

GET-1

## MAGMATISMO Y EXTENSIÓN CENOZOICOS EN LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE UNA GRANDE PROVINCIA ÍGNEA SILÍCICA EN EL OCASO DE LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA FARALLÓN

Ferrari Luca<sup>1</sup> y Valencia Moreno Martín<sup>2</sup><sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM<sup>2</sup> ERNO, Instituto de Geología, UNAM  
luca@geociencias.unam.mx

Este trabajo pretende resumir el estado del conocimiento geológico sobre la Sierra Madre Occidental (SMO) y se realizó en respuesta a una invitación para el Centenario de la Sociedad Geológica Mexicana.

La geología de la SMO está dominada por conjuntos de rocas ígneas asociadas a diferentes episodios magmáticos, que resultaron de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norte América: 1) rocas plutónicas y volcánicas de Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silíceas emplazadas en su mayoría en dos pulsos en el Oligoceno Temprano (32-28 Ma) y el Mioceno Temprano (24-20 Ma); 4) coladas basáltico-andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbritico (SCORBA); 5) coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazadas generalmente en la periferia de la SMO en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario. Los productos de todos estos episodios magmáticos, parcialmente superpuestos entre sí, cubren a su vez un basamento heterogéneo pobremente expuesto del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico.

La tectónica Terciaria ha afectado significativamente la SMO. La tectónica extensional inició por lo menos en el Oligoceno en toda la mitad oriental de la SMO, provocando la formación de amplios graben en su flanco este. En el Mioceno temprano y medio la extensión afectó la mitad occidental de la SMO. Esta deformación fue mas intensa en Sonora (donde se llegó a la exhumación de corteza inferior (en los "core complexes") mientras en el resto de la SMO no rebasó el 30%. La extensión del Mioceno Superior se concentra en la franja costera del Golfo de California y está claramente relacionada con la apertura de este rift continental. Es importante notar que gran parte de la extensión se dio mientras la subducción de la placa Farallón todavía era activa.

A pesar de haber sido poco estudiada la SMO tiene una gran importancia científica y económica. El volcanismo silíceo Terciario hace de la SMO una de las provincias ígneas silíceas más grande del mundo, y la más grande del Cenozoico. Los picos de volcanismo ignimbriticos de la SMO se consideran la causa de un evento paleoclimático global de enfriamiento ocurrido en el límite Eoceno-Oligoceno y de un evento de enfriamiento de menor duración en el Mioceno temprano. El conjunto de rocas magmáticas Cretácico-Paleogeno, es huésped de los depósitos de plata y cobre más grandes del planeta. Por otro lado este arco magmático pre-ignimbritico es una pieza fundamental para entender el mecanismo que dio origen a la orogenia Laramide que afectó al continente más al este. Hasta la fecha, no hay acuerdo sobre el mecanismo que produjo este gigantesco pulso magmático y, particularmente, sobre el papel de la corteza en la génesis del volcanismo silíceo. Por otro lado, las causas de la extensión anterior al Mioceno tardío y su relación con la última fase de la subducción tampoco son completamente claras. En muchos sentidos se puede decir que la SMO sigue siendo una frontera geológica.

GET-2

## EL MAPA GEOLÓGICO DE SONORA, ESCALA 1:1,000,000

González León Carlos M.<sup>1</sup>, Valencia Moreno Martín<sup>1</sup>, Noguez Alcántara Benito<sup>2</sup> y Salvatierra Domínguez Eduardo<sup>2</sup><sup>1</sup> ERNO, Instituto de Geología, UNAM<sup>2</sup> Servicios Industriales Peñoles  
cmgleon@servidor.unam.mx

Este trabajo presenta la primer versión del mapa geológico del Estado de Sonora, escala 1:1,000,000. Se trata de un trabajo mayormente de compilación que incluye la información geológica más actualizada, basada en trabajos publicados e incluyendo algunos en prensa. Una fuente muy importante de la información provino de la reciente cartografía geológica publicada por el Consejo de Recursos Minerales. Otra buena parte del trabajo se extrajo de artículos científicos, tesis profesionales, bases de datos generadas por los autores, así como trabajos y experiencias propias. En este mapa se refleja también, una buena dosis de interpretación, sobretodo en lo que se refiere a aspectos estructurales. El trabajo fue digitalizado en Autocad Map, con el fin de poder interactuar con sistemas de información geográfica. El mapa distingue 32 divisiones litológicas, sus principales unidades litoestratigráficas, sus edades, el ambiente de depósito que representan y los eventos tectónico asociados. Las rocas del basamento proterozoico se distinguen de acuerdo a su naturaleza metamórfica, ígnea o sedimentarias, y a sus respectivos terrenos tectónicos (Terrenos Caborca y Norteamérica). Las rocas paleozoicas se diferenciaron de acuerdo a su ambiente de depósito, como facies de plataforma y cuenca marina profunda; en otros casos, se consideran como rocas paleozoicas indiferenciadas. Para el Mesozoico, se reconocen por separado las rocas ígneas intrusivas, volcánicas y metamórficas del arco magmático triásico-jurásico continental, así como las unidades litoestratigráficas (grupos y formaciones), principalmente sedimentarias, del Triásico, Jurásico y Cretácico de las cuales se precisan sus edades y ambientes tectónicos. El arco magmático laramídico se reconoció por separado en su componente volcánico y volcanosedimentario y en los cuerpos intrusivos y batolíticos asociados. Se distingue por separado el volcanismo mayormente félsico de la Sierra Madre Occidental, sus domos riolíticos asociados, y a los granitos peraluminosos relacionados (y no relacionados) a los complejos con núcleos metamórficos ("metamorphic core complexes"). Del mismo modo, se distinguen los depósitos de relleno de cuencas sintectónicas asociadas a estos complejos. Se trataron de diferenciar los afloramientos de rocas asociadas con 1) el volcanismo oligo-mioceno bimodal (~27 a 18 Ma) que sobreyace al volcanismo félsico de la Sierra Madre Occidental, y que en los valles de Sonora se encuentra generalmente intercalado en la parte inferior de los rellenos clásticos de los valles producidos durante el evento distensivo "Basin and Range", localmente conocidos como la Formación Baucarit; al 2) volcanismo miocénico calcoalcalino (~23 y 12 Ma) expuesto en la región costera y asociado al llamado arco Circum-Golfo, el cual se incluyó como una sola unidad junto con el volcanismo de la provincia extensional (syn-rift) del Golfo de California y 3) por último, se diferenció al volcanismo basáltico plio-cuaternario. Los rellenos sedimentarios consolidados que afloran ampliamente en los valles y en partes de las regiones costeras del estado, que en general se reconocen como la Formación Báucarit del Mioceno, son presentados como una sola unidad junto a otros depósitos sedimentarios más jóvenes, mal consolidados y poco estudiados, que se presentan en los valles de Sonora.

