

INEXISTENCIA DEL “TERRENO GUERRERO” EN LOS ESTADOS DE ZACATECAS Y SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Ernesto Cuevas-Pérez¹, Walter Vortisch² y Lino Larraga Rodríguez³

¹ Escuela de Minas, Universidad Autónoma de Zacatecas
E-mail: ecuevasp@cantera.reduaz.mx

² Prospection und Angewandte Sedimentologie im Institut fuer Geowissenschaften Montanuniversitaet Leoben, Austria
E-mail: Walter.Vortisch@unileoben.ac.at

³ Consultor en Geología Economica

En las últimas décadas, el concepto “terreno” ha tomado impulso especialmente en la Cordillera Norteamericana. En el centro de México, en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí se han interpretado tres terrenos: Parral, Sierra Madre y Guerrero.

La correlatividad de la Formación Zacatecas, metamorfizada y no metamorfizada, con y sin rocas volcánicas, juega un papel de suma importancia ya que dos de las localidades estudiadas se encuentran en el interpretado “terreno Guerrero” y 3 en el “terreno Sierra Madre”. Se analizó el contenido de minerales pesados en 20 muestras de arenisca, encontrando (en promedio) circón (57%), apatito (14), rutilo (15), turmalina (7), anatasa (3), epidota (4), olivino (4), y trazas de espinel, piroxeno y granate. Los 5 primeros se encuentran en todas las secciones estudiadas. El olivino, mineral muy inestable se encuentra en 4 de las 5 secciones.

El análisis de minerales pesados muestra que su asociación es compatible en las 5 localidades por lo que constituyen una unidad, representando la misma cuenca y la misma proveniencia. En consecuencia, se muestra que el interpretado “terreno Guerrero” en Zacatecas y San Luis Potosí, no es un terreno acrecionado ya que la Formación Zacatecas no puede ser el basamento de dos terrenos diferentes.

Por otro lado a la Formación Chilitos, “roca verde” se le atribuye perteneciente al arco Alisitos-Teloloapan, el cual caracteriza al “terreno Guerrero”. Esta “roca verde” está presente en la sierra de la Tinaja, donde se encuentra interestratificada en la secuencia estratigráfica de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (“terreno Sierra Madre”). En esta localidad, la Formación Chilitos, sobreyace a la Formación La Caja, y esta a su vez a la Caliza Zuloaga

Se concluye que el interpretado terreno Guerrero es inexistente, ya que dos terrenos deben ser mutuamente exclusivos, lo que no se cumple en el centro-norte de México, ya que dos terrenos diferentes no pueden tener el mismo basamento (Formación Zacatecas); ni tampoco un cuerpo de roca es común en dos diferentes terrenos como es el caso de la Formación Chilitos que se encuentra interestratificada en la secuencia de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

ULTIMOS DATOS PARA LA CORRELACION Y RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA DE LAS SECUENCIAS TRIASICAS DEL CENTRO Y NORESTE DE MEXICO

Jose Rafael Barboza Gudino
Instituto de Geología, Universidad Autonoma de San Luis Potosi
E-mail: rbarboza@uaslp.mx

Durante la última década se han obtenido nuevos datos paleontológicos e isotópicos que han permitido fechar de manera mas precisa las secuencias pre-Oxfordianas que afloran en diversas localidades del centro y noreste de México. Actualmente se pueden distinguir diferentes unidades Triásicas y Jurásicas que previamente habían sido consideradas como una sola secuencia y asignadas de manera general al Triásico.

Dataciones isotópicas de las rocas volcánicas de la Formación Nazas (previamente consideradas del Triásico Superior), en diversas localidades de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, así como de rocas comparables en los estados de Nuevo León y Tamaulipas, permiten ubicar a esta unidad y evento tectonomagmático en el Jurásico Inferior a Medio, restringiéndose el Triásico Superior solamente a las secuencias de origen marino que afloran en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí (Ladiniano-Cárnico) así como a la parte inferior de las secuencias de capas rojas continentales (Grupo Huizachal) de los estados de Nuevo León y Tamaulipas, en donde diversos autores han mostrado la presencia de capas rojas del Triásico Superior (Cárnico-Nórico) y asimismo la presencia de capas rojas del Jurásico Medio y Superior.

Ante tales evidencias ha sido preciso tratar de cartografiar y separar las diferentes unidades reconocidas, en los diferentes afloramientos, habiéndose establecido además algunos criterios de correlación que parecen ser validos para todas las áreas únicamente si se considera que algunas de estas unidades pueden ser discontinuas.

El Triásico superior marino ha sido reconocido en las localidades de La Ballena, en la Sierra de Salinas del Peñón Blanco así como en los afloramientos del Anticlinorio de La Trinidad-San Rafael y otros afloramientos menores al poniente y nor-poniente de Charcas, S.L.P., en donde se presenta como una secuencia turbidítica siliciclástica correspondiente a una facies deltaica distal o de abanico submarino.

En la Sierra de Catorce, S.L.P. Se observa en una posición estratigráfica y con una litología similar, una secuencia cuya edad ha sido dada del Paleozoico en base a esporas, sin embargo diversos autores insisten en la posibilidad de que esta secuencia o bien una parte de la misma, cuya facies corresponde con un ambiente más proximal o marginal, también podría tener correlación con el Triásico marino.

Finalmente la presencia del Triásico Superior continental, solamente se ha confirmado con ciertas reservas por el autor, en el flanco occidental del anticlinorio Huizachal-Peregrina, en Tamaulipas y en los cañones de El Alamar, La Perra y el área de San Marcos, al sur de Galeana, Nuevo León. No ha sido observado en el Cañón del Huizachal ni en el área de Aramberri N.L., tampoco en los afloramientos del flanco oriental del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, expuestos a lo largo de los cañones de La Peregrina, Caballeros y La Boca.

SRSCM-03

EL FRACTURAMIENTO EN LA REGIÓN DE TAMAZUNCHALE, S.L.P.

Jorge Jaime Mengelle López

Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, IPN

Esta región se localiza a 130 Km de Cd. Valles, S.L.P. abarcando las provincias geológicas Sierra Madre Oriental y Planicie Costera del Golfo. En éstas afloran rocas sedimentarias constituídas de calizas, calizas arcillosas, lutitas, areniscas y limolitas, todas ellas formando unidades litoestratigráficas cuyas edades fluctúan desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno siendo entre ellas los contactos concordantes y en algunas localidades discordantes por eventos de corrimientos tectónicos o simplemente por el movimiento entre capas durante la orogenia Laramídica.

