

Sesión Regular

VULCANOLOGÍA

Organizadores:

José Luis Macías

Ricardo Saucedo

Marie Noelle Guilbaud

Sergio Rodríguez Elizarraras

VUL-1

LA ACTIVIDAD RECIENTE DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL... ¿QUÉ PODEMOS ESPERAR?

De la Cruz Reyna Servando
 Instituto de Geofísica, UNAM
 sdelaacr@geofisica.unam.mx

El volcán Popocatepetl inició un episodio de actividad en diciembre de 1994, que continúa hasta el presente. El pronóstico de cuál será la evolución de esa actividad hacia el futuro representa un reto que puede ser abordado en diferentes escalas de tiempo. En el largo plazo, es necesario aplicar criterios estadísticos que permitan determinar al comportamiento más probable del volcán en la escala de años a décadas. Bajo el supuesto de que la actividad futura será en alguna forma compleja un reflejo de la actividad pasada, es posible obtener probabilidades para cada uno de los escenarios eruptivos posibles. La calidad de esas estadísticas depende en gran medida de la cantidad, calidad y precisión de los datos de campo que permiten reconstruir la historia eruptiva. Las medidas de reducción del riesgo en esta escala de tiempo corresponden principalmente a la definición de criterios de uso del suelo. En el mediano plazo, el pronóstico del desarrollo de la actividad en la escala de semanas a meses se basa en la interpretación, también de carácter principalmente estadístico, de los datos de monitoreo volcánico. Uno de los problemas centrales en este campo es la definición de criterios de aceptación del riesgo que permitan la toma de decisiones de protección a la población sobre esa escala de tiempo. En el corto plazo, de horas a días es necesario contar con modelos y metodologías deterministas que permitan interpretar los datos del monitoreo volcánico en forma de predicciones precisas y confiables de eventos eruptivos específicos y sus impactos. Uno de los problemas de mayor interés en este aspecto es la relación entre la confiabilidad de la predicción y el tiempo disponible para la toma de decisiones y la aplicación de medidas preventivas. Se presentan aquí algunas generalidades sobre el estado de avance en cada uno de estos tres aspectos.

VUL-2

MEDIDAS GEOFÍSICAS 2011-2012 EN EL FLANCO SURESTE DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Victoriano Dionicio Juan Carlos, Bañuelos Mendoza Rosa Lidia, Monsalvo Uribe Lizette, Elizalde Toledo Scherezada Esther, López Mendoza Ana Laura y Salazar Peña Leobardo
 Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, IPN
 geojc_23@hotmail.com

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los desastres naturales más temidos, responsables de grandes pérdidas económicas y de vidas humanas debido a los efectos cataclísmicos. Mucha gente piensa que las erupciones volcánicas son fenómenos que ocurren solo en lugares distantes y remotos.

En este trabajo se llevaron a cabo medidas magnéticas, gravimétricas y registro sísmico. Las medidas magnéticas y gravimétricas se han realizado desde el año 2011 y han continuado durante este año 2012. Estas medidas se utilizan por un lado, para comparar los perfiles obtenidos en cada año y cuantificar o acotar sus variaciones, o pueden interpretarse para deducir la estructura interna del volcán, particularmente en el flanco sureste. Todo lo anterior en las cercanías del poblado San Pedro Benito Juárez.

El registro sísmico a partir de una estación establecida temporalmente, busca analizar las diferentes variaciones de la actividad sísmica del volcán tras la reactivación del Volcán en este año 2012. Para este ejercicio es de interés el origen de los eventos sísmicos que pudieran ubicarse en el enjambre de sismicidad debajo del cráter o en su caso, en el enjambre de sismicidad debajo del flanco sureste.

Se destaca la necesidad de mantener un monitoreo continuo de la actividad sísmica del volcán en el flanco sureste, para entender si su comportamiento es estable o si representa el preámbulo de un comportamiento de tipo eruptivo en esta zona sureste.

VUL-3

ESTUDIOS SÍSMICOS PRELIMINARES EN EL VOLCÁN CEBORUCO

Escudero Ayala Christian Rene¹, Cornú Núñez Francisco Javier²,
 Ochoa Chávez Juan Alejandro² y Robles Castillo Francisco Javier²

¹Centro de Sismología y Vulcanología de Occidente, SISVOC, UDG

²Centro Universitario de la Costa, UDG

escudero.sisvoc@gmail.com

Muchas sociedades y sus economías enfrentan desastrosas consecuencias de erupciones volcánicas destructivas. El estratovolcán Ceboruco está localizado en el occidente del cinturón volcánico mexicano a 21.125o N, 76 km de la costa del pacífico y con una altitud de 2,280 metros sobre el nivel del mar. Este volcán tiene una recurrencia eruptiva de 200 años y su última actividad fue en 1875. Este peligro natural puede afectar más de ocho comunidades

e importantes vías de comunicación. El conocimiento científico constituye la única forma de evitar o al menos mitigar los efectos negativos de un eventual evento eruptivo, de tal forma el objetivo principal de este proyecto es monitorear y analizar los efectos del potencial destructivo del volcán Ceboruco. Estudios sísmicos empezaron en 2003 con la instalación de una estación MARSlite equipada con un sensor LE3d (1Hz). Esta estación trabajo hasta 2009 y permitió identificar y caracterizar la actividad sísmica asociada al volcán. En marzo de 2012 se instalaron cuatro estaciones sísmicas, cada una incluye un sistema de adquisición de datos TAURUS de Nanometrics y un sensor Lennartz 3D lite. Las baterías son cambiadas y los datos recuperados mensualmente. Estos datos son utilizados para establecer la actividad sísmica promedio, también se pretende corroborar estudios previos que muestran cuatro familias de eventos sísmicos, además se pretenden hacer localizaciones de dichos eventos.

VUL-4

SISMICIDAD EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE LAS TRES VIRGENES, B. C. S.

Soto Peredo Jorge y Lorenzo Pulido Cecilia Dolores
 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos/Subgerencia de Estudios, CFE
 jorge.soto04@cfе.gob.mx

El monitoreo de la actividad microsísmica pasiva en el Campo Geotérmico de Las Tres Virgenes, B. C. S., tiene como propósito identificar zonas fracturadas o permeables en el subsuelo, que puedan estar relacionadas con el yacimiento geotérmico. Estas zonas pueden manifestarse propiamente debido a la ocurrencia de eventos sísmicos muy pequeños, denominados microsismos, los cuales se originan debido al movimiento de los fluidos geotérmicos o la reactivación de sistemas de fallas preexistentes.

En el Campo Geotérmico de Las Tres Virgenes, se han instalado redes sísmicas en diferentes periodos de tiempo, lo que ha permitido, mediante el análisis de los datos sísmicos registrados, poder relacionar la microsismicidad con un sistema hidrotermal de alta temperatura, teniendo como referencia la geología del subsuelo proporcionada por los pozos.

Esta actividad microsísmica, sugiere en general, que pudiera estar relacionada con sistemas de fallas activas y/o con el movimiento de fluidos dentro del yacimiento geotérmico.

Las configuraciones de la sismicidad; parecen sugerir la presencia de la fuente de calor del sistema geotérmico, asociado probablemente a la cámara volcánica del complejo volcánico de Las Tres Virgenes. Ubicada probablemente por debajo de los 5500 mbnm, asociada a una brecha de eventos sísmicos. La sismicidad registrada a la actualidad podría estar relacionada con los sistemas estructurales activos de la zona, así como al sistema geotérmico actualmente en explotación.

EL monitoreo de la sismicidad pasiva en el Campo Geotérmico de Las Tres Virgenes es importante para el aprovechamiento del recurso geotérmico, así como para la vigilancia del complejo volcánico.

VUL-5

SURFACE WAVES CALCULATED FROM SEISMIC NOISE AND VERY SHALLOW SEISMICITY OF THE LASTARRIA VOLCANIC ANOMALY, CHILE

Spica Zack¹, Legrand Denis¹, Iglesias Mendoza Arturo¹, Dahm Torsten²,
 Walter Thomas², Heimann Sebastian², Froger Jean-Luc³ y Rémy D.

¹UNAM

²Deutsches GeoForschungsZentrum

³Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

zacksfica@gmail.com

Several 1D velocity tomographies below the Lazufre deformation anomaly (northern Andes, Chile), including the Lastarria volcano, have been performed using cross-correlation of the ambient seismic noise between pairs of Broad Band seismological stations for two months of data. We retrieve the Green's functions (i.e the elastic properties of the medium) between each pair of stations, after pre-processing the seismic ambient noise. The corresponding signals are then cross-correlated and in favorable cases, Green's functions can be retrieved after only one hour of recordings while in less favorable cases, they appear after approximately one day. The main waves that are extracted are surface waves and corresponding dispersion curves are computed using the multiple filter technique. Results show enough energy at periods between 0.5 s and 60 s. Finally these dispersion curves are inverted in order to obtain velocity models. These models may help us to interpret the very shallow earthquake's swarms located at the top of the Lastarria anomaly.

VUL-6

VOLCÁN DE FUEGO (COLIMA): REVISIÓN DE DATOS PARA EVALUAR LA POSIBILIDAD DE UN FUTURO COLAPSO DEL SECTOR SW

Borselli Lorenzo y Sarocchi Damiano
Instituto de Geología, UASLP
 lborselli@gmail.com

Una técnica desarrollada recientemente hacia el análisis aplicado a los estratovolcanes por Borselli et al., (2011) y Borselli y Sarocchi (2012), ofrece nuevas perspectivas para la evaluación del grado de inestabilidad del colapso en los flancos de los edificios volcánicos.

La nueva técnica combina tres metodologías: 1) análisis de la relación masa/volumen del déficit en la estructura del volcán, en la cual se hizo uso del nuevo software VOLCANOFIT 2.0 (Borselli et al., 2011); 2) estabilidad de taludes por medio del análisis de equilibrio límite (LEM) en múltiples sectores en el volcán con SSAP 4.0 (software de análisis de estabilidad de taludes, Borselli, 2012) que considera la sobrepresión interna del fluido, la disipación (Borselli et al., 2011) y los criterios de roca de alta resistencia (Hoek et al., 2002); 3) el análisis estadístico de las fechas de los colapsos del sector ocurridos en los últimos 10.000 BP, determinados por los métodos llamados de "aritmética estocástica" (Vignes, 1993).

Estas técnicas aplicadas al Volcán de Colima indican al cuadrante SW como el sector potencialmente más inestable del edificio, en una amplia gama de escenarios. El intervalo de recurrencia de los eventos más importantes de los colapsos de los últimos 10.000 BP años, el cálculo usando el enfoque estocástico, da como resultado un intervalo de recurrencia media de 2,698 años, con un margen de incertidumbre de 180 años. El análisis anterior (Borselli et al., 2011; Borselli y Sarocchi, 2012) genera una probabilidad de colapso del sector en el intervalo entre -110 años y +345 años en comparación con la fecha actual. Esto genera una serie de escenarios que van desde optimistas, considerando un colapso en los próximos 345 años, a pesimista, derivado del retardo -110 años en comparación con la fecha actual. Sin embargo debido a nuevos fechamientos más precisos de los depósitos de avalanchas existentes (Cortes et al., 2010) es posible obtener una evaluación con una sensible reducción de incertidumbre y así obtener una evaluación más precisa del nivel de peligro debido al colapso de edificio. El nuevo enfoque propuesto puede ser aplicado a cualquier estratovolcán para la evaluación del colapso potencial de algún sector de éstos.

VUL-7

MEDICIÓN E INTERPRETACIÓN DE EMISIONES DE GAS DIFUSO EN VOLCANES ACTIVOS Y ESTRUCTURAS TECTÓNICAS ASOCIADAS: EL CASO DE LOS VOLCANES ESTRÓMBOLI Y FUEGO DE COLIMA

Jácome Paz Mariana Patricia¹, Inguaggiato Salvatore² y Delgado Granados Hugo¹

¹*Instituto de Geofísica, UNAM*

²*Sesión de Palermo, INGV, Italia*
 mapajapaz@hotmail.com

Se presenta el estudio de las emisiones difusas de CO₂ y H₂S de dos volcanes: Estrómboli (Islas Eolias, Italia) y Volcán de Fuego de Colima (México), para el cual se aplicó la técnica de medición basada en el principio de cámara de acumulación. Se midieron emisiones difusas de CO₂ y H₂S (g m⁻² d⁻¹) en un volcán ampliamente monitoreado, como lo es el volcán Estrómboli, donde se reconocieron las magnitudes de los flujos de CO₂ anómalos y ordinarios y se obtuvieron valores para el H₂S como parte de una primera exploración con este gas. Como parte final del trabajo se hicieron mediciones de emisiones difusas de CO₂ y H₂S en las faldas del volcán de Fuego de Colima con el fin de encontrar una zona de desgasificación anómala y confirmar la actividad de la falla Tamazula.

En Estrómboli se obtuvo un valor promedio de 117.9 ± 3.50 g m⁻² d⁻¹ para el flujo de CO₂, valores mínimos menores a 1 g m⁻² d⁻¹ y un valor máximo de 5050 ± 150 g m⁻² d⁻¹ cerca del campo fumarólico en la cima del volcán. Para el flujo de H₂S se obtuvo un valor promedio de 0.0046 ± 0.00030 g m⁻² d⁻¹, valores mínimo alrededor de 0.0001 g m⁻² d⁻¹ y un valor máximo de 0.025 ± 0.0125 g m⁻² d⁻¹.

En el parte suroeste del Volcán de Fuego de Colima se obtuvieron flujos bajos de CO₂ con un valor promedio de 15.7 ± 0.5 g m⁻² d⁻¹ para el flujo de CO₂, valores mínimos menores a 1 g m⁻² d⁻¹ y un valor máximo de 640 ± 32 g m⁻² d⁻¹ en el área de Barranca La Lumbre, cerca de un manantial termal. Para el flujo de H₂S se obtuvo un valor promedio de 0.00619 ± 0.00030 g m⁻² d⁻¹, valores mínimos de 0.0001 g m⁻² d⁻¹ y un valor máximo de 0.28 ± 0.014 g m⁻² d⁻¹. No se encontraron las anomalías de emisión de gas en la zona supuesta de la falla Tamazula.

Se presentan interpretaciones de los resultados obtenidos.

VUL-8

DATACIÓN DE CONOS CINERÍTICOS DEL CUATERNARIO EN EL CAMPO VOLCÁNICO LA OLIVINA, CAMARGO, CHIHUAHUA

Gallegos Aragón Martha Ivette y Espejel García Vanessa V.
Ingeniería Geológica, UACH
 marthitaiga@gmail.com

El campo volcánico La Olivina (CVO) ubicado en la porción sureste del estado de Chihuahua dentro del municipio de Camargo forma parte de la provincia Fisiográfica de Sierras y Cuencas. Compuesto por derrames y aproximadamente 300 conos cineríticos de composición basáltica de edad Terciaria, se le asigna un rango de edad que oscila entre los 4.5 y 0.09 M.a. utilizando el método 40Ar/39Ar. Estudios preliminares en conos cineríticos relativamente jóvenes en localidades con tasas de erosión bajas, han demostrado una relación entre el ángulo de pendiente y la edad de los conos; dicha relación es utilizada como un método alternativo para datación.

Utilizando el software Global Mapper, modelos de elevación digital (DEMs) y mapas topográficos digitales se midieron 30 conos del CVO. En cada cono se llevaron a cabo 6 mediciones equivalentes cada una de ellas a un perfil topográfico del cual se obtuvieron diámetro y alturas que fueron promediados; aplicando la fórmula $\theta = \tan^{-1}(h/r)$ se calcularon las pendientes con rangos entre los 4 y 15 grados que corresponden a edades entre los 215 y 82 ka. Las edades calculadas coinciden con las dataciones llevadas a cabo con métodos de isótopos radioactivos. Posteriormente se pretende continuar con la medición de conos en el CVO con la finalidad no sólo de darle mayor validez a la técnica, sino también determinar el error generado al utilizar métodos digitales.

VUL-9

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS VOLCANES EN LA REGIÓN DE TACÁMBARO, MICHOACÁN

Guilbaud Marie-Noëlle, Siebe Claus y Salinas Salinas Sergio
Instituto de Geofísica, UNAM
 m.guilbaud@geofisica.unam.mx

La región de Tacámbaro en el estado de Michoacán se caracteriza por una intensa actividad volcánica de tipo monogenético en el Cuaternario con un mínimo de 13 erupciones en el Holoceno. Aquí presentamos los primeros resultados del análisis geoquímico (elementos mayores, menores y trazas; isótopos Sr, Nd, Pb) de los productos volcánicos en esta zona. Las rocas cubren un amplio rango de composición, desde basaltos hasta dacitas, con afinidad mayoritariamente calco-alcalina, aunque también existen rocas alcalinas. En el Cuaternario, dominan las composiciones basalto-andesíticas a andesíticas de tendencia calco-alcalina. Basaltos, dacitas, shoshonitas y otras rocas ricas en álcalis son escasas. Petrográficamente, las rocas son típicamente pobres en fenocristales, los cuales constan de olivinos, pyroxenos y/o plagioclasas. Microlitos de plagioclasa dominan en la matriz. Algunos productos contienen homblendas y la flogopita ocurre abundantemente en las lavas de un sólo volcán. Estos datos se suman a un extenso trabajo previo de cartografía y fechamiento radiométrico de más de 100 volcanes, lo que permitirá descubrir patrones de distribución geográfica, tasas de emisión y su variación temporal, así como debatir los procesos que controlan la petrogénesis de los magmas en esta zona.

VUL-10

ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO PRIETO, B.C.N.

García Sánchez Laura¹, Macías Vázquez José Luis², Arce Saldaña José Luis³, Garduño Monroy Victor Hugo¹, Saucedo Girón Ricardo⁴, Layer Paul⁵ y Santiago Rocha Victor⁶

¹*Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH*

²*Instituto de Geofísica, UNAM*

³*Instituto de Geología, UNAM*

⁴*Instituto de Geología, UASLP*

⁵*Geochronology Laboratory, UAF, Alaska*

⁶*Departamento de Geología, CFE*
 monte_olimp27@yahoo.com.mx

El complejo volcánico Cerro Prieto (115° 19' W, 32° 25' N; 220 m.s.n.m.) se localiza en el extremo norte del estado de Baja California Norte, a aproximadamente 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali y al oeste del Campo Geotérmico Cerro Prieto, el cual consta de más de 300 pozos exploratorios que producen 720 MW.

La región está dominada por fallas NW-SE con componente lateral derecha pertenecientes al sistema de fallas de San Andrés, como son Algodones, Imperial, Cucapá y Cerro Prieto. El complejo volcánico se encuentra emplazado sobre ésta última falla, de la cual se despliegan fallas secundarias con dirección NE-SW. De acuerdo a la información obtenida de los pozos exploratorios, la estratigrafía de la región consiste de las rocas más antiguas

a las más jóvenes de metasedimentos del Pérmico-Jurásico, tonalitas del Jurásico-Cretácico, granitos-granodioritas del Cretácico Superior, lutitas y limolitas con intercalaciones de arenisca del Terciario que rellenaron una cuenca "pull apart" formada por las fallas Cerro Prieto e Imperial, sedimentos clásticos no consolidados y flujos de lava del complejo volcánico Cerro Prieto del Cuaternario. Fechamientos de $40Ar/39Ar$ en un par de flujos de lava del volcán indican que éste se formó hace aproximadamente 80, 000 años.

El estudio geológico estratigráfico de Cerro Prieto indica que se trata de un complejo volcánico constituido por un cono de lava, tres domos y una lava fisural. La base del complejo volcánico está formada por una lava brechada y una lava masiva de color gris oscuro con xenolitos de arenisca. Sobreyaciendo se encuentra el cono de lava que forma el edificio principal del conjunto, el cual es de color gris oscuro alterando a rojo y posee un cráter de 337 m por 387 m de diámetro y de 40 m de profundidad. Tanto los domos como la lava fisural sobrayacen y afloran al SW del cono de lava, estos están conformados por lavas en bloque de color gris oscuro que altera a rojo, son poco vesiculares y presentan grietas de enfriamiento y esferulitas.

Petrográficamente, las rocas de este complejo volcánico están constituidas por fenocristales de plg + opx + qz + anf embebidos en una matriz microlítica de plg y vidrio. La composición química de los productos del volcán es dacítica (67 a 69 % en peso de sílice).

VUL-11

ESTRATIGRAFIA, GEOMORFOLOGÍA, GEOQUÍMICA E IMPLICACIONES AL PELIGRO DEL CAMPO VOLCÁNICO NEJAPA, OCCIDENTE DE MANAGUA, NICARAGUA

Avellán Denis Ramón¹, Macías José Luis¹, Pardo Natalia², Scolamacchia Teresa³ y Rodríguez Dionisio⁴

¹Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

²Institute of Natural Resources, Massey University, New Zealand

³Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig Maximilians Universität, Germany

⁴Instituto de Geología y Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, Nicaragua
denisavellan@gmail.com

El Campo Volcánico de Nejapa (CVN) se encuentra ubicado en la parte occidental de la ciudad de Managua, Nicaragua. Este campo consiste en treinta estructuras volcánicas emplazadas a lo largo de la Falla Nejapa, en el borde occidental del Graben de Managua. La zona de estudio se centró en la porción central y sur del campo volcánico, en donde se describieron 19 estructuras monogenéticas (conos de toba, maeres y conos de escoria). Las estructuras estudiadas son los volcanes Ticomo (A, B, C, D y E), Altos de Ticomo, Nejapa, San Patricio, Nejapa-Norte, Motastepe, El Hormigón, La Embajada, Asosoca, Satélite, Refinería y Cuesta El Plomo (A y B). Se identificaron 23 erupciones en la región originadas durante los últimos ~34,000 años, 16 de las cuales, ocurrieron en el mismo campo volcánico. Los magmas emitidos tienen una composición basáltica (45.98 - 49.63 % en peso), de afinidad toleítica característico de arcos volcánicos inmaduros y afectados intensamente por fluidos provenientes de la Placa Cocos en subducción. Las 16 erupciones del CVN ocurrieron entre ~28,500 y 2,130 años AP, con una amplia recurrencia que varía de 400 a 7,000 años. La historia eruptiva en el occidente de Managua indica que en tiempos históricos, han ocurrido erupciones con un índice de explosividad volcánica (IEV) = 2, siendo las erupciones freatomagmáticas las más frecuentes, seguidas por las erupciones estrombolianas y fisurales, sin una migración preferencial. Esto sugiere que una erupción futura, podría ser de tipo freatomagmático, la cual podría afectar a más de 500, 000 habitantes de los alrededores.

VUL-12

REVISIÓN DE LA GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA DE MIL CUMBRES

Gómez Vasconcelos Martha Gabriela¹, Garduño Monroy Víctor Hugo¹, Macías Vázquez José Luis² y Layer Paul W.³

¹Departamento de Geología y Mineralogía, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

²Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

³Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK, USA
ga8ygamez@yahoo.com

La Sierra de Mil Cumbres (SMC) está compuesta por cuatro estructuras volcánicas independientes: la Caldera de Atécuaro (CA), la Caldera La Escalera (CLE), el Complejo Volcánico Indaparapeo (CVI) y el Complejo Volcánico Garnica (CVG). Se trata de una sierra en el nororiente del estado de Michoacán orientada en dirección NE-SO, ubicada en la intersección de la porción centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y en el extremo sur de la Sierra Madre Occidental (SMO). Esta Sierra es una secuencia volcánica compleja que se originó en el Mioceno temprano, entre 23 y 13 Ma, mide ~60 km de largo por ~18 km de ancho y cubre un área de

~870 km²; está conformada principalmente por lavas andesíticas y dacíticas interestratificadas con abundantes flujos piroclásticos riolíticos y rio-dacíticos, todos de tipo calcoalcalino. Su emplazamiento fue controlado por la tectónica regional y posteriormente los depósitos volcánicos fueron cortados por los sistemas de fallas más importantes de la región (NNO-SSE, NE-SO y E-O); además representa un hiatus de actividad volcánica reciente y constituye un límite morfológico entre la cuenca del Río Lerma al N y la cuenca del Río Balsas-Cutzamala al S.

Palabras clave: Vulcanismo de Michoacán, estratigrafía volcánica, caldera, Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo, Garnica.

VUL-13

THE OLIGOCENE SUCCESSION OF GUANAJUATO, MEXICO: A REVIEW FROM A VOLCANOLOGICAL APPROACH

Aguirre Díaz Gerardo de Jesús¹, Tristán González Margarito², Martí Molist Joan³, Martínez Reyes Juan José⁴, Labarthe Hernández Guillermo² y Sánchez Aguilar Daniel⁴

¹Centro de Geociencias, UNAM

²Instituto de Geología, UASLP

³Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", Centro Superior de Investigaciones Científicas, España

⁴Escuela de Minas, Universidad Autónoma de Guanajuato
ger@geociencias.unam.mx

Guanajuato is well known by the gold and silver mines that have been exploited since the 16th century until now. Due to this economic benefit, geologic studies have been carried out in this place since decades ago, and it is one of the best known mining districts, with several mining operations, such as La Valenciana, Rayas, Cata, La Luz, El Cubo, Torres, Villaipando, and many more. Stratigraphy and main structures are well established, and major faults and vein systems are precisely known, in particular Veta Madre fault. Stratigraphy include a Mesozoic metamorphosed volcano-sedimentary sequence that has been interpreted as a tectonically accreted terrane; a >1000 m thick red beds sequence, apparently Eocene, interpreted as a post-orogenic continental molasse; and a mid-Tertiary volcanoclastic sequence. The pyroclastic rocks in particular have been not studied with a volcanological approach and have been misinterpreted as sedimentary deposits in classic works, such as Loseros and Calderones Formations, or rhyolitic lavas, such as Bufa rhyolite. Randall (1994) recognized these units as pyroclastic rocks and has suggested a caldera source. Our studies show that these units correspond to two main pyroclastic flow sequences, one formed by the Loseros-Bufo units, and the other by the Calderones unit. The former is rhyolitic and the later andesitic-dacitic. Loseros is composed of a series of thin-bedded to laminated pyroclastic surge deposits in continuous and concordant contact with overlying Bufo massive ignimbrite. Calderones is composed of a series of thin-bedded and lithics-rich pyroclastic surge deposits and thin ignimbrites that changes upward to more massive and thicker ignimbrites. These upper ignimbrites include heterolithic co-ignimbrite lithic lag breccias at near vent sites. On the basis of the distribution and volcanic stratigraphy observed in these pyroclastic units, it is evident that these series are products of a caldera located next to the City of Guanajuato and within the mineral district.

VUL-14

EL GRABEN DE SANTA ROSA, GTO., Y SU RELACIÓN CON EL GRABEN DE VILLA DE REYES, S.L.P.

Torres Hernández José Ramón¹ y Montoya Castillo Luis Alberto²

¹Instituto de Geología, UASLP

²Facultad de Ingeniería, UASLP

jrtorres@uaslp.mx

El Graben de Santa Rosa (GSR) está ubicado al SE del poblado de Villa de Reyes, S.L.P., tiene una orientación aproximada N45°W, con 20 Km de largo y solo 5 Km de ancho. La falla norte que limita al GSR tiene una orientación N48°W; 75°SW. La falla sur, antitética a la anterior, tiene una orientación N56°W; 60°NE. La falla sur solo presenta definición morfológica en su mitad SE, y se infiere que está sepultada su parte NW. Otras fallas menores semiparalelas a las principales, están escalonadas hacia el centro del graben. El bloque levantado del norte presenta la unidad denominada Traquita Ojo Caliente (Toc) y remanentes de la denominada Ignimbrita Santa María (Tis), la cual constituye el piso del GSR. El bloque levantado sur presenta lavas riolíticas de la denominada Riolita San Miguelito, de amplia distribución en la sierra de San Miguelito al NW del Poblado de Villa de Reyes, S.L.P. Dentro del graben, fallas de orientación N46-48°E (casi ortogonales con respecto a las principales) con inclinaciones de 70°NW y 70°SE, escalonan internamente las unidades antes mencionadas, formando fosas y pilares con saltos verticales de centímetros a escasos metros (<10 m). El graben de Villa de Reyes (GVR) cuya orientación general es N35°E trunca en su parte oeste al GSR.

El relleno del Graben de Santa Rosa (<200 m) es principalmente volcánico, pero tiene intercalados algunos depósitos de material epiclástico. Una columna

compuesta del relleno del graben es como sigue: en la mitad inferior está constituida por depósitos de flujos piroclásticos sin soldar, e interestratificados. No se observa entre estos a depósitos piroclásticos de caída. En la mitad superior presenta dos horizontes con coladas de basalto que se intercalan con depósitos epiclasticos (ceniza removilizada y clastos) poco consolidados y débilmente cementados, y con depósitos de flujos piroclásticos sin soldar, algunos de los cuales son ricos en líticos. En esta mitad superior si presenta depósitos piroclásticos de caída aérea, dentro de los que destaca un horizonte de ceniza blanca de granulometría fina (del tamaño de arena fina). La secuencia culmina con una ignimbrita de alto grado de soldamiento de amplia distribución regional, denominada Ignimbrita Panalillo.

La secuencia expuesta por erosión en el GSR está sepultada en el GVR, y ha sido cortada parcialmente por pozos perforados para agua, evidenciando que el primer graben está levantado respecto del segundo. Así mismo, las fallas escalonadas de orientación N69°E, 66°NW en la margen este del GVR, en el frente de la sierra de Galera (al este Villa de Reyes, S.L.P.), evidencian que el desarrollo del GVR fue posterior al GSR, porque corta y baja estructuralmente a las secuencias expuestas en el.

VUL-15

MODELADO NUMÉRICO DE LA ERUPCIÓN PLINIANA QUE DIO ORIGEN A LA PÓMEZ TOLUCA INFERIOR EN EL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

Aparicio Juárez Rosa María, Bonasia Rosanna y Capra Lucia

Centro de Geociencias, UNAM
romapju@geociencias.unam.mx

El Nevado de Toluca se sitúa en el límite entre el sector central y oriental del Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM), es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica considerado como un volcán activo en estado de quietud. A partir de los últimos 42 mil años el volcán ha sufrido cinco colapsos de domos y cuatro erupciones plinianas. En particular, las erupciones ocurridas hace 24.500 años AP (Pómez Toluca Inferior) y 10.500 años AP (Pómez Toluca Superior) originaron depósitos de caída de gran volumen y extensión, cuyas isopacas muestran un eje de dispersión hacia el NE.

El presente trabajo se enfoca en el modelado numérico de la erupción pliniana que dio origen al depósito de caída 'Pómez Toluca Inferior'. A partir de las características del depósito, se obtuvieron los parámetros y características de la columna eruptiva por medio de un método de inversión numérica. Con estos parámetros se llevó a cabo el modelado numérico utilizando el código HAZMAP, basado en una solución de la ecuación semi-analítica Advección Difusión Sedimentación (ADS). En particular, se obtuvieron los mapas de isopacas y de probabilidad utilizando los parámetros de entrada obtenidos por el método de inversión (masa total, volumen, altura de la columna y coeficiente de difusión). Los perfiles de vientos utilizados para los mapas de probabilidad se obtuvieron de la base de datos de re análisis NCEP/NCAR (desde 2000 al 2010). Los resultados muestran que un escenario parecido a la PTI, afectaría a zonas aledañas al volcán como algunos pueblos y a la ciudad de Toluca, las cuales suman un total aproximado de 1,124,883 habitantes así como también provocar daños a infraestructura, la pérdida de la cosecha, la interrupción y cierre de carreteras y aeropuertos, específicamente cuando se supera los 10 cm de acumulación de ceniza (correspondiente al umbral de carga de 100 kg/m² con una probabilidad del 10%). Este trabajo representa una contribución útil en el desarrollo de mapas de riesgos para un escenario de erupción con las características de la PTI.

VUL-16

SIMULACIÓN MEDIANTE LAHARZ, DE UN LAHAR VOLUMINOSO EN EL VOLCÁN SAN MARTÍN TUXTLA, VERACRUZ

Sieron Katrin¹ y Rodríguez Elizarrarás Sergio²

¹Centro de Ciencias de la Tierra, UV

²Instituto de Geología, UNAM
ksieron@gmail.com

El volcán San Martín (VSM) se localiza en el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, en las coordenadas geográficas 18°33' latitud norte y 95°12' longitud oeste en el Estado de Veracruz, México. El volcán tiene forma de escudo, una altura de 1650 m s.n.m., un cráter con un diámetro de aproximadamente 1 km y está cubierto por un bosque tropical.

Aunque el cono principal del San Martín se compone predominantemente de lavas basálticas, el volcán ha experimentado episodios de erupciones explosivas como las ocurridas durante fases iniciales de la última erupción histórica en 1793.

Los diferentes tipos de peligros asociados a la actividad del VSM incluyen los relacionados con los flujos de lava, la caída de ceniza, así como lahares primarios y secundarios.

El clima de la región varía entre tropical y subtropical-húmedo debido al rango amplio de altitud. La precipitación anual es alta, alrededor de 4500 mm de

acuerdo con datos obtenidos de la Estación Biológica Tropical. La mayoría de la precipitación cae en la temporada de lluvias entre junio y febrero. Estas condiciones climáticas favorecen todo tipo de procesos de remoción en masa, incluyendo los lahares.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio sobre la ocurrencia de lahares en los flancos del VSM y las áreas afectadas en caso de una nueva actividad volcánica.

Debido a las características topográficas de las laderas del VSM, la mayoría de los depósitos de lahar y flujos hiperconcentrados se encuentran en los flancos SW y N. Cartografiar estos depósitos en muchas ocasiones es difícil debido a su escasa conservación, ya que los intensos procesos erosivos que ahí ocurren dejan solo bloques y algunos afloramientos aislados.

Los depósitos distales de uno de los lahares más voluminosos del VSM se encuentran distribuidos en el flanco SW. Un paleosuelo que subyace al depósito de lahar ha sido fechado por el método de ¹⁴C en 1,180 ± 35 años AP. Las características del depósito sugieren un emplazamiento como flujo hiperconcentrado que relleno un paleo-valle con material de grano fino, cuyo espesor máximo supera los 2 m. El volumen del depósito se estimó en 6.3 x 10⁶ m³ y se usó para simular un lahar de estas dimensiones con la topografía actual usando LAHARZ.

Los resultados de esta simulación indican que un lahar de estas dimensiones en la actualidad, afectaría varias ciudades y pueblos de la región, incluyendo a Santiago Tuxtla. La ocurrencia de lahares de volúmenes similares se esperaría después de una reactivación del volcán San Martín.

VUL-17 CARTEL

ANÁLISIS PRELIMINAR DE LA SISMICIDAD DEL AÑO 2010 DEL VOLCÁN SAN MARTÍN TUXTLA, VERACRUZ

Espíndola Castro Juan Manuel¹, Álvarez del Castillo de Pina Enrique² y Zamora Camacho Araceli¹

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²Facultad de Ciencias, UNAM
jmec@unam.mx

El volcán San Martín Tuxtla –perteneciente al Campo Volcánico de Los Tuxtlas en el sureste del estado de Veracruz-ha tenido dos erupciones históricas en 1664 y en 1793, ambas representando un severo riesgo para la población. Se ha afirmado que su huella geoquímica lo excluye –junto al resto de los edificios de origen volcánico pertenecientes a la sierra de Los Tuxtlas- del Eje Neovolcánico Transversal. A lo largo de los últimos diez años se ha instalado en los alrededores del volcán una red sísmica para poder monitorear cualquier actividad presente en la región, sea de origen tectónico, volcánico o tectono-volcánico. Durante el periodo que comprende este estudio –año 2010- se contó con tres estaciones GURALP CMG 6TD a 20mps.

Las estaciones operaron durante todo el año, para elegir los eventos se necesita que estén presentes en las tres estaciones y que la diferencia entre los arribos de las ondas P y S es menor o igual a los 3 segundos. Después de haber seleccionado los eventos, se localizaron y se calculó la magnitud.

Este trabajo representa un primer paso en el cálculo de la distribución estadística de sismos volcánicos para el caso del San Martín Tuxtla durante el 2010. Los datos recabados serán utilizados posteriormente para una estimación del valor del parámetro b ampliamente utilizado en sismología para determinar las implicaciones que este tiene en la distribución de magnitudes sísmicas y en el peligro volcánico. Se tiene registro que en la erupción de 1793 hubo una nube de cenizas tal que a mediodía se tuvieron que encender velas dada la falta de luminosidad. El valor de b nos describiría la morfología de la litósfera debajo del edificio volcánico en cuestión así como del estado de esfuerzos presente en esta.

VUL-18 CARTEL

INSTALACIÓN DE UNA ESTACIÓN DE BANDA ANCHA PARA LA RED DE MONITOREO SÍSMICO DEL VOLCÁN PICO DE ORIZABA

Córdoba Montiel Francisco¹, Valdés González Carlos², Estrada Castillo Jorge Alberto², Guevara Ortiz Enrique³, Mendoza Carvajal Antonio de Jesús¹, Alarcón Ferreira Ana María¹ y Mora González Ignacio¹

¹Centro de Ciencias de la Tierra, UV

²Servicio Sismológico Nacional

³Centro Nacional de Prevención de Desastres
fcordoba@uv.mx

El 29 de agosto de 2003 se instaló en el flanco este del volcán Pico de Orizaba la tercera caseta de telemetría sísmica (19°02'17.4" Norte y 97°14'18.5" Oeste, a una altitud de 4100 msnm) denominada Cabaña de Manuel (POM) y con la que se conformó la red básica de monitoreo de este volcán en conjunto con sus predecesoras: la estación de componente vertical Halcón (POHV) en la cara norte y la estación triaxial de periodo corto Chipe (POC) ubicada al sur del

edificio volcánico. La estación POM constó de un sismómetro vertical de período corto y equipo de telemetría analógica con subportadora de audio de 1360 Hz, radio calidad de voz con portadora de 412.000 MHz y antena unidireccional de alta ganancia. Por la ubicación de esta estación, la recepción continua de datos se ha realizado en el Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana (CCTUV) en la ciudad de Xalapa, Veracruz. La red de monitoreo sísmico del volcán Pico de Orizaba actualmente se encuentra a cargo del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y el CCTUV.

En este trabajo se presentan las actividades realizadas como parte del reforzamiento de la instrumentación para el monitoreo sísmico del volcán Pico de Orizaba en las que participan el CENAPRED, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y el CCTUV con el apoyo de la Secretaría de Protección Civil del estado de Veracruz; que forman parte del plan preventivo que se lleva a cabo en esta entidad enfocado a la vigilancia permanente de los dos volcanes activos localizados en el territorio veracruzano: el Pico de Orizaba y volcán San Martín Tuxtla. En el caso del primero, dada su importancia y antecedentes, entre las medidas adoptadas, se propuso realizar el reemplazo del sensor de período corto instalado originalmente por un sismómetro de banda ancha GURALP CMG-6TD. Este cambio de sensor tuvo también como consecuencia la sustitución de la telemetría analógica por radios digitales de acuerdo con el formato de los datos empleado por el nuevo sismómetro. El esquema de comunicaciones se mantiene idéntico en cuanto a la recepción directa de los datos en el Puesto Central de Registro del CCTUV.

Es importante destacar que por la relevancia de los datos para el monitoreo y estudio del volcán, así como la tectónica y la sismicidad local y regional, los datos se transmitirán vía internet en tiempo real al CENAPRED y al SSN.

VUL-19 CARTEL

TILT CHANGES DURING THE 2004-2007 SEQUENCE OF EXTRUSIVE-EXPLOSIVE EPISODES AT VOLCÁN DE COLIMA, MEXICO

Ramírez Ruíz Juan José, Santiago Jiménez Hydyn,
Alatorre Chávez Eliseo y Breton González Mauricio
Observatorio Vulcanológico, UCOL
ramirez@ucol.mx

Measurements of deformation tilt changes during the period 2004-2010 at Volcán de Colima (Mexico) was carried out to determine the origin of the activity during this period that is characterized by a sequence of effusive-explosive episodes. These sequences occurred on October 2004 and February 2007 was registered by sequences of inflation-deflation principally on two tilt sensors deployed around the volcano edifice. The tiltmeter net used in this study is composed of 5 sensors deployed around the volcano edifice at altitudes of 3060 masl (COIA), 3200 masl (PCJ1), 2590 masl (PC02), 2200 masl (EHJ1) and 2070 masl (PC01). The tilt net is deployed since 1999 until 2004. Due to the confiability of registers we selected the more stable sensors registers (COIA and EHJ1) to determine the tilt changes. The activity of the Volcán de Colima during this period 2004-2010 can be summarized by the occurrence of two lava extrusions in October 2004 and February 2007, and explosive activity sequences in year 2005. After the extrusion on February 2007 a deflation phase is registered with the tilt sensors

VUL-20 CARTEL

DINÁMICA ERUPTIVA DEL MAAR JOYA HONDA, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Saucedo Girón Ricardo¹, Torres Hernández José Ramón¹,
Macías Vázquez José Luis², Gómez Villa Wilfredo¹, Sarocchi
Damino¹, Carrasco Núñez Gerardo¹ y Castro Govea Renato³

¹Universidad Autónoma de San Luis Potosí

²Universidad Nacional Autónoma de México

³Instituto Mexicano del Petróleo

rgiron@uaslp.mx

El mar Joya Honda (JH), se localiza en el centro de México, 35 km al N-NE de la Ciudad de San Luis Potosí, forma parte del vulcanismo alcalino monogenético del campo volcánico cuaternario denominado Ventura-Espiritu Santo. El cráter Joya Honda, contrasta radicalmente con la morfología local formada por lomas bajas y redondeadas constituidas por calizas fuertemente plegadas. El cráter es de forma elíptica con un eje mayor de ~1300 m orientado al NE-SW y un eje menor de ~880 m, con una profundidad máxima de ~270 m. Los depósitos piroclásticos de JH se encuentran distribuidos principalmente hacia el NW-NE, a más de 7km de la fuente, cubriendo discordantemente a las calizas cretácicas que afloran en área. De la misma forma, sobre el borde del cráter los espesores son claramente más gruesos en los flancos NE-NW (>80 a ~60 m), que en los flancos SW y SE (1 a 15 m).

Un análisis estratigráfico-textural de los productos piroclásticos proximales y distales del maar JH (densidad, vesicularidad, granulometría, análisis de componentes, y morfológico con SEM), mostró claras discordancias verticales y laterales en los depósitos que conforman las diferentes fases eruptivas.

Los líticos juveniles en los depósitos presentan una amplia dispersión en vesicularidad, densidad y morfología, así como en parámetros granulométricos y de componentes, lo que en algunos casos no permiten definir con certeza el mecanismo eruptivo que los generó, lo que a su vez expone la complejidad de la actividad eruptiva que formó esta estructura volcánica.

Las evidencias hacen concluir que el proceso de formación del maar Joya Honda fue el producto de una serie de episodios magmática y freatomagmáticas que al inicio funcionaron de forma alterna y al final posiblemente de forma simultánea. Los cambios en la dinámica eruptiva del maar Joya Honda, seguramente responden a variaciones espacio temporales en el valor de la relación agua-magma, lo que al mismo tiempo debió estar subordinado a factores tales como; la velocidad de ascenso del magma, razón de descarga del magma y volumen de agua disponible en el subsuelo, así como a las características geológico estructurales del entorno y morfológica del sistema de conductos. La distribución y característica texturales de los depósitos, solo se entiende en la lógica de una serie de conductos separados operando de forma alternada o simultáneamente, en este último caso posiblemente a lo largo de una fisura.

VUL-21 CARTEL

UN VISTAZO AL CONO CITLALTÉPETL Y SU ESTADO ACTUAL

Mendo Pérez Gerardo Manuel¹ y Arciniega Ceballos Alejandra²

¹Facultad de Ingeniería, BUAP

²Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, UNAM
gerardomendo@gmail.com

El Pico de Orizaba o Citlaltépetl ("Montaña de la Estrella" en náhuatl) es un estratovolcán perteneciente al Cinturón Volcánico Mexicano, siendo la montaña más alta de México tiene una altura de 5685 m.s.n.m., y se localiza en el límite entre los estados de Puebla al este y de Veracruz al oeste, cerca de la ciudad de Orizaba. Durante mucho tiempo este volcán ha permanecido en estado de reposo sin actividad significativa, sin embargo esto no significa que no haya tenido actividad alguna. Desde su formación hasta el día de hoy, el Pico de Orizaba ha sufrido diferentes fases de construcción y colapso, que van desde derrames de lava hasta explosiones de gran magnitud; dichos eventos conforman tres etapas principales de formación de la estructura actual: la formación de los conos Torrecillas, el Espolón de Oro y Citlaltépetl con edades de formación de 1, 000, 000 años, 100, 000 años y 19, 000 años, respectivamente (Carrasco y Ban, 1994; Carrasco, 2000).

En el presente trabajo se describe la actividad eruptiva asociada con la estructura volcánica a partir de la formación del cono Citlaltépetl. Esta actividad se deduce de la formación estratigráfica de los eventos que dieron origen a la Ignimbrita Citlaltépetl (Carrasco y Rose, 1995) y a la denominada Pómez Citlaltépetl (Carrasco y Rossotti, 2005).

La Ignimbrita Citlaltépetl se conforma por un miembro inferior que se compone de al menos cuatro unidades de flujo piroclástico, un lahar y un paleosuelo; un miembro superior compuesto por capas de escorias y pómez redondeadas que presentan menor cantidad de vesículas en comparación a las de los miembros suprayacentes; estos dos miembros se encuentran separados por un depósito de caída en la parte central. La Pómez Citlaltépetl se compone por una secuencia alternante de pómez y flujo piroclástico que varía en espesor desde pocos centímetros hasta algunos metros. La última actividad de gran actividad se presentó en el año de 1687 (Mooser, et. al., 1958; Ordoñez, 1984), después la actividad disminuyó. Fue hasta el año de 1937 (Marden, 1940), que presentó expulsión de material incandescente y temblores. A partir de esa fecha y hasta el día de hoy el Pico de Orizaba se ha mantenido en relativo reposo con ocasionales eventos sísmicos de baja magnitud asociados con actividad fumarólica con olor a azufre (Waitz, 1910; 1911). Actualmente cuenta con estaciones de registro sísmico y geodésico, operadas por el CENAPRED y el Instituto de Geofísica, UNAM. La sismicidad es registrada por dos estaciones de período corto; la estación Halcón y la estación Chipe localizadas en los flancos Norte y Oeste respectivamente.

VUL-22 CARTEL

ESTUDIO VULCANOLÓGICO DEL FLUJO DE PÓMEZ CUAUHTÉMOC EN EL SECTOR SE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TLÁLOC-TELAPÓN

Reyes Agustín Gabriela¹, García Tenorio Felipe² y Macías José Luis³

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, IPN

³Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

super_gaby_02@hotmail.com

El volcán Tláloc es un estratovolcán de 4,120 msnm de altura, situado en la parte centro-oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, al norte de la Sierra Nevada, forma parte del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón. El volcán Tláloc ha tenido erupciones piroclásticas importantes en el Pleistoceno tardío. Uno de los eventos piroclásticos más recientes lo constituye la secuencia eruptiva Flujo de Pómez Cuauhtémoc (FPC). Fechamientos de radiocarbono, indican

que esta erupción tuvo lugar entre 21,000 y 25,000 años AP. La secuencia eruptiva FPC, consistió de tres fases: 1. El establecimiento de una columna de erupción, que dispersó depósitos de caída de pómez alternados con explosiones freatomagmáticas, 2. Colapso de la columna eruptiva con emplazamiento de dos flujos piroclásticos (Flujo de Pómez Cuauhtémoc) en dos diferentes vertientes del volcán y 3. Culminación de la erupción con el emplazamiento de una columna de erupción, depositando pómez de caída con alternancia de oleadas piroclásticas. Los tres eventos eruptivos se localizan hacia el sur-sureste del volcán, en la parte noroeste de la Cuenca de Puebla. Los depósitos de caída consisten de pómez vesicular, color gris claro a gris oscuro, de lapillis y cenizas gruesas y finas de composición riolítica (71.68 a 74.23%, en peso de sílice). La asociación mineralógica de la pómez, consta de plagioclasas, biotita, cuarzo, feldespato potásico y piroxenos. Es probable que los principales procesos de evolución magmática de este evento, hayan sido por cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

VUL-23 CARTEL

ESTUDIO VULCANOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS DE FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZAS "SAN FRANCISCO" Y "CHICOLOAPAN" DEL SECTOR SUR-OESTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TLÁLOC-TELAPÓN

López Pizaña Fabiola¹, García Tenorio Felipe² y Macías José Luis³¹Ciencias de la Tierra, ESIA²Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, IPN³Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, UNAM

flopez_072@hotmail.com

El complejo Volcánico Tláloc-Telapón, localizado en la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), en la Sierra Nevada, comprende dos estratovolcanes principales orientados NNW-SSE, Tláloc al norte y Telapón al sur. El estratovolcán Telapón ha tenido diferentes fases de actividad volcánica, tanto efusiva como explosiva durante el Pleistoceno, está conformado por lavas que varían de andesitas-dacitas porfídicas a andesitas-dacitas vitrofídicas. Una de sus fases eruptivas más importantes ocurrió durante el Pleistoceno Temprano (hace > 1 y 0.9 Ma), con actividad efusiva, y emplazando una serie de domos en su parte noroeste, conformando así los Domos Yeloxóchitl. La evolución de estos domos, dieron origen a dos diferentes erupciones piroclásticas: a) Flujo de Bloques y Cenizas San Francisco (FBC SF), datado en >1 Ma (Ar/Ar), se extendió más de 15 km de la fuente (Domos Yeloxóchitl), formó extensos abanicos piroclásticos, que alcanzaron espesores de 15 m, hacia la vertiente oeste, hacia la cuenca de México. La erupción estuvo acompañada por oleadas piroclásticas y lahares, los cuales se depositaron en la cima de la secuencia piroclástica. Después de un periodo de reposo de 0.1 Ma se emplazaron los b) Flujos de Bloques y Cenizas Chicoloapan (FBC CH) fechados en aproximadamente 0.9 Ma (Ar/Ar), se movilaron en dos secuencias principales a distancias de más de 15 km de la fuente, alcanzando espesores de hasta 9 m, recubriendo al FBC SF y fueron acompañados por oleadas piroclásticas. El evento eruptivo de FBC SF inició con un magma de composición dacítica (67.09 % en peso de SiO₂) y cambió a una composición riolítica (70.16 % en peso SiO₂). Los FBC CH, iniciaron con un magma de composición dacítica (65-66 % de SiO₂) y finalizaron con una composición andesítica (62.68 % de SiO₂). Procesos como cristalización fraccionada fueron importantes en la evolución de estos magmas. Por su parte, asociación de fenocristales en desequilibrio en las rocas, sugieren que la evolución magmática de los eventos San Francisco y Chicoloapan pudo haber sido desencadenada por una mezcla de magmas.

VUL-24 CARTEL

ESTUDIO VULCANOLÓGICO DEL SECTOR OESTE DE LA SIERRA DE TLAXCO, CENTRO DE MÉXICO

García Tenorio Felipe, Camargo Espinoza Zury,
Eliás García Elizabeth y Ledesma Herrera KarinaEscuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, IPN
felizta@hotmail.com

La Sierra de Tlaxco situada en la parte central este del Cinturón Volcánico Transmexicano, al norte del estado de Tlaxcala, comprende a una zona volcánica con magmatismo dacítico y basáltico poco estudiada en el centro de México. El sector oeste de la Sierra de Tlaxco está comprendido por un vulcanismo poligenético de complejos dómicos con edades del Mioceno Medio y por un vulcanismo monogenético de conos de escorias, lavas fisurales y conos de lavas de edades del Pleistoceno. El vulcanismo del Mioceno Medio esta conformado por dos estructuras volcánicas principales: A) Las Águilas-Capitzo-La Peñuela y por B) Peñas Coloradas-El Mirador, con al menos 16 domos laterales para la primer estructura volcánica y 10 domos laterales para la segunda. El vulcanismo del Pleistoceno esta comprendido por alrededor de 62 aparatos volcánicos monogenéticos parásitos a las estructuras volcánicas del Mioceno Medio. La composición de las rocas del Mioceno Medio varían de andesitas (60.5 % SiO₂) a dacitas (68.29% de SiO₂) de anfíbol, y las rocas del Pleistoceno varían de basaltos de olivino a andesitas-basálticas. El magmatismo del Mioceno Medio esta controlado estructuralmente por fallas

normales NW-SE y NE-SW, y el magmatismo del Pleistoceno por fallas normales NE-SW. La Sierra de Tlaxco es un área volcánica poco estudiada de los estados de Tlaxcala y Puebla, en el presente trabajo se presenta una contribución a la geología del sector oeste de la Sierra de Tlaxco, la cual presenta una alta densidad de vulcanismo con 88 centros eruptivos, por medio de cartografía volcánica a detalle y datos petrológicos.

VUL-25 CARTEL

CAMBIO MINERALÓGICOS Y COMPOSICIONALES EN LAS ERUPCIONES QUE FORMARON EL VOLCÁN EL ESTRIBO Y SUS IMPLICACIONES EN EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN GUANAJUATO

Osorio Ocampo Susana¹, Macías Vázquez José
Luis², Pola Antonio² y Cardona Melchor Silvestre¹¹UMICH²UNAM

susana.os_@hotmail.com

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) representa la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), este vulcanismo comenzó en el Plioceno tardío y continúa hasta el Reciente con la erupción histórica del volcán Parícutin. El CVMG se caracteriza por tener un vulcanismo más básico que en el resto del CVTM y en donde la mayoría de las rocas están clasificadas como basaltos olivínicos y andesitas olivínicas.

El volcán El Estribo se localiza al sur del CVMG, al noroccidente del municipio de Patzcuaro Michoacán, posee un diámetro de 15 km aproximadamente y una altura de 2440 msnm. Este volcán sufrió un colapso en dirección E-W a causa de la reactivación del sistema de fallas Morelia-Acambay, el cual forma las cuencas de los lagos de Cuitzeo, Patzcuaro y Zirahuen, y para la zona de estudio se conoce como el Graben Jaracuaro-Patzcuaro, caracterizado por fallas normales en dirección E-W con bloques que se deslizan hacia el norte. Por las observaciones geomorfológicas realizadas con ayuda de MDE, Ortofotos, Anaglifos, Modelos Sombreados y verificación en campo es evidente que esta estructura volcánica se construyó por dos erupciones diferentes.

La parte basal está conformada por flujos de lavas, los cuales mineralógicamente están constituidos por ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasas y en menor proporción, casi ausente, olivino. El cono cinerítico está conformado por depósitos piroclásticos y pequeños derrames de lava donde se observaron olivinos, ortopiroxenos, plagioclasas y en menor porcentaje clinopiroxenos.

La primera erupción fue efusiva tipo hawaiano que formó un cono tipo semiescudo, y la segunda, una erupción explosiva tipo estromboliana que dejó como resultado un cono cinerítico.

Las dos fases eruptivas de El Estribo son confirmadas con análisis petrográficos con los que se encontraron diferencias mineralógicas y análisis cuantitativos realizados mediante Microsonda Electrónica encontrándose diferencias composicionales entre ambas erupciones, siendo la erupción del cono cinerítico mas básica con más contenido en Magnesio y la del cono escudo mas acida con mayores contenidos de Calcio y Aluminio, lo que indica que la formación del volcán ocurrió a causa de dos erupciones que posiblemente sufrieron evolución diferente durante su ascenso o que provienen de dos cámaras magmáticas distintas.