GET-3

### INTERPRETACION TECTONOESTRATIGRAFICA DE LA IMAGEN ORBITAL QUE CUBRE LA ESQUINA SUR-ESTE DE LA HOJA 1:100,000 "TRINCHERAS", 12R-B10, SONORA

Rodríguez Torres Rafael

Posgrado en Ciencias de la Tierra, ERNO, Instituto de Geología,  
UNAM

rafael@geologia.uson.mx

Dentro de un proyecto de investigación el cual versa sobre la presencia de tectonosecuencias mesozoicas tempranas y medias en los alrededores de la Sierra del Tres de Mayo, se contemplo la factibilidad de aplicar la interpretación de imágenes orbitales para demostrar la continuidad de estas unidades tectonoestratigráficas y tambien, demostrar su correlación con otros eventos, ya sean locales o regionales.

Las unidades fisiográficas interpretadas (trabajo de reconocimiento e información disponible), la Sierra de Tres de Mayo (ó de Las Cruces) y la mayor parte de la Sierra de Santa Rosa se encuentran ocupando la casi totalidad de la mayor parte de la Hoja Sierrita Prieta (H12-A88), escala 1:50,000 y que constituye la esquina SE de esta hoja , a escala 1:100,000. Estas sierras se consideraban como constituidas por las siguientes unidades interpretativas:

- rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas, de edad proterozoica;
- rocas sedimentarias marinas, de edad paleozoica temprana;
- rocas sedimentarias, de varias edades mesozoicas y
- rocas volcánicas de edades cenozoicas.

Posteriormente a la interpretación de la imagen satelital se llevó a cabo un proceso de verificación en el campo, el cual ha permitido concluir con las siguientes correcciones:

Primera) La presencia de las rocas metamórficas proterozoicas es mucho mayor en el extremo austral de la Sierra de El Tres de Mayo, que la que se ha mostrado en los eventos cartográficos previos.

Segunda) La presencia de granitos mas viejos que los meso/ cenozoicos; los cuales no se ha había consignado en la misma Sierra de El Tres de Mayo.

Tercera) Se comprueba la presencia de tres tectonosecuencias mesozoicas en la Sierra de El Tres de Mayo: La primera vulcano/ sedimentaria jurásico temprana; la segunda vulcano/sedimentaria jurásico tardía; y la tercera sedimentaria cretácico temprana.

Cuarta) Se comprueba la presencia de vulcanismo mesozóico, que anteriormente se había asignado al Cenozoico.

Posteriores eventos de verificación de campo y la cartografía sistemática, a escala de reconociendo, validaran todavía mas este evento de interpretación de imagen satelital.

El material al que se le aplicó la interpretación fue un mosaico construido, rectificado y georeferenciado por el Consejo de Recursos Minerales (CoReMi).

GET-4

### CARTOGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA DEL BASAMENTO PROTEROZOICO METAMÓRFICO EN LOS CERROS TECOLOTE, NW DE SONORA

Dórame Navarro Miguel<sup>1</sup>, Iriondo Alexander<sup>1</sup>, Castiñeiras Pedro<sup>2</sup>  
y Premo Wayne R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Dept. Geological Sciences, University of Colorado at Boulder,  
USA

<sup>3</sup> U.S. Geol Survey, Denver Federal Center, Denver, CO, USA  
madoram@geociencias.unam.mx

Los Cerros Tecolote se encuentran localizados ~50 km al Sur de la Ciudad de Caborca en el NW de Sonora. Esta es una zona muy peculiar ya que presenta afloramientos de secuencias proterozoicas que han sido consideradas como parte del Complejo Metamórfico Bámuri.

Estudios recientes de cartografía litológico-estructural, petrografía y geocronología han permitiendo diferenciar dos unidades principales de basamento Proterozoico en esta región. La primera consiste en un ortogénesis que aflora en la parte sur, sureste y noroeste de la zona. La segunda unidad corresponde a un posible paragénesis y aflora en la parte central de la región. La foliación en ambas unidades tiene una orientación NE y un echado al SE. A pesar de que las unidades son fácilmente diferenciables en el campo, no se ha podido establecer su relación temporal relativa, sin embargo estudios de geocronología U-Pb SHRIMP en circones indican que ambas unidades son básicamente de la misma edad (~1.77 Ga) y que han sido afectadas por un metamorfismo a los ~1.65 Ga (ej., anfibolita, Ar-Ar). Localmente estas unidades presentan signos de migmatización que nos indican un ambiente metamórfico de baja presión y alta temperatura. También nos encontramos diques máficos no metamorfizados con orientación predominante E-W cortando las unidades antes mencionadas.

Estudios realizados en la región del Bámuri, localizada aproximadamente 10 km al Oeste del los Cerros Tecolote (Iriondo et al., 2003, 2004; Farmer et al., 2003), proponen la existencia de una unidad inferior gneílica con grandes similitudes geoquímicas e isotópicas con la Provincia Mojave del Sur de California. Basándonos en su gran similitud litológica y en la edad de las rocas del Bámuri (~1.77 Ga), proponemos que nuestra unidad gneílica del Tecolote es equivalente a ésta, y que por ese motivo, y solo como hipótesis de trabajo, proponemos que Los Cerros Tecolote representan una parte mas de la Provincia Mojave en el NW de México.

Futuros estudios de geoquímica e isótopos de Nd en las rocas del Tecolote permitirán poner a prueba estas ideas. A su vez estos estudios contribuirán de forma significativa al entendimiento general sobre la distribución de los basamentos proterozoicos del NW de México y de esa forma contribuir a las reconstrucciones del margen continental SW de Laurencia.

GET-5

### CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES DEL BATOLITO COSTERO DE SONORA, ENTRE BAHÍA KINO Y PUNTA TEPOPA, SONORA, MÉXICO

Ramos Velázquez Ernesto<sup>1</sup> y Calmus Thierry<sup>2</sup><sup>1</sup> UABCS<sup>2</sup> ERNO, Instituto de Geología, UNAM  
eramos@uabcs.mx

La cartografía geológica de la zona costera de Sonora en la región comprendida entre Bahía Kino y Punta Tepopa muestra un basamento de rocas graníticas en contacto con rocas metamórficas paleozoicas (?) cubierto discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno. Las rocas graníticas forman el Batolito Costero de Sonora y comprenden en orden cronológico dioritas, granodioritas y un granito porfídico. Estas unidades muestran contactos intrusivos entre sí, generalmente rectos y sin bordes de reacción. Las rocas metamórficas de facies esquistos verdes de alto grado a anfibolitas corresponden a un protólito de areniscas, conglomerados y margas. Afloran generalmente como techos colgantes sobre las rocas graníticas. La secuencia de rocas volcánicas terciarias, está compuesta por coladas basálticas, andesitas y tobas en la parte superior perteneciendo a la toba San Felipe fechada de  $13.86 \pm 2.21$  Ma (Oskin, 2001).

Esta región está seccionada por fallas normales de alto ángulo, orientadas N-S y NW-SE, sistemáticamente con el bloque caído hacia el oeste y un echado asociado al basculamiento de las rocas volcánicas hacia el sureste. Están relacionadas con la parte continental de la Provincia Extensional del Golfo de California. El patrón de fallas NW-SE domina en la franja costera pero las fallas están cubiertas parcialmente por sedimentos recientes. En Punta Tepopa existen fallas con orientación NW-SE que registraron un desplazamiento con sentido lateral derecho. En la región de Bahía Kino, las fallas presentan en general un desplazamiento de tipo netamente normal con variaciones de rumbo desde  $260^\circ$  hasta  $312^\circ$ , y echados entre  $40^\circ$  y  $50^\circ$  al norte y noroeste. En toda el área de estudio estas fallas presentan una zona de brecha y salbanda de hasta 5 metros de ancho, con estrías evidentes.

La evaluación de las contribuciones respectivas de la fase de extensión Sierras y Valles y de la apertura del Golfo de California en la exhumación y la deformación de los cuerpos intrusivos está en proceso de estudio. Las edades de trazas de fisión puntuales obtenidas hasta la fecha en la provincia costera de Sonora (Calmus et al., 2000) indican un enfriamiento y una exhumación diferencial desde el Oligoceno Temprano hasta el Mioceno Tardío. Un estudio en curso más sistemático del enfriamiento del Batolito Costero a lo largo de secciones E-W permitirá proponer un modelo de evolución estructural y térmica de la provincia.

GET-6

### LA SIERRA DE ACÓNCHI, SONORA: EJEMPLO DE EXHUMACIÓN DE UN BATÓLITO LARAMÍDICO EN LA PROVINCIA "BASIN AND RANGE"

Lugo Zazueta Raúl<sup>1</sup>, Calmus Thierry<sup>1</sup>, Gleadow Andrew<sup>2</sup>, Kohn Barry<sup>2</sup> y Wong Martin<sup>3</sup><sup>1</sup> ERNO, Instituto de Geología, UNAM<sup>2</sup> School of Earth Sciences, Universidad de Melbourne, Australia<sup>3</sup> Dept. of Geological Sciences, Universidad de California, Santa Barbara, CA., EUA  
rlugoz@hotmail.com

En la porción central de Sonora, la Sierra de Acónchi junto con la Sierra de Puerta del Sol y la Sierra de Mazatán forman un batolito de 5000 km<sup>2</sup> y el rasgo geomorfológico más importante de la región, con una orientación general NNW-SSE. Dos intrusivos principales constituyen la Sierra de Acónchi: El granito Jaralito, de edad laramídica (57-51 Ma) es de composición predominantemente granodiorítica; el granito de Acónchi intrusionando el anterior en su porción noreste es de composición granítica y se caracteriza por la presencia conjunta de biotita y de abundante muscovita. Su edad de 36 Ma y su composición que indica una fusión parcial de la corteza lo relacionan genéticamente con el inicio de la fase extensional "Basin and Range". El batolito de Acónchi está limitado por fallas normales de orientación NNW-SSE y forma un horst asimétrico con un basculamiento general hacia el este. En el flanco oeste las fallas son de alto ángulo y cubiertas por terrazas aluviales, pero en la región noreste el batolito está limitado por la falla de bajo ángulo El Amol, que provocó el deslizamiento hacia el este y un basculamiento asociado fuerte (hasta  $70^\circ$  hacia el WSW) de las unidades volcánicas y sedimentarias oligocénicas y miocénicas, así como del pórfido San Felipe de 51 Ma. La falla El Amol forma una superficie estructural extensa con una dirección general que cambia de NW50 a NW15, debido a una ondulación abierta cuyo eje es paralelo al echado, y una lineación que indica un movimiento relativo del bloque de techo hacia NE60°. Esta dirección es perpendicular a la dirección general de la Sierra y similar a la lineación mineral de estiramiento de la zona milonítica del núcleo metamórfico de Mazatán localizado 60 km al sur. Los diques pegmatíticos asociados al granito de Acónchi tienen una dirección general perpendicular a la dirección de deslice de la falla El Amol. La falla se caracteriza por una deformación quebradiza del granito de Acónchi sobre varias decenas de metros de espesor. La porción norte de la Sierra de Acónchi no muestra estructuras de tipo núcleo metamórfico en particular una deformación milonítica característica, como en el caso de la Sierra de Mazatán. Fechamientos preliminares por trazas de fisión en apatitos en la parte norte de la Sierra de Acónchi indican un enfriamiento relativamente rápido de las muestras abajo de  $70-60^\circ\text{C}$ , a  $11 \pm 1$  y  $23 \pm 4$  Ma. Estas edades y la posición geográfica de ambas muestras (en el flanco este de la Sierra para la primera y en el flanco oeste para la segunda) sugieren una evolución tectónica diferente para ambos flancos: La parte oeste de la Sierra ha sido erosionada precozmente durante la extensión "Basin and Range", mientras que el enfriamiento del flanco noreste está relacionado con una exhumación tectónica asociada a la falla El Amol, activa hasta por lo menos el Mioceno Tardío. La distancia horizontal de 6 km entre ambas muestras es compatible con esta interpretación.

GET-7

### MAGMATISMO Y TECTÓNICA EXTENSIONAL DURANTE EL CENOZOICO EN EL SUR DE SONORA

Roldán Quintana Jaime  
ERNO, Instituto de Geología, UNAM  
jaimer@servidor.unam.mx

El estudio de la geología del Cenozoico de Sonora se considera importante ya que durante este tiempo se desarrollaron algunas estructuras geológicas de dimensiones continentales que forman la morfología actual en todo el noroeste de México. El sur de Sonora, entre los paralelos 27°45' y 28°45', presenta un registro casi completo de los fenómenos tectónicos y magmáticos asociados a la evolución cenozoica.

Durante el Paleoceno y parte del Eoceno, aún continuaba activo el magmatismo relacionado al Arco Larámide. En el Eoceno Tardío-Oligoceno se originó el arco volcánico de margen continental de la Sierra Madre Occidental, posteriormente en el Mioceno Tardío, se formó la estructura de Sierras y Cuencas y por último, en algunas localidades en la porción costera, hay evidencias del inicio de los procesos tectónicos que dieron lugar a la formación del Golfo de California.

La deformación principal durante el Cenozoico en el sur de Sonora es de tipo extensional, la cual se desarrolló en varias etapas y estilos. La primera durante el Paleoceno y principios del Eoceno cuando aún existen evidencias del magmatismo laramídico, representado por el emplazamiento de batolitos y rocas volcánicas generalmente de composición andesítica (66 a 49 Ma, McDowell et al. 1997; Roldán-Quintana, 2002). En estas secuencias volcánicas se ha observado la presencia de sedimentos en pequeñas cuencas, de rumbo general N30° W, donde se han descrito restos de plantas de agua dulce, estas cuencas podrían ser el resultado de procesos extensivos poco desarrollados. A partir del Eoceno Tardío-Oligoceno (38 a 28 Ma, McDowell y Keizer, 1977) la extensión se hace más evidente. Durante este tiempo, se generaliza la emisión de rocas volcánicas principalmente ácidas, generadas a partir de calderas. En el Oligoceno Tardío (27 a 13 Ma, McDowell et al., 1997) se inicia la extensión de Sierras y Cuencas, que se caracteriza por la formación de cuencas limitadas por fallas normales con rumbo NW-SE, rellenadas por sedimentos clásticos con intercalaciones de rocas volcánicas, principalmente máficas e intermedias. De manera casi contemporánea en la costa del Golfo de California se formó el denominado Arco Circum-Golfo formado por una secuencia de rocas volcánicas principalmente ácidas, con derrames máficos en su cima (24-11 Ma, Mora-Alvarez y McDowell, 2000; Roldán-Quintana, 2002). Finalmente en ciertos lugares cercanos a la costa se ha observado un cambio notable en el magmatismo con la emisión de basaltos de afinidad alcalina (8-10 Ma, Roldán-Quintana, 2002; Gans, comunicación personal, 2004) y en el estilo tectónico, observándose una graduación de fallas normales a fallas a rumbo. En el Plioceno Temprano dio inicio la apertura oceánica del actual Golfo de California.

De este análisis se concluye que el cambio entre cada una de estas etapas tectónicas es gradual y que existe una relación estrecha entre el estilo tectónico observado y el tipo de actividad magmática. En lo referente al magmatismo sucede lo mismo, pues en el campo en algunos lugares, es difícil definir un límite claro por ejemplo entre las rocas volcánicas de los arcos Larámide y el de la Sierra Madre Occidental.

GET-8

### ESTUDIO DE LA MEGACIZALLA MOJAVE-SONORA, EN EL NOROESTE DE SONORA, A PARTIR DE DATOS AEROMAGNÉTICOS

Hernández Quintero Juan Esteban<sup>1</sup>, Campos Enríquez J.O.<sup>1</sup> y Rodríguez Castañeda José Luis<sup>2</sup>  
<sup>1</sup> Instituto de Geofísica, UNAM  
<sup>2</sup> ERNO, Instituto de Geología, UNAM  
estebanh@igeofcu.unam.mx

La Megacizalla Mojave-Sonar (McMS), falla a rumbo que trunca el arco magmático continental jurásico en el suroeste de Norteamérica, es analizada en el noroeste de México con base en datos magnetométricos (aeromagnéticos, y satelitales). Primero, se propone un modelo cortical del noroeste de Sonora con base en la interpretación de un perfil regional de magnetometría satelital Magsat, que corre desde el Océano Pacífico (a la altura de San Carlos, y de las islas Magdalena y Margarita), hasta el sur de la Meseta del Colorado- provincia del Basin and Range, pasando por el Golfo de Cortés, y Sonora. Este modelo cortical pone, en el área de la McMS, en contacto sub-vertical dos terrenos con susceptibilidades magnéticas contrastantes: por un lado el terreno Seri (que comprende el sub-terreno Caborca), y por el otro el terreno Norteamericano (terreno Pápago). Aunque los datos Magsat no permiten resolver en si la McMS, este modelo apoya la sutura de los mencionados terrenos, y de manera indirecta apoya la existencia de la McMS. Segundo, la estructura cortical somera de la McMS es analizada con base en varios perfiles aeromagnéticos. En el área de Sonoyta (Sonora), un perfil NE-SW de aproximadamente 90 km de longitud nos permite correlacionar los datos magnéticos directamente con los afloramientos de la megacizalla. Se infieren adicionalmente en el basamento cristalino del bloque Caborca intrusiones de cuerpos volcánicos y metamórficos. La zona milonitizada de la McMS en es interpretada por una serie de cuerpos verticales angostos. En otro perfil aeromagnético paralelo (al noroeste de Caborca), estos rasgos se vuelven a observar. De esta manera estos modelos apoyan la existencia en el noroeste de Sonora de la McMS.

GET-9

### PLATE TECTONICS AND GREAT CONTINENTAL TRANSFORM FAULTS, A COMPARISON WITH THE LIFE OF A PROPOSED RIO BRAVO MID TERTIARY LEFT-LATERAL FAULT

Le Pichon Xavier  
College de France

GET-10

### MAGMATISMO Y DEFORMACIÓN EN LA CORTEZA SUPERIOR A LO LARGO DEL ARCO VOLCÁNICO DE LOS ANDES CENTRALES

Marrett Randall y Baldwin Austin  
Dept. of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences,  
University of Texas at Austin, Texas, USA  
randall@edu

El arco volcánico es probablemente uno de los dominios más débiles de la corteza de los Andes Centrales, debido a la presencia de altas temperaturas y cámaras magmáticas localmente abundantes.

Por eso es probable que el arco volcánico haya sido un área de deformación importante durante el levantamiento Neógeno-Cuaternario del Altiplano. Además, es posible que la deformación a lo largo del arco volcánico haya afectado el movimiento de magma en profundidad y los procesos eruptivos cerca de la superficie. La interacción entre deformación y magmatismo, y quizás su retroalimentación mutua, puede haber sido un control fundamental en la evolución tectónica de los Andes Centrales.

Trabajos previos en la Puna, la tercera parte austral del Altiplano entre los 23 y 27°S, demostraron que corrimientos paralelos al arco (NNE-SSO) dominaron la deformación durante el Mioceno y Plioceno temprano. Durante el Plioceno tardío y Cuaternario la deformación se caracterizó por movimientos dextrales en fallas paralelas al arco. Aunque el magmatismo es menos desarrollado en el Altiplano que en el arco volcánico, estratovolcanes silícicos-intermedios y calderas gigantes son localmente importantes. Fechamientos radiométricos de depósitos volcánicos en el Altiplano y el arco volcánico excluyen la posibilidad de pausas en el volcanismo con importancia regional, implicando que el volcanismo generalmente no fue suprimido por acortamiento de la corteza superior. Durante el fallamiento lateral más reciente, coladas máficas y conos de escoria monogenéticos erupcionaron sobre extensas áreas de la Puna, típicamente asociados espacialmente con fallas activas.

Pocas investigaciones estructurales han estudiado la deformación a lo largo del arco volcánico de los Andes Centrales, probablemente por las dificultades logísticas provocadas por hiperaridez, elevaciones de 4-6 km (localmente alcanzando 7 km), infraestructura prácticamente inexistente, y fronteras internacionales. En el año pasado empezamos estudios estructurales de campo en varias localidades del arco volcánico, entre los 22 y 27°S, con los objetivos de determinar cronologías geológicas, entender la cinemática de deformación, y reconocer relaciones entre deformación y magmatismo. Aparte hemos buscado evidencias cinemáticas por medio de mecanismos focales de sismos, geodesia satélite del Global Positioning System (GPS), y interferogramas de radar satélite.

Debido a la cubierta lateralmente extensa de lavas y tobas Plio-Cuaternarias y la falta casi completa de erosión contemporánea, es difícil reconocer la deformación del Mioceno en el arco volcánico de los Andes Centrales. Sin embargo, la deformación Plio-Cuaternaria se evidencia en el campo por abundantes escarpas de falla, y la cinemática de estas fallas se semeja con la de la Puna. De los cinco mecanismos focales del catálogo de Harvard que representan sismos someros en el arco volcánico, cuatro indican movimiento lateral parecido a resultados de campo. La red de estaciones geodésicas de GPS cubre la mayoría del arco volcánico, pero el sur de los 22°S fue afectado por un sismo entre placas (M8.0) cerca de Antofagasta en 1995, el cual dificulta interpretar movimientos no cosísmicos. Hacia el norte de los 22°S, los datos de GPS muestran que la velocidad de deformación horizontal en la mayoría del arco volcánico supera la de la región al oeste, al contrario de lo que se espera en el caso de deformación elástica alrededor del borde de placas. La cinemática indicada por GPS en este sector del arco volcánico varía de movimiento lateral en algunos sitios a sobrecorrimiento en otros sitios. En imágenes de interferogramas de radar, el arco volcánico está segmentado en una escala de cientos de kilómetros entre los 21°S a 27°S. Algunos segmentos tienen rumbos NE-SO y evidencian levantamiento despacio o nulo, mientras otros segmentos tienen rumbos NNO-SSE y son sitios de levantamiento rápido.

Correlaciones preliminares entre la cinemática de deformación Plio-Cuaternaria y los estilos volcánicos sugieren los siguientes patrones en el arco volcánico de los Andes Centrales.

Fallas laterales de rumbo NNE-SSO a NE-SO dominan la deformación en segmentos donde el arco volcánico tiene rumbo semejante, y se asocian con estratovolcanes silícicos-intermedios y/o volcanismo máfico no explosivo. Releasing bends, donde el fallamiento normal domina localmente, contienen campos de domos lávicos silícicos-intermedios no explosivos. Cinemática de sobrecorrimiento y levantamiento rápido dominan la deformación en segmentos del arco volcánico con rumbo NNO-SSE, donde restraining bends podrían existir. Grandes calderas silícicas-intermedias explosivas ocupan estos sitios con estratovolcanes, los cuales pueden haberse desarrollado por encima de calderas previas actualmente ocultas o pueden indicar sitios de futuros colapsos de caldera.

GET-11

### PALEOSEISMOLOGY IN CENTRAL MEXICO: THE CURRENT STATE OF KNOWLEDGE

Langridge Robert M.  
Geological & Nuclear Sciences  
r.langridge@gns.cri.nz

The time is right for more research into the paleoseismic history of faults in the central belt of Mexico. This belt, which stretches for more than 1000 km from the Pacific coast of Jalisco toward the Atlantic coast near Jalapa, generally coincides with the volcanism of the Trans-Mexican Volcanic Belt. The style of faulting is typically extensional (normal) and faults within this belt are capable of generating crustal earthquakes of  $M > 6.5$ . Therefore, these faults pose a hazard to the people and structures of central Mexico.

Paleoseismic studies which look into the record of surface-rupturing earthquakes on a given fault, have so far been limited. However, several papers on its neotectonic character and macroseismic events have been published (see Suter). One of the main focuses so far has been the Acambay Fault in the Acambay Graben, due to the large event there in 1912 which has left an indelible impact on the people and science of earthquakes here in Mexico. Studies by this author have shown that repeated large events have occurred on the Acambay Fault during the Holocene and prior to 1912. The slip rate for the Acambay Fault is low (c. 0.1-0.2 mm/yr) and therefore the calculated repeat or recurrence time for these events is comparable to that observed in trenches. In this regard, the Acambay Fault probably is typical of TMVB normal faults.

Other paleoseismic studies in central Mexico have been carried out near Morelia and in surrounding areas by Garduño and others, and by workers from the Centro de Geociencias in Juriquilla. The latter study was done in 2002 and involved trenching a fault scarp in urban Queretaro related to water draw-down. This trench showed that though there is no evidence for Holocene faulting, that the presence of deposits of this age did not preclude active basin subsidence, and therefore faulting. Faults such as the Venta de Bravo and Pastores Faults have potential as faults that have had macroseismic activity and may yield sites worthy of trench investigations.

Other work that has potential links to paleoseismology include historical re-analysis of accounts from the colonial era in Mexico, such as that published by Suarez et al. from Jalisco. These historical accounts can direct us toward a rupture source (fault) that can be trenced for a longer earthquake record.

GET-12

### LA BÚSQUEDA DE LOS SISMOS PERDIDOS, LA REGIÓN DE ACAMBAY, MÉXICO, MÉXICO, RECAPITULACIÓN

Garduño Monroy Víctor Hugo<sup>1</sup>, Rodríguez Pascua Miguel Angel<sup>2</sup> y Israde Alcántara Isabel<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Geología, IIM, UMSNH

<sup>2</sup> Universidad de San Paulo, Madrid, España  
vgmonroy@zeus.umich.mx

Entes de 1910 el registro de sismos en México se realizó en base a estudios históricos, es decir en base a las experiencias sufridas por nuestros antepasados. Estos estudios de macrosismicidad ayudan a conocer los efectos sufridos por distintas poblaciones de México. Debido a ello los rangos de registro son hasta ahora muy cortos en el tiempo, por lo que no alcanzamos a comprender si existe un comportamiento particular en la recurrencia de eventos sísmicos.

Con estudios de Paleoliquefacción, de Paleosismología y radiométricos en las zonas de Acambay e Ixtlahuaca, Méx., se logra caracterizar diferentes eventos sísmicos. Con ayuda de la granulometría y del tipo de estructuras de licuefacción se pueden obtener las magnitudes de ellos y además con la distribución espacial de las magnitudes se realizó el trazo de las posibles isosistas de un sismo en particular. Ahora existe en la bibliografía métodos que nos ayudan a reconstruir la profundidad de un sismo en base a las isosistas.

Así entonces se logra correlacionar a un evento de tipo regional que se caracteriza por una gran deformación plicativa o con la formación de slumps en las facies lacustres de las cuencas en estudio. Este evento resulta mas espectacular en la zona de Acambay, ya que los sedimentos deformados llegan a contener espesores de mas 30 m. En la zona de Ixtlahuaca el paquete deformado es menor a los 10 m. En ambas zonas los estratos deformados se encuentran descansando sobre un paquete de rocas volcánicas y terrígenas no deformados (estratos horizontales), el paquete deformado se encuentra cubierto por sedimentos fluvio-lacustres y lacustres también sin deformar. Lo anterior nos señala que este evento sísmico de carácter regional se llevo a cabo en un tiempo bien determinado, fechamientos en proceso ayudaran a ubicar este sismo. Es importante destacar que en base al tipo de deformación al espesor involucrado y a la geometría del basamento de la cuenca lacustre se considera que el sismo tuvo una magnitud superior a los 6 grados.

Los eventos sísmicos anteriores y posteriores al megaslumps, para generar esta deformación es necesario eventos sísmicos con magnitudes mayores a 5 y con epicentro localizado en un radio de 20 km, es decir, dentro de la zona de influencia de la falla Morelia-Acambay.

Sin duda alguna que los estudios sistemáticos de Paleoliquefacción y de Paleosismología pueden ayudar a conocer características de sismos generados durante el Pleistoceno-Holoceno en las zonas comprometidas con actividad sísmica activa.

GET-13

### INFLUENCIA DE LA DEFORMACIÓN OLIGO-MIOCÉNICA EN LA LOCALIZACIÓN DEL VOLCANISMO DE LA PARTE ORIENTAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

Alaniz Alvarez Susana Alicia y Nieto Samaniego Ángel Francisco  
Centro de Geociencias, UNAM  
alaniz@geociencias.unam.mx

En este trabajo se discuten las condiciones cinemáticas durante el inicio de la parte central-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) utilizando como base la deformación cenozoica regional. El estudio de la estratigrafía y los eventos de deformación postpaleocénicos en una amplia región del centro y sur de México nos ha permitido identificar el tiempo en el que ocurrieron distintos estilos de deformación entre los bloques corticales ubicados al norte y sur de la FVTM y también determinar la presencia de un campo de esfuerzos favorable para el emplazamiento del arco volcánico. En la Mesa Central la deformación extensional ha sido liberada por fallas normales y ha ocurrido a lo largo de tres eventos relativamente discretos durante el Eoceno, Oligoceno y del Mioceno-Reciente. Los tres eventos liberaron extensión en dos direcciones principales horizontales y acortamiento vertical. El evento del Oligoceno fue el más importante y la mayor extensión fue hacia el ENE-WSW; en el tercer evento, activo desde el Mioceno hasta el presente, la deformación ha estado concentrada principalmente en los límites con la FVTM. En la Sierra Madre Oriental, en su porción localizada al norte de la FVTM, hubo poca o nula deformación extensional. Al sur de la FVTM, en la región de Taxco, Gro., han ocurrido dos eventos de deformación extensional acomodados por fallas laterales principalmente. El primero ocurrió durante el Eoceno tardío con una dirección de extensión NNW y acortamiento hacia el NE. El segundo evento ocurrió durante el Oligoceno, la extensión máxima ocurrió hacia el NE-SW y el acortamiento hacia el NW-SE, ésta fue la última fase de deformación ocurrida en esta región. La congruencia cinemática de los eventos de Taxco con fallas mayores ubicadas en el sur de México sugiere fuertemente la migración de los eventos de deformación cenozoica hacia el oriente.

La mayor parte de las rocas emplazadas sobre el basamento mesozoico a lo largo de la FVTM son rocas volcánicas miocénicas, sin embargo se ha reportado la presencia de rocas volcánicas básicas oligocénicas en la base de la cuenca de México, contrastando con las rocas riolíticas tanto en la Mesa Central como en la región de Taxco de la misma edad, por lo que se considera el Oligoceno como el inicio de la individualización de la FVTM. Se concluye que desde el Eoceno la deformación de la Mesa Central y de la Sierra Madre del Sur ha sido distinta, esto indica que existió una zona de despegue entre estas provincias. Sin embargo, es a partir del Oligoceno que la actividad de las fallas laterales en el sur de México implicó el acortamiento en la dirección principal NW-SE, generando en la zona de despegue una zona de extensión oblicua izquierda que favoreció, primero la formación de la cuenca que subyace a las rocas volcánicas de la FVTM y el ascenso posterior de magmas hasta la superficie, permitiendo la acumulación del arco volcánico.

GET-14

### ACTUALIZACION DE LA TOPOGRAFIA SUBMARINA DE BAHIA DE BANDERAS Y SU MODELO DIGITAL DE ELEVACION

Álvarez Bejar Román  
IIMAS, UNAM  
rab@leibniz.iimas.unam.mx

La versión previa más reciente de la topografía submarina de la Bahía Banderas incluía alrededor de 70 sondeos individuales, más 120 km de ecosondeos efectuados a bordo del B/O El Puma y 60 km de sondeos a bordo del Argos R/V. Con esos datos se construyó un modelo digital del fondo de la bahía con una resolución de 463 m (0.25 mn). En esas mediciones se le dio prioridad a la zona sur de la bahía, que es la más profunda. Recientemente ampliamos las observaciones en la parte media a norte de la bahía con otros 120 km de sondeos de profundidad con sonar, también a bordo del B/O El Puma. Estos sondeos indican que la parte norte de la bahía está formada por una plataforma somera (90-190 m) que muestra dos tramos interrumpidos por una zona de fallas. Hacia el extremo este de la bahía, cerca de la costa, se observa otra zona de fallamiento. Con estas observaciones actualizamos el modelo digital de las profundidades de la bahía, lo que facilitará la correlación del abundante sistema de fallas regionales con los rasgos tectónicos del Valle y la Bahía de Banderas.

GET-15

### RED GEODESICA PARA EL MONITOREO DE FALLAS GEOLÓGICAS ACTIVAS LÍMITE DEL BLOQUE JALISCO Y MICHOACÁN

Vazquez Bello Efraín<sup>1</sup>, Silva García Jose Teodoro<sup>2</sup> y Estrada Godoy Francisco<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Unidad de Ciencias de la Tierra, ESIA, IPN

<sup>2</sup> CIIDIR, IPN, Michoacán  
efracho@hot.com

El área de estudio se localiza en el sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), en el que regionalmente se destaca la presencia de un sistema de tres rifts que se interceptan en un punto triple continental localizado a 50 km al SW de la ciudad de Guadalajara Jal., es esta estructura la que ha controlado la actividad volcánica presente en esta región.

Los lineamientos de dimensiones importantes y con orientación preferencial Este-Oeste, del sistema estructural del graben de Chapala y NW-SE del graben de Cotija son los de mayor predominio en nuestra zona de trabajo.

Con el presente trabajo se pretende dar un seguimiento continuo al movimiento del bloque Michoacán y Jalisco, debido a los esfuerzos provocados por la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos en las costas del pacífico de México; así como el impacto en la sociedad actual sobre el desarrollo de sistemas de prevención y hacer conciencia en la sociedad del peligro constante de ellos.

Lo anterior mediante la instalación de una red geodesica, cuyos puntos de control se definieron con equipo de geoposicionamiento global (GPS) con sistema de posproceso, y estación total de alta precisión. Las medidas de calibración del monitoreo se realizan

mensualmente por intervalo de un año. Las localidades se determinaron siguiendo principalmente criterios como son la sismicidad local y el grado de riesgo geológico.

GET-16

### STRATIGRAPHY AND STRUCTURAL FEATURES IN CENTRAL SANTIAGO RIVER BASIN AND ITS RELATION WITH TEPIC-CHAPALA GRABEN, NAYARIT, MEXICO

Sánchez Pérez Juan, Garrido Uribe José Luis, García Villegas Felipe y Lechuga Valderrabano Florencio  
Gerencia de Estudios de Ingeniería, CFE  
juan.sanchez@cfe.gob.mx

Feasibility geological studies were done for Hydroelectric Project (HP) El Cajón, located 47 km south-east of Tepic City, up-stream of HP Aguamilpa. Regional mapping 1:50 000 scale, covers an area up to 600 km<sup>2</sup> and local exploration covers 30 km<sup>2</sup> where underground exploration (bore holes and geophysical survey) was also done. Laboratory studies included petrography and geochronology analysis. First explorations were done by Gómez et al. (1986), who did initial stratigraphic reports; later on, Ortiz & Michel (1994), as well as Sánchez, et al (1995) described regional structural domains. Regionally outcrops meta volcano-sedimentary preCenozoic rocks, tertiary andesitic and basaltic flows, locally known as Ignimbrita El Cajón, thicker than 450 m, where main dam facilities will be built; volcano-sedimentary deposits up to 280 m thick, tuffs, andesitic porphyritic rocks, conglomerates and Quaternary