Estructuralmente de manera regional se observan anticlinales, sinclinales y en algunas zonas éstos mismos se ven recumbentes además de una falla inversa entre rocas del Cretácico Superior, todas éstas de dimensiones kilométricas, diferenciándose por la intensidad de plegamiento observada en los echados de las capas.

Se hizo un análisis del fracturamiento a la escala 1:250,000 y 1: 50,000 utilizando imágenes de satélite y fotografías aéreas obteniéndose lineamientos con orientaciones noreste interpretándose como fallas tipo transformantes las cuales desplazan estructuras regionales orientadas hacia el noroeste.

El fracturamiento observado y medido en campo se clasifica como asociado a pliegues el cual se caracteriza por tener dos sistemas con orientaciones hacia el noreste y noroeste los cuales tienen la particularidad de intersectarse formando un sistema conjugado, siendo casi ortogonales, además de que son prácticamente perpendiculares a la estratificación y de tener formas rectas lo que las sitúa como fracturas de extensión.

Se han formado también, aunque localmente, fracturas de formas curvas, orientadas hacia el noreste, las cuales se asocian a fenómenos de cizalla relacionados con la misma deformación mencionada; dichas fracturas también se caracterizan por el hecho de cortar y desplazar a fracturas con orientación noroeste a la escala de centímetros, considerándose como fallas de desplazamiento lateral o transformantes.

La densidad o frecuencia de fracturamiento con mayor intensidad se observa en zonas de flancos de pliegues, zonas cercanas a fallas inversas o corrimientos tectónicos y a zonas de convergencia de varias estructuras regionales como pliegues desplazados por fallas transformantes.

La densidad de fracturamiento es mayor en las rocas del Cretácico Superior mientras que en las rocas del Terciario ésta característica disminuye, probablemente por la disminución en la intensidad de el plegamiento en la Laramídica.

Otra característica importante en las fracturas es si existe sellamiento con algún cementante mineral por fenómenos de presión-disolución como el observado en pocas localidades lo cual es también indicativo de la intensidad de deformación.

Es por todas éstas características que el estudio sistemático de dichas estructuras es de suma importancia para establecer etapas y edades relativas de formación de fracturas asociadas a fenómenos regionales de deformación orogénica, además de tener aplicaciones económicas, principalmente en la caracterización de propiedades petrofísicas de las rocas y de grupos de rocas como la porosidad, permeabilidad y rutas de movimiento de fluidos de cualquier tipo. Toda ésta información puede ser utilizada para crear modelos en el subsuelo con aplicaciones de modelación para la exploración de recursos naturales.

SRSCM-04

LA SECUENCIA VOLCÁNICA DE LA MARGEN NOROCCIDENTAL DEL CERRO LA VIRGEN, ZACATECAS, UNA APROXIMACIÓN

Escalona-Alcázar F.J.¹, Núñez-Peña E.P.², Robles-Berumen H.² y Maquez-Tejada M.²

¹ Instituto de Ecología y Medio Ambiente de Zacatecas, GODEZAC

² Escuela de Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geología, UAZ

En este trabajo se presenta la descripción de la secuencia estratigráfica de la margen noroccidental del Cerro La Virgen, localizada en la parte centro-oriental de la Caldera de Zacatecas. El basamento está formado por la Microdiorita Zacatecas del Cretácico Superior, la cual presenta alteración hidrotermal variable. Cubriendo a la Microdiorita se encuentra lutitas con metamorfismo en las facies de esquistos verdes. Las lutitas presentan foliación bien definida y fracturamiento hacia el NW y el NE. El contacto de las rocas del basamento con la secuencia cenozoica es por falla o bien discordante. En la base de esta secuencia se encuentra el informalmente denominado Conglomerado Rojo de Zacatecas, que son depósitos continentales formados por clastos de andesita, esquistos y cuarcita de forma subangular a subredondeada. En la parte superior el conglomerado está interestratificado con depósitos de lahar que son de color rojo oscuro a claro, están formados por clastos de andesita, esquistos y cuarcita de tamaño < 7 cm, la matriz es de lodo y ocasionalmente contiene cristales de plagioclasa cloritizados. Cubriendo a estos depósitos se encuentra una secuencia de rocas volcánicas que informalmente fueron denominadas Piroclastos y volcaniclastos los Alamitos. En la parte inferior se encuentra una toba lítica de espesor aproximado de 20 a 30 m. La matriz es vítrea y contiene de plagioclasa y escaso cuarzo. En la base del depósito abundan los fragmentos líticos riolíticos y andesíticos de diámetro que alcanza hasta los 50 cm. Esta toba contiene intercalaciones de 1 m de espesor formados por pómez y fragmentos líticos de tamaño < 2cm. En la parte superior del depósito contiene escasos fragmentos de pómez de hasta 30 cm de diámetro. Cubriendo a esta unidad se encuentra una toba cristalina de espesor aproximado 6 m, que disminuye hacia el oriente. La matriz varía de afanítica en la base a vítrea argilitizada en la cima, contiene fragmentos de cristal es de cuarzo, plagioclasa y biotita parcialmente oxidada. Los fragmentos líticos son escasos y son de composición riolítica, el contenido de pómez aumenta hacia la cima y se presenta en forma de fiammes. En el contacto superior se observan fragmentos de la toba cristalina dentro de la unidad definida como toba lítica superior. En la base esta formada por fragmentos de pómez y líticos del mismo tamaño (2 cm), hacia la cima el contenido de pómez disminuye y el de los fragmentos líticos aumenta hasta 20 cm. La matriz está silisificada y contiene fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Sobre esta

unidad se encuentra una toba cristalina con textura esferulítica cuyo espesor máximo es de 8 m, presenta abundantes esferulitas de tamaño < 5 mm y pómez argilitizada, la matriz es vítrea y contiene fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa. Las esferulitas presentan horizontes con estructuras similares a rizaduras de corriente, lo que sugiere que el depósito ocurrió en un ambiente rico en agua. El contacto con la unidad que la cubre es por brechamiento, muestra abundantes fragmentos de la unidad esferulítica en una matriz vítrea, lo que dificulta su distinción en campo. La toba brechada presenta en la base abundantes fragmentos de la toba con esferulitas y fragmentos líticos andesítico y riolíticos, éstos últimos aumentan hacia la parte superior de la unidad. La matriz es afanítica y contiene fragmentos de cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo en cantidades variables.

SRSCM-05

K-AR CONSTRAINTS ON THE TECTONOMAGMATIC EVOLUTION OF THE PINOS VOLCANIC COMPLEX, ZACATECAS, MÉXICO

J.J. Aranda¹, F. W. McDowell², L.F. Vassallo¹, M.A. Ortega¹ and J.G. Solorio¹

¹ Instituto de Geología, UNICIT, UNAM

² University of Texas, Austin, Texas

The Pinos volcanic complex is located in the central part of México, near the state boundary between San Luis Potosí and Zacatecas. It is formed by at least three large, felsic, endogenous volcanic domes: San Juan de los Herreras, Puerto del Aire, and Pinos. The Oligocene lavas from these domes overlie and intrude a sequence of well-indurated continental red beds, tilted up to 50° to the north. The conglomerates are matrix-supported and generally fine- to medium-grained. Clasts were derived from the Mesozoic basement (limestone + sandstone + shale), volcanic rocks, and rare fragments of tourmaline-bearing muscovite granite. The red beds are locally interlayered with volcanic rocks, including a densely welded ash-flow tuff of rhyolitic composition with a sanidine K-Ar age of 29.9 ± 2.5 Ma. In places the Pinos and Puerto del Aire domes are in fault contact with a coarse, clast-supported, gravel deposit of fragments locally derived from the dome complexes. These younger gravels are tilted up to 30° to the north or northwest, and contain volcanic horizons, including ash-fall tuffs and a densely welded rhyolitic ash-flow tuff (K-Ar, sanidine, 27.1 ± 0.6 Ma). Contact between both conglomerates is in places marked by an angular unconformity.

Contact relations between lavas of the Pinos and Puerto del Aire domes indicate that they were emplaced simultaneously. A poorly constrained K-Ar age of the Puerto del Aire (sanidine, 32.3 ± 4.7 Ma) overlaps within analytical uncertainty an age for the trachyte from the Pinos dome (28.7 ± 0.8 Ma). Field evidence of the simultaneous emplacement of the rhyolite and trachyte includes mixing and mingling of the lavas. One body of banded lavas located at the contact between the domes contains thin (1-10 cm) layers of red trachyte alternating with white, high silica rhyolite. A petrographic comparison between samples of both lithologies, collected at the gradational contact with rocks from the inner part of the domes, indicates that there was significant mingling of the magmas at thin section scale. This may help to explain the wide variation of chemical compositions reported for the lavas of the Pinos dome.

The new K-Ar ages indicate that the continental red bed sequence of Pinos is younger than the red conglomerates of Guanajuato and Zacatecas (Eocene). The data also show that normal faulting, sedimentation, and volcanism occurred in a short period of time.

SRSCM-06

PROCESOS DE FUSION CORTICAL EN DESEQUILIBRIO ASOCIADOS A EXTENSION OLIGOCENICA EN LA MESA CENTRAL

Orozco-Esquivel M.T., Nieto-Samaniego A.F. y Alaniz-Alvarez S.A.

Instituto de Geología, UNICIT, UNAM

El volcanismo oligocénico de la porción sureste de la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental (PVSMO), comprendida en la porción sur de la provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC), presenta características distintivas en estilo y composición. A diferencia del volcanismo explosivo en la PVSMO al oeste, en la MC el volcanismo oligocénico fue predominantemente efusivo y generó el emplazamiento de grandes volúmenes de magma en forma de flujos y domos. Esta fase de intenso magmatismo tuvo lugar entre 27 y 31 Ma.

La mayor parte de los magmas emplazados son de composición riolítica, con un volumen menor de lavas de composición intermedia. Basándose en las diferencias geoquímicas observadas, las lavas se dividieron en una secuencia inferior y una secuencia superior.

En la secuencia inferior, las lavas son geoquímicamente similares a rocas riolíticas de alto potasio descritas en otras localidades de la parte este de la PVSMO. El comportamiento de elementos traza y las relaciones isotópicas en la secuencia inferior corresponde al de una serie de evolución por cristalización fraccionada de las fases observadas. Las relaciones isotópicas de Sr y los valores de epsilon Nd son aproximadamente constantes (0.7072 a 0.7077 y -1.7 a -2.0 respectivamente).

Las lavas de la secuencia superior son riolitas de alto sílice y alto potasio, que presentan las características geoquímicas de riolitas topacíferas, con enriquecimiento de flúor y elementos incompatibles (p.ej. Rb, La, Sm, Th, U, Nb, Ta) y empobrecimiento de elementos compatibles como Sr y Ba. Los elementos traza presentan un comportamiento opuesto al que resulta de procesos de cristalización fraccionada, ya que muestran una disminución en los contenidos de elementos incompatibles, incluyendo flúor, y aumento en el contenido de elementos compatibles a mayor contenido de sílice. Los patrones de elementos de tierras raras de la secuencia superior son planos y presentan una anomalía de Eu pronunciada, que disminuye a mayores contenidos de sílice. Las relaciones isotópicas de Sr son altas y variables (0.7091 a 0.7200), mientras que los valores de epsilon Nd presentan menor variación (-1.4 a -2.8). De manera similar a los elementos incompatibles, se observa una disminución en las elevadas relaciones $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ y $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ al aumentar el contenido de sílice.

Las características geoquímicas e isotópicas de la secuencia superior se pueden explicar por procesos de fusión parcial en desequilibrio de rocas granulíticas de la corteza inferior. Este modelo de fusión parcial implica que la composición isotópica de magmas corticales no refleja la composición de la roca total, sino

las contribuciones relativas de las fases minerales al magma. Minerales hidratados de rocas metamórficas de alto grado, como biotita, son ricos en $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ y flúor y pobres en Sr. Bajos grados de fusión parcial favorecen la fusión preferencial de dichas fases, generando magmas enriquecidos en $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ y flúor, y empobrecidos en Sr. A mayores grados de fusión parcial, los feldespatos presentes en la fuente cortical contribuyen en mayor proporción al magma, el cual será más pobre en $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ y flúor, y más rico en Sr. Un proceso similar puede generar los valores altos y variables de $147\text{Sm}/144\text{Nd}$, por contribución variable de granate y/o zircón.

La preservación de estas características requiere de una rápida segregación del líquido a bajos grados de fusión, que impida el equilibrio entre líquido y sólido y la homogenización de fracciones sucesivas de líquido. En la MC se dan condiciones que favorecen la segregación rápida, como son: a) el alto contenido de flúor en las riolitas, que disminuye la viscosidad de los magmas; b) los procesos contemporáneos de extensión cortical con alta tasa de extensión; c) las altas tasas de fusión que resultarían del calentamiento rápido de la corteza inferior; d) la fusión de rocas granulíticas por reacciones de deshidratación. Los últimos tres factores reducen la resistencia de las rocas y promueven el fracturamiento, aumentando la permeabilidad.

Los procesos de extensión en la MC iniciaron antes del emplazamiento de la secuencia superior, pero una fase relativamente corta de deformación acelerada dio lugar al emplazamiento de los grandes volúmenes de lava de esa secuencia, principalmente en forma de domos y con una distribución controlada por fallas.

SRSCM-07

GENERATION OF OIB-TYPE VOLCANISM IN THE WESTERN TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT BY SLAB ROLLBACK, ASTENOSPHERE INFILTRATION AND VARIABLE FLUX-MELTING

Luca Ferrari¹, Chiara M. Petrone^{2,3} and Lorella Francalanci³

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: luca@servidor.unam.mx

² Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, Italy

Models involving mantle plumes or decompression melting of a heterogeneous mantle have been proposed to explain the occurrence of Ocean Island Basalt-type lavas in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. However, mantle plumes are inconsistent with the geologic record and with the presence of adakites at the northern edge of the arc, whereas decompression melting do not seems viable given the low extension rate of the upper plate. Based on new geologic mapping and geochemical studies we propose an alternative model, which reconciles geologic data, plate tectonic history and petrology. We observe that since 8.5 Ma the volcanic front has migrated trenchward by ~80 km and that Ocean Island Basalts began to be emplaced in the rear half of the arc after a period of stalled subduction of the Rivera plate between 7.2 and 4.8 Ma. As a whole, Ocean Island Basalts accounts for just about 5% of the total volume of volcanism. Their trace elements signature require an enriched mantle source, akin to the asthenosphere, but also indicate a minor involvement of a subduction component.

We propose that during the period of very low convergence at the end of the Miocene the edge of the Rivera slab started to sink in the mantle and keep on rolling back until reaching the present dip of 50°. The sinking of the slab may have induced small amounts of asthenosphere to laterally flow into the opening mantle wedge from the Gulf of California area to the west and from the subducted Rivera-Cocos plate boundary to the east. This mechanism would produce veins of relatively enriched mantle, which were able to produce melts with an Ocean Island Basalt composition when the flux of fluids released from the subducted slab resumed at the beginning of Pliocene.

SRSCM-08

SR, ND, PB AND LI ISOTOPIC STUDY OF OROGENIC AND INTRA-PLATE TYPE MAGMATISM IN THE SAN PEDRO-CEBORUCO GRABEN (NAYARIT, MEXICO)

Chiara M. Petrone¹, Lorella Francalanci², Richard W. Carlson¹ and Luca Ferrari³

¹ Carnegie Institution of Washington, Department of Terrestrial Magnetism, Washington

E-mail: petrone@steno.geo.unifi.it

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, Italy

³ Instituto de Geología, UNAM

San Pedro-Ceboruco graben is part of the wider extensional tectonic structure of Tepic-Zacoalco rift that runs in a NW-SE direction between Guadalajara and the Gulf of California. Volcanic activity inside the graben belongs to the active volcanic arc of the Trans-Mexican Volcanic Belt. We carried out a detailed petrologic and magmatologic study of the Quaternary mafic volcanism in the San Pedro-Ceboruco graben. Magmatism in the studied area is characterized by the presence of a variety of volcanic styles (stratovolcanoes, dome complex and monogenetic centres) as well as by the co-existence of rocks with different petrologic affinities which span from typical subduction-related to intra-plate type lavas. The latter is quantitatively subordinate to the subduction-related magmatism but was erupted, in the last 1 m.y., in close association with the orogenic activity.

On the basis of chemical compositions, we recognize at least five different magmatic series in the San Pedro-Ceboruco graben: 1) calc-alkaline series; 2) Low Ti (LTi) series; 3) High Ti (HTi) series; 4) Amado Nervo flows and 5) Na-alkaline series. LILE/HFSE and LREE/HFSE ratios decrease according to the following order: 1) calc-alkaline; 2) LTi; 3) HTi; 4) Amado Nervo flows and 5) Na-alkaline series. Isotopic composition of the five series also correlates with their chemical compositions. In detail, calc-alkaline rocks are characterized by low $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ (0.512799-0.512811) and high $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (0.703948-0.704017) along with the HTi series, whose Nd isotopic ratio are intermediate between the lowest values shown by calc-alkaline series and the highest values of Na-alkaline series (0.512946-0.512956). Nd isotopic ratios of LTi and Amado Nervo series overlap those of HTi series but $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ is intermediate between the Na-alkaline and the calc-alkaline values. All series are characterized by $207\text{Pb}/204\text{Pb}$ and $208\text{Pb}/204\text{Pb}$ spanning almost the same range (15.58-15.67; 38.41-38.71) but they show very different values of $206\text{Pb}/204\text{Pb}$. Indeed, the Na-alkaline series shows high $206\text{Pb}/204\text{Pb}$ (18.89-19.03), whereas for the other four series this ratio ranges from 18.67 to 18.80. The Na-

alkaline series is also characterized by high $\delta^{7}\text{Li}$ (+8.3), compared to +2.4 and +4.3 for the other series. The isotopic composition and incompatible element ratios for the Na-alkaline series are similar to those of oceanic island basalts (intra-plate type), whereas calc-alkaline rocks show isotopic compositions and LILE/HFSE ratios typical of subduction related rocks. The total range in isotopic compositions and incompatible element ratios for all five series strongly suggest the presence of a sub-arc mantle source extremely heterogeneous and characterized by at least two components, a depleted one and an enriched one, with a subduction component variably superimposed on both. The presence of the enriched mantle source is interpreted as due to the lateral flow of small amounts of sub-slab material into the opening mantle wedge from the nearby region of Gulf of California and Rivera-Cocos plate boundary.

SRSCM-09

GEOQUIMICA DE LA CALDERA DE AMAZCALA, QUERÉTARO. UN CENTRO PERALUMINOSO-PERALCALINO DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Aguirre-Díaz Gerardo J.¹, Morton-Bermea Ofelia² y Lozano-Santa Cruz Rufino³

¹ UNICIT, UNAM

E-mail: gjad@servidor.unam.mx

² LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM

³ LUGIS, Instituto de Geología, UNAM

La caldera de Amazcala se ubica a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro. La caldera tiene 14 x 11 km de diámetro, y es elíptica con su eje mayor orientado al NE. La caldera se desarrolló entre 7 y 6 Ma (edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar), y emitió sólo productos riolíticos, incluyendo la Pómez Ezequiel Montes, la ignimbrita Colón, domos del anillo, y un domo central de 4 x 2 km. La Pómez Ezequiel Montes (PEM) se distribuyó ampliamente en la región y consiste en lapilli grueso a fino de pómez de caída, teniendo todavía 5 m de espesor hasta a 35 km de la caldera. La ignimbrita Colón está compuesta principalmente de pómez blanca y espículas de vidrio con escaso contenido de líticos y cristales (sanidino y cuarzo). Los domos del anillo aun conservan obsidiana, y el domo central está totalmente devitrificado.

Se observa un cambio paulatino de composición de los primeros a los últimos productos de la caldera, es decir, de la PEM, a la ignimbrita Colón, a la obsidiana de los domos anulares (ODA). Basado en el índice de alúmina, el cambio es de peraluminoso a peralcalino. De hecho, las ODA son comenditas, según la clasificación de 1974 de McDonald para rocas peralcalinas. Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃, Sr, Ba disminuyen de EMP a ODA, mientras que Na₂O, FeO, Rb, Y, Zr, Nb, Th, Pb, y las tierras raras en general aumentan. Algunos elementos cambian muy drásticamente, como el Zr, que aumenta de 230 a 1819 ppm, y las tierras raras aumentan en un orden de magnitud. Todos los productos son altamente potásicos, con un rango de K₂O de >3 a cerca de 8 % en peso. Los elementos afines a feldespatos y fases accesorias están prácticamente ausentes en las ODA, como el Sr, P, Ti, Ba. Mientras que elementos que no son asimilados por cristales y se mantienen en el líquido (vidrio), son muy enriquecidas de PEM a ODA. Lo anterior indica un marcado zoneamiento de la cámara magmática posiblemente causada por un proceso de cristalización fraccionada extrema. Estas características son similares a las de la caldera La Primavera, en

donde también se han reportado comenditas. Aunque este tipo de rocas han sido asociadas con rift continentales (por ejemplo la caldera de Menengai en el rift de Kenya, y la misma caldera La Primavera), en el caso de Amazcala no se observa un marcado enriquecimiento en Nb, sino más bien un ligero empobrecimiento común a magmas generados en zonas de subducción. Tomando en cuenta que la caldera de Amazcala está a 480 km de la trinchera Mesoamericana, y que es por lo tanto la caldera del CVM más lejana tierra adentro de la trinchera asociada al CVM, el enriquecimiento en K₂O y la peralcalinidad de sus productos pueden explicarse como efectos de esta lejanía, como sucede en otros arcos volcánicos: a mayor distancia de la trinchera, mayor enriquecimiento en alcalinos, en especial K₂O.

SRSCM-10

LA CALDERA DE APASEO, GUANAJUATO. GEOLOGIA Y GEOCRONOLOGIA DE UNA NUEVA CALDERA EN EL SECTOR CENTRAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Aguirre-Díaz Gerardo J.¹ y Lopez-Martínez Margarita²

¹ UNICIT, UNAM

E-mail: gjad@servidor.unam.mx

² Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

E-mail: marlopez@cicese.mx

La caldera de Apaseo se ubica a 40 km al SW de la ciudad de Querétaro, junto a Apaseo El Alto, Guanajuato. Es elíptica, con 14 x 11 km de diámetro, con el eje mayor orientado al NNW. La caldera se desarrolló entre 6 y 5 Ma (edades preliminares ⁴⁰Ar-³⁹Ar y K-Ar). Incluye una secuencia piroclástica con más de 60 m de espesor en sus facies proximales, compuesta de ignimbritas con brechas líticas de rezago señalando la caldera de Apaseo como fuente, intercaladas con depósitos tipo surge y pómez de caída, cuya distribución extracaldera ha sido parcialmente determinada. Una ignimbrita intracaldera, endurecida por soldamiento y denominada ignimbrita Huapango, fue fechada en 5.3 ± 0.5 Ma (⁴⁰Ar-³⁹Ar). Facies extracaldera de esta ignimbrita se siguen hasta 20 km al este de Huapango (en el centro de la caldera). La mayor parte de esta secuencia piroclástica está cubierta por tierras de cultivo hacia el norte, y por vulcanismo máfico del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) al oeste de la caldera, pero se le encuentra expuesta en algunas canteras de «tepetate» de los alrededores de la caldera. Posteriormente, se emplazaron una serie de domos riolíticos, que aun conservan obsidiana, y cuya edad está por verificarse. Algunos domos emitieron derrames tipo coulé que alcanzaron hasta 6 km de la fuente. Cada derrame tiene 20-30 m de espesor y desarrolló juntas columnares y un caparazón de vidrio autobrechado. Derrames riolíticos similares, y posiblemente contemporáneos a los domos del anillo, se localizan en el flanco NW del Complejo Volcánico Los Agustinos (CVLA), a 15 km al sur de la caldera de Apaseo, y que resultaron en 5.6 a 5.8 Ma. La parte sur de la caldera fue parcialmente cubierta por derrames de andesita de 5.5 ± 0.4 Ma (Andesita Agustinos) provenientes del CVLA. Un pequeño domo de dacita (domo La Mesa) se emplazó en el borde suroeste de la caldera y sobreyace a estas andesitas. Finalmente, cuatro volcanes tipo escudo se formaron alrededor de la caldera. El volcán Llano Grande, con una base de 10 km y una altura de 500 m, es el de mayor tamaño. Este volcán cubre la parte occidental de la caldera y es muy similar, aunque de menor tamaño, que el vecino volcán de La Gavia (Cerro Grande) del CVMG. La edad K-Ar de 5.1 ± 0.3 Ma para Llano Grande es considerada representativa de

los otros tres volcanes escudo. Los cuatro volcanes emitieron andesitas básicas con olivino que se distribuyeron ampliamente dada su baja viscosidad inferida.

La caldera de Apaseo se ubica sobre un horst limitado hacia el este por fallas NNW del sistema Taxco-San Miguel de Allende, y al oeste por fallas SSE a SSW que formaron el valle de Salvatierra-Celaya, sobresaliendo la falla NS Tarimoro-San Miguel de Allende. El flanco sur de la caldera está desplazado por fallas normales con rumbo E-W, las cuales forman un pequeño graben (grietas de Los Tirados), con 1.5 a 2 km de ancho por 20 km de largo. Dicho graben marca el límite entre la caldera de Apaseo con el CVLA.

La caldera de Apaseo, así como el CVLA, forman el límite entre dos subprovincias contrastantes del CVM, el CVMG y el sector central del CVM (SCCVM). En el CVMG, predomina el vulcanismo máfico asociado a volcanes escudo y conos cineríticos, mientras que en el SCCVM el vulcanismo es más diverso, con abundantes ignimbritas y la mayor concentración de calderas de todo el CVM.

SRSCM-11

ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DE LA REGIÓN DE APAN, HIDALGO

García-Palomo Armando y Macías, V.J.L.

Depto. de Sismología y Vulcanología, Instituto de Geofísica,
UNAM

E-mail: apalomo@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx

La región de estudio está delimitada por las coordenadas geográficas 20°00', 19°30'N y 99°00' y 98°00'W. Se localiza aproximadamente a 40 kilómetros al noreste de la Cd. de México, dentro de los Estados de México, Hidalgo, Puebla y Tlaxcala. Geológicamente forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), el cual ha sido dividido en tres sectores con características volcánicas diferentes, siendo estos: sector oriental, central y occidental. La región de Apan se encuentra ubicada en el límite entre los sectores central y oriental del CVT, detrás del frente volcánico que constituye la Sierra Nevada formada por los volcanes Popocatepetl, Iztaccuatl, Telapón y Tlaloc. En base, a imágenes de satélite, estratigrafía, y soportada por análisis químicos y edades radiométricas se reconocieron 15 unidades, principalmente de origen volcánico cuyo rango en edad varía desde el Mioceno al reciente, y las que descansan sobre un basamento calcáreo de edad Mesozoica y conglomerados del Eoceno. El análisis petrográfico y geoquímico indican que las rocas de edad Mioceno y Plioceno están representadas por andesitas. El grupo del Pleistoceno presenta un vulcanismo bimodal, constituido por riolitas y por andesitas basálticas. En general las rocas caen en el campo de las rocas subalcalinas y pertenecen a la serie calcoalcalina con contenido medio en potasio, aunque existen algunas rocas que caen en el campo alto en potasio. Estas características indican que las rocas de la región de Apan son típicas de ambientes de subducción. El escenario estructural, de la región está constituido por tres principales planicies escalonadas y con caídas hacia el NW, delimitadas por cuatro principales fallas normales con rumbo NE-SW y echados hacia el NW, las cuales constituyen una geometría tipo semigraben.

SRSCM-12

EVOLUCIÓN VOLCÁNICA DE LA CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA, SECTOR ORIENTAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

López-Hernández Aida¹, Aguirre-Díaz Gerardo J.² y López-Martínez M.³

¹ Comisión Federal de Electricidad
Actualmente Facultad de Ingeniería Civil, Universidad
Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
E-mail: lhaida@zeus.ccu.umich.mx

² UNICIT, UNAM

³ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
E-mail: marlopez@cicese.mx.

La caldera de Acoculco es un centro volcánico plio-pleistocénico de 18 km de diámetro. Se localiza a 100 km al NE de la Ciudad de México. A diferencia de otras calderas del Cinturón Volcánico Mexicano, los depósitos de flujos piroclásticos se acumularon principalmente en el interior de la caldera y a cortas distancias extra-caldera, aparentemente debido a la elevada viscosidad del magma, producida por un alto porcentaje de cristales. A continuación se sintetiza la historia volcánica de acuerdo con el registro estratigráfico y los fechamientos por K-Ar y 40Ar-39Ar.

La actividad relacionada con la caldera de Acoculco ocurrió en dos ciclos principales. El primero, de 3 a 2.6 Ma, generó varios complejos volcánicos emplazados sobre una fractura anular de 34 km de diámetro que circunscribe a la caldera de Acoculco, cuya formación es más reciente. En este sentido, la caldera de Acoculco es una caldera anidada dentro de otra estructura mayor, aparentemente una gran caldera, que denominamos la caldera de Tulancingo, que incluye a los domos riolítico-dacíticos de Tulancingo, del Rosario, y las lavas basálticas de Acaxochitlán.

El segundo episodio, de 1.7 a 1.26 Ma, se inició con el emplazamiento de domos dacíticos y riolíticos, seguido de la emisión de flujos piroclásticos de alta densidad, de composición riolítica y espesor superior a 300 m (Ignimbrita Acoculco), evento que causó el colapso de la caldera de Acoculco. Este episodio finalizó con la emisión de domos riolíticos alineados sobre el borde caldérico, mientras que simultáneamente, al E de la caldera, derrames piroclásticos que dieron lugar a la ignimbrita Piedras Encimadas fueron emitidos a partir de una fuente satélite.

La actividad volcánica de composición basáltica-andesítica continuó adyacente a la caldera de Acoculco de 1.8 a 1.3 Ma. Finalmente, lavas basálticas de 1.0 a 0.24 Ma se superpusieron a las riolitas del interior de esta caldera y de la zona de Piedras Encimadas, y cubrieron los domos anulares en el margen NW y SE de la caldera.

La importante emanación de gases magmáticos en manifestaciones frías y las elevadas temperaturas (más de 300°C) registradas en un pozo profundo (CFE), sugieren una reactivación magmática no evidente en superficie.

SRSCM-13

GEOLOGÍA PRELIMINAR DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL BASAMENTO DEL MACIZO DE TEZIUTLÁN

Edgar Angeles Moreno¹, Salvador Sánchez Martínez¹ y Elena Centeno García²

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

² Instituto de Geología, UNAM

La zona de estudio se encuentra ubicada al Noroeste de la Ciudad de Teziutlán y al Sur de la población de Mazatepec en la Sierra del Norte de Puebla. En esta área afloran secuencias intercaladas de esquistos pelíticos, básicos y cuarzofeldespáticos, que son afectados por diques riolíticos. La secuencia se ha definido originalmente como serie metamórfica esquistos Xucayucan (Segura, 1990).

Los trabajos geológicos previos que se han llevado a cabo en la zona no se han enfocado a la geología metamórfica debido a sus fines petroleros y geotécnicos. Así el propósito de este trabajo es caracterizar a las rocas metamórficas empleando métodos de cartografía geológica, estratigrafía, geología estructural, geoquímica de elementos mayores, tierras raras y otros elementos traza, para establecer el ambiente tectónico que dió origen a la secuencia metamórfica presentada. Ello aportará elementos para resolver el problema de su origen y evolución tectónica.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la cartografía y análisis estructural de detalle, de las rocas metamórficas que afloran entre los ríos Apulco y Xucayucan.

La estratigrafía comprende 4 litofacies metamórficas definidas de la base a la cima como: Tamalayo, Chicuaco, Cozolexco y el Mirador. La Litofacies Tamalayo comprende esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos cortados por probables apofisis de composición granítica y en algunos se encuentran porfiroclastos de hasta 2 m. Litofacies Chicuaco constituida de bandas de esquistos miloníticos de muscovita intercalados con bandas de ultramilonitas, así como con esporádicas bandas de metabasalto. La litofacies Cozolexco comprende metabasaltos y algunos preservan estructuras similares a almohadillas, pedernal verde a rosado, y metalutitas silíceas. Por último la litofacies el Mirador está constituida de litologías similares a la anterior solo que con un grado mayor de deformación.

Las estructuras geológicas corresponden a pliegues isoclinales reclinados a recumbentes formados en condiciones dúctiles con vergencia al NE-SW que están afectados por pliegues en condiciones más frágiles con vergencia al NW-SE.

SRSCM-14

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA EN EL EXTREMO SURORIENTAL DEL ESTADO DE PUEBLA

Hernández Láscars Delfino
Depto. de Biología, UAM, Iztapala
E-mail: held@xanum.uam.mx

En el área de Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, a unos 50 kms. al sur de Tehuacán, se cartografiaron 14 unidades litoestratigráficas, que cubren una superficie de 200 km². El mapeo cartográfico se realizó en escala 1:25000, a una altura entre 1600 y 2450 m.s.n.m.

De las 14 unidades; una es Precámbrica (Complejo Oaxaqueño), cuatro son Paleozoicas (Complejo Acatlán, Formación Matzitzit, Dique Metzontla, y Rocas Graníticas Caltepec), Cinco son Mesozoicas (Dique Los Reyes, Sill Atolotitlán, Lechos Rojos, Formación Zapotitlán, Caliza San Luis) y cuatro son Cenozoicas (Andesita La Cruz, Andesita Xochiltepec, Dique Zoluche y Conglomerado El Castillo). Cinco de ellas se menciona por primera vez, en el área afloran rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas

En cada una de las unidades se propone y describe una definición, ubicación, expresión geomórfica, relaciones estratigráficas, estructura y edad. Y los fósiles que se reportan de plantas y animales del Paleozoico y Mesozoico fueron ubicados geográfica y estratigráficamente.

Para la elaboración del mapa geológico se utilizaron dos cartas topográficas publicadas por el INEGI (hoja Tehuacán y Atzumba) escala 1:50,000 y se igualaron a la misma escala de las fotografías aéreas a 1:25,000.

Finalmente se tienen como resultado una contribución a la cartografía nacional y se propone una de las columnas geológicas más completas para el centro-sur de México.

SRSCM-15 CARTEL

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN CELAYA-SAN MIGUEL DE ALLENDE, ESTADO DE GUANAJUATO

Angel Francisco Nieto-Samaniego, Susana Alicia Alaniz-
Alvarez, y Mariano Cerca-Martínez
Instituto de Geología, UNICIT, UNAM

Se presenta la cartografía geológica de las Hojas Celaya y San Miguel de Allende (cartas INEGI escala 1:50,000) la cual se realizó dentro del convenio entre el Consejo de Recursos Minerales y la UNAM.

Las rocas mesozoicas de la zona son de origen marino y presentan un grado metamórfico bajo (facies esquistos verdes). Estas rocas se agruparon en dos conjuntos litológicos: El conjunto inferior (KiMLaMar) está formado por areniscas, filitas y algunos pedernales. Contiene intercalados derrames de basaltos y tobos de composición básica. El conjunto superior (KiMCzMar) está constituido por calizas y margas, con algunas areniscas. Se observó un intrusivo de composición diorítica (Tpa(?)D) emplazado en los sedimentos; en esta roca se midieron fallas inversas. Sobre las rocas mesozoicas aparece un conglomerado continental polimíctico de color rojo (TeCgp), la edad de este conglomerado se supone del Eoceno.

Sobre el conglomerado hay una cubierta volcánica continental con rocas de edades que van del Oligoceno al Plioceno, se reconocieron ocho unidades agrupadas de la manera siguiente:

El conjunto más antiguo (ToR, ToPR y ToA) incluye tobos, ignimbritas, derrames y domos de composición riolítica a riolítica, con derrames de andesita intercalados. Cubriendo a estas rocas, aflora un paquete de ignimbritas en las que se puede distinguir grados de piroconsolidación muy diferente, pero todas son de composición riolítica a riolítica; en general, se presentan en capas horizontales, o bien con echados muy pequeños. En la parte NW de la hoja Celaya se observa un derrame de riolita (TmR)

que cubre discordantemente a las ignimbritas. Yaciendo discordantemente sobre las ignimbritas aflora una serie de rocas basálticas y andesíticas (TmA-B); esta unidad está constituida por derrames fisurales y aparatos volcánicos centrales. Los derrames de basalto y algunas ignimbritas se intercalan con sedimentos lacustres y aluviales que rellenan los valles (TnArCgp). Los sedimentos no afloran en las sierras pero sí los basaltos y las ignimbritas, atestiguando que dichos depósitos sedimentarios constituyen el relleno de cuencas continentales. Por último, en el extremo suroriental del área se observan aparatos volcánicos compuestos por rocas basálticas y andesíticas (TplA-B) cuya edad se ubica en el Plioceno.

Gran parte del área está cubierta por sedimentos continentales de edad Terciario (TnArCgp) y sedimentos pleistocénicos (Qplla(arlm). Este relleno indica que el depósito fue continuo desde el Mioceno hasta el Presente.

La deformación de las rocas muestra dos eventos tectónicos regionales: El primero corresponde a la fase compresiva de la Orogenia Laramide, la cual deformó a las rocas mesozoicas. Los datos estructurales sugieren que la dirección de acortamiento máximo fue NE-SW, con vergencia al NE.

El segundo evento tectónico fue de alargamiento, se manifiesta con fallamiento de tipo normal y tuvo lugar sincrónicamente con una intensa actividad volcánica. El fallamiento más intenso ocurrió durante el Oligoceno y las fallas generadas durante esa fase fueron reactivadas durante el Mioceno. Se pueden identificar otros tres sistemas de fallas, uno de dirección N-S, otro ENE-WSW y otro NW-SE.

SRSCM-16 CARTEL

GEOLOGÍA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA OCCIDENTAL Y CENTRAL

Tania Norato Cortez¹, Luca Ferrari² y José Rosas Elguera³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

² Instituto de Geología, UNAM

E-mail: luca@servidor.unam.mx

³ Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara

Se presenta la cartografía geológica a escala 1:250,000 del sector occidental y central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), desarrolladas en los últimos 4 años a través de diferentes proyectos de investigaciones. La cartografía geológica está apoyada por 470 fechamientos isotópicos, 50 de los cuales todavía no publicados, y aproximadamente 1300 análisis químicos de elementos mayores y trazas. Todos estos datos están almacenados en un sistema de información geográfica para su análisis interactivo y constante actualización. El mapa geológico incluye 32 unidades geológicas de las cuales 28 pertenecen al volcanismo Oligoceno-Cuaternario.

La integración de la geología de la FVTM a escala regional permite de apreciar algunos rasgos importantes de su evolución volcanológica. En el sector occidental, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El volcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estrato-volcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el volcanismo emplazado dentro del BJ es predominantemente de tipo

monogenético y de composición basáltico-andesítica. En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, el volcanismo es casi exclusivamente de composición basáltica o basáltico-andesítica. Los estratovolcanes están completamente ausentes, si se exceptúa el caso del Cerro Tancitaro. Calderas, complejos dómicos y estratovolcanes aparecen otra vez al este del sistema Taxco-San Miguel de Allende.

Las primeras manifestaciones del volcanismo de la FVTM las constituyen secuencias lavicas predominantemente andesíticas de edad Mioceno medio que afloran de manera discontinua en la parte sur del sector central. El Mioceno tardío (11-8 Ma) se caracteriza por el emplazamiento de extensas mesetas basálticas coronadas por volcanes escudos y, localmente, estratovolcanes. Este volcanismo, que ocupa toda la parte norte de la FVTM, representa uno de los pulsos volumetricamente dominantes de su evolución. Durante la parte terminal del Mioceno tardío (7-5 Ma) la tasa de efusión volcánica disminuye considerablemente y los productos volcánicos son, en mayoría, de tipo silícicos. Un nuevo pulso magmático ocurre al principio del Plioceno (4.7 Ma), con emplazamiento de complejos dómicos e ignimbritas y con la primera ocurrencia de basaltos con afinidad intraplaca, distribuidos en su mayoría en el sector occidental. En el Plioceno tardío la tasa volcánica disminuye otra vez para volver a crecer durante el Cuaternario. En este último periodo se emplazan todos los principales estratovolcanes de la FVTM.

Desde el Mioceno tardío el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera aunque el volcanismo ha persistido en la parte trasera del arco. La migración es mas evidente en el sector occidental donde alcanza los 80 km y disminuye paulatinamente hacia el este, en conformidad con la disminución del angulo de la placa subducida. En el sector central es interesante observar que el fallamiento extensional intra-arco ocurre en las dos áreas donde el arco es mas estrecho y la tasa de emplazamiento magmático es mínima (Chapala y Cuitzeo-Acambay). Esto sugiere que en las demás regiones el magmatismo puede haber acomodado gran parte de la deformación.

SRSCM-17 CARTEL

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA HOJA TALPA DE ALLENDE (F13D71) JALISCO, MÉXICO

Pedro F. Zárate del Valle¹, José Rosas Elguera¹ y Jaime Urrutia Fucugauchi²

¹ Universidad de Guadalajara

E-mail: pzarate@ccip.udg.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: juf@igeofcu.unam.mx

En el área afloran rocas del Cretácico, tanto de origen volcanosedimentario marino (lutitas, areniscas, dacitas, tobas {Mina La América: 71.9 Ma: C.R.M., 1992}, andesitas, caliza) como de origen volcánico continental (ignimbritas) pertenecientes al arco Alisitos-Teloloapan, las cuales se caracterizan por:

- 1) La presencia de la facies ígnea ocoita (volcánica e intrusiva) de composición andesítica; 2) Estar mineralizada con sulfuros masivos volcánicos polimetálicos (Pb, Zn, Ag), los cuales están contenidos en la toba ácida y encajonados en las dacitas (Minas La América y El Rubí); 3) Consistir la secuencia volcánica continental de lava calcoalcalina silíceo subaérea, brechas volcánicas e intercalaciones de tobas de flujo de ceniza (San

Sebastián del Oeste, 114 Ma; Gastill et al., 1978); 4) Las rocas cretácicas aflorantes en Talpa de Allende han estado sujetas a un proceso de metamorfismo regional de bajo grado sintectónico, el cual es atestiguado por la presencia de minerales de la facies prehnita-pumpellita (facies ocoita); 5) La orogenia Laramide generó en la secuencia cretácica pliegues (anticlinales y sinclinales) orientados NE-SW y cuyos ejes pueden buzarse al NE.

En el área de estudio las rocas intrusivas están representadas por: granodioritas (El Desmoronado: 71.1 Ma: C.R.M., 1992) y granófiros, las cuales han generado aureolas de metamorfismo de contacto en la secuencia cretácica (Mina El Rubi, El Desmoronado).

Las rocas cuaternarias (0.26-0.48 Ma) son de composición basáltica y han sido eruptadas por aparatos volcánicos monogénicos. Geoquímicamente se clasifican como minetas, andesitas basálticas, kersantita, absakorita (Lange & Carmichael, 1990).

La depresión de Talpa-Mascota, está limitada por dos sistemas estructurales de dirección WNW: el sistema Juanacatlán (50-70 km) con manifestación volcánica cuaternaria y el Cacoma sin volcanismo. Geométricamente, es probable que el valle de Talpa, de dirección 340° esté genéticamente relacionado con los sistemas Juanacatlán y Cacoma (Bandy y Maillol, 1994).

Por Paleomagnetismo y en base a los datos de referencia de la curva polar de Norte América puede aseverarse que las direcciones medias de las unidades estudiadas están rotadas en el sentido de las manecillas del reloj con respecto a las direcciones esperadas para esta parte de Jalisco, siendo la rotación del orden de 30-40 grados, sugiriendo un sistema dextral. El rango de edades propuesto para el supercron normal es de 118 a 83 Ma (Cande and Kent, 1995).

Tanto la facies ocoita como las rocas basálticas cuaternarias están afectadas localmente por un proceso de rubefacción.