monitoreo comparadas. Las líneas punteadas muestran los eventos eruptivos relevantes después del 29 de diciembre de 2013.

## CONCLUSIONES

La falla que atraviesa el volcán de San Miguel en dirección Norte-Sur, identificada como SMFZ es el elemento geológico más importante del volcán de San Miguel, en donde se concentra la actividad principal de dicho volcán. Existe un movimiento de fluidos al interior del volcán que genera que las estaciones PATI y RACH, ubicadas a ambos lados de SMFZ, se dirijan en sentidos opuestos. Este hecho se ratifica al observar el comportamiento de los vectores verticales en los mismos sitios, ya que se confirma una deformación dirigida desde el interior del volcán hacia su superficie.

El lado Norte de SMFZ es más inestable que el lado sur, ya que el promedio de la magnitud de los vectores de uno con respecto al otro es excedido en más del 80%, de acuerdo con lo observado en el campo de

velocidades relativo a USUL. El sector Norte de SMFZ parece ser más sensible a la dinámica interna del volcán.

El análisis de deformación evidencia que han ocurrido al menos dos instantes significativos de probable inyección magmática en el sistema volcánico, que se evidenciaron en la deformación permanente observada en la componente Norte de la estación PATI. El orden de magnitud de las deformaciones del terreno en el volcán de San Miguel es pequeño debido al estilo eruptivo tipo estromboliano mostrado hasta la fecha por dicho volcán. En tal sentido, para futuros procesos eruptivos (similares a los observados), no deberían esperarse grandes deformaciones en el terreno.

Todas las técnicas de monitoreo empleadas muestran concordancia con relación a los parámetros medidos durante este periodo, e indica que el sector norte del volcán es el que representa actualmente una mayor amenaza.

En tal sentido, el flanco Norte del volcán es la zona de mayor riesgo volcánico, en donde pudiera ocurrir una erupción lateral de mayor intensidad que las observadas hasta la fecha.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración prestada por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, ya que sin su apoyo logístico no hubiese sido posible desarrollar las jornadas de campo y procesamiento de datos. Asimismo, fue invaluable el apoyo en cuanto al acceso de información histórica y herramientas para el procesamiento de la misma. Un especial reconocimiento al grupo del MARN integrado por Celina Kattan, Manuel Díaz, Eduardo Gutiérrez, Francisco Montalvo, Rodolfo Castro, Mario Reyes, Manuel Calderón, Luis Calderón, pero con especial atención a Cecilia Polío y Luis Mixco, quienes dedicaron mucho empeño a apoyar diferentes etapas de este proceso.

Se hace extensivo el agradecimiento a la Universidad

de Palermo (UNIPA, Italia), cuyo apoyo docente, administrativo y financiero permitió el desarrollo de la maestría en Evaluación de Peligrosidades Naturales en la Universidad de El Salvador.

De igual forma, se extiende este reconocimiento a la Agencia Italiana de Cooperación para el Desarrollo representada por el INGV, ya que su esfuerzo durante los primeros meses del 2014, referidos al establecimiento de la red de control y de la transferencia de conocimiento, favoreció la continuidad de este tipo de investigaciones.

A los tutores externos, Dr. Charles DeMets y Dr. Attilio Sulli, cuyos comentarios y sugerencias enriquecieron el contenido del trabajo.

Finalmente, al Grupo de Investigación en Vulcanología de la Universidad de El Salvador (GIV-UES), quienes proporcionaron datos e información y sugerencias para el desarrollo del mismo.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alparone, S; Bonaccorso, A; Bonforte, A; Currenti, G. 2013. Long-term stress-strain analysis of volcano flank instability: The eastern sector of Etna from 1980 to 2012: LONG-TERM STRAIN OF ETNA UNSTABLE FLANK. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118(9): 5098-5108.
- Altamimi, Z; Métivier, L; Collilieux, X. 2012. ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research* 117(B7).
- Alvarado, D; DeMets, C; Tikoff, B; Hernandez, D; Wawrzyniec, TF; Pullinger, C; Mattioli, G; Turner, HL; Rodriguez, M; Correa-Mora, F. 2011. Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere* 3(1): 3-21.
- Benito, B; Hasbun, P; Cepeda, J; Hernández, D; Pullinger, C; Marroquín, G; Martínez-Díaz, J. 2005. Caracterización del Movimiento del suelo y sus efectos en la infraestructura durante los terremotos del 2001, El Salvador. UPM-UCA-SNET San Salvador. SV. 73 p.
- Bernardino, L; Galán, S. 2010. Determinación de deformaciones asociadas a la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) a partir de observaciones GPS. Proyecto de fin de carrera. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, ES. 219 p.
- Bonaccorso, A; Bonforte, A; Gambino, S; Mattia, M; Guglielmino, F; Puglisi, G; Boschi, E. 2009. Insight on recent Stromboli eruption inferred from terrestrial and satellite ground deformation measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182(3-4): 172-181.
- Bonforte, A; Puglisi, G. 2006. Dynamics of the eastern flank of Mt. Etna volcano (Italy) investigated by a dense GPS network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153(3-4): 357-369.
- Bonforte, A; Hernandez, D; Gutiérrez, E; Handal, L; Polío, C; Rapisarda, S; Scarlato, P. 2016. The unrest of S. Miguel volcano (El Salvador, CA): installation of the monitoring network and observed volcano-tectonic ground deformation. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* 3(10): 6117-6148.
- Correa-Mora, F; DeMets, C; Alvarado, D; Turner, HL; Mattioli, G; Hernandez, D; Pullinger, C; Rodriguez, M; Tenorio, C. 2009. GPS-derived coupling estimates for the Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. *Geophysical Journal International* 179(3): 1279-1291.
- Dalda-Murón, A; González-Matesanz, F; Cano, M; Sánchez-Sobrino, J; Valdés, M. 2008. Memorias del Curso Avanzado de Posicionamiento por Satélite. Madrid, ES.
- DeMets, C. 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysics Research Letters* 28: 4.
- DeMets, C. 2014. Recomendación sobre estilo de procesamiento de datos de GPS (correo electrónico del 20 de marzo de 2014). Madison, US.
- DeMets, C. 2015. Curso de procesamiento de datos de GPS realizado del 14 al 16 de enero de 2015 (consultas personales realizadas entre sesiones de trabajo). San Salvador, SV, Universidad

- Centroamericana “José Simeón Cañas”.
- Escobar, D; Ferres, D; Pullinger, C; Delgado, H; Farraz, I; Alatorre, M; Hurst, A. 2004. Memoria Técnica de los Mapas de Escenarios de Amenaza Volcánica. Volcán de San Miguel o Chaparrastique (en línea). Consultado 20 de mayo de 2014. Disponible en <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/memorias/mtVSM.htm>.
- Fernandes, RMS; Miranda, JM; Meijninger, BML; Bos, MS; Noomen, R; Bastos, L; Ambrosius, BAC; Riva, REM. 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International* 169(1): 315-324.
- Google. 2014. Image Landsat. US Dept of State Geographer. Data SIO, NOAA, US Navy, NGA, GEBCO.
- Graham, SE; DeMets, C; DeShon, HR; Rogers, R; Maradiaga, MR; Strauch, W; Wiese, K; Hernandez, D. 2012. GPS and seismic constraints on the M = 7.3 2009 Swan Islands earthquake: implications for stress changes along the Motagua fault and other nearby faults: M = 7.3 Swan Islands fault earthquake. *Geophysical Journal International* 190(3): 1625-1639.
- Hernández-Rey, R. 2012. Análisis de deformaciones tectónicas geodésicas asociadas a la zona de falla de El Salvador: contribución a los estudios de riesgo sísmico. Máster en Geología Ambiental y Recursos Geológicos. Madrid, ES, Universidad Complutense de Madrid. 55 p.
- Hofmann-Wellenhof, B; Lichtenegger, H; Collins, J. 2001. *Global Positioning System Theory and Practice*. Vienna, Springer Vienna : Imprint : Springer. 382p.
- JPL (Jet Propulsion Laboratory-NASA, US). 2014. Servicio Automático de Posicionamiento Preciso del Sistema Diferencial Global GPS usando GIPSY 6.3 (en línea). Consultado el 8 de mayo de 2014. Disponible en <http://apps.gdgps.net/>.
- Kriswati, E; Kuncoro, H; Meilano. 2015. Low rate of Sinabung deformation inferred by GPS measurement (2015, s.l.). Ed., I. s.l., 050007 p.
- Lechner, H. 2010. Differential GPS as a Monitoring Tool on Volcano Santa Ana (Illumatepec) and the Coatepeque Caldera, El Salvador. Degree of Master of Science in Geology. Michigan, US, Michigan Technological University. 92 p.
- Lipman, P; Moore, J; Swanson, D. 1981. Bulging of the north flank before the May 18 eruption—geodetic data. *US Geol Surv Prof Paper* 1250:143-156 (en línea). Consultado 3 de octubre de 2016. Disponible en <https://books.google.com.sv/books?id=BCksAQAAIAAJ&dq=Volcanic%20deformation%20at%20mount%20st%20helens&pg=PA157#v=onepage&q=Volcanic%20deformation%20at%20mount%20st%20helens-&f=false>
- MARN. 2014a. Erupción del volcán de San Miguel (29 diciembre de 2013) y su evolución posterior hasta el 13 de febrero de 2014. Informe Interno. San Salvador, SV. 16 p.
- MARN. 2014b. Cronología de Erupciones Volcán de San Miguel (en línea). Consultado 20 de mayo de 2014. Disponible en [http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/monitoreo/historial+eruptivo/?id\\_volcan=7](http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/monitoreo/historial+eruptivo/?id_volcan=7).
- MARN. 2016. Volcán Chaparrastique: Informe Especial No 2- Erupción del 12 de enero de 2016. San Salvador, SV. 2 p.
- Matsushima, T; Takagi, A. 2000. GPS and EDM monitoring of Unzen volcano ground deformation. *Earth, Planets and Space* 52(11): 1015-1018.
- Misión Geológica Alemana. ed. 1974. Mapa Geológico de la República de El Salvador. Hannover. 1:100000
- Martínez-Díaz, JJ; Álvarez-Gómez, JA; Benito, B; Hernández, D. 2004. Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology* 32(1): 65.
- Puglisi, G; Bonforte, A. 2004. Dynamics of Mount Etna Volcano inferred from static and kinematic GPS measurements: DYNAMICS OF MOUNT ETNA INFERRED FROM GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109(B11).
- Rodríguez, M; DeMets, C; Rogers, R; Tenorio, C; Hernandez, D. 2009. A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophysical Journal International* 178(3): 1733-1754.
- Schiek, C. 2008. Characterizing the Deformation of Reservoirs Using Radar Interferometry, Gravity, and Seismic Analyses. Degree of Doctor of Philosophy. El Paso, Texas, US, The University of Texas at El Paso. 87 p.
- Staller, A. 2014. Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica)

mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sísmológicos. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, ES. 222 p.

Trimble Inc. 2015. Software Convert to RINEX para el tratamiento de datos crudos de GPS (en línea). Consultado el 10 de febrero de 2015. Disponible en <http://www.trimble.com>

UNAVCO (University NAVSTAR Consortium, US). 2015. Software TEQC para procesamiento de datos de GPS. Consultado el 10 de febrero de 2015. Disponible en [http://www.unavco.org/software/data-processing/teqc/tutorial/tutorial.html#sec\\_11](http://www.unavco.org/software/data-processing/teqc/tutorial/tutorial.html#sec_11).

Zumberge, JF; Heflin, MB; Jefferson, DC; Watkins, MM; Webb, FH. 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102(B3): 5005-5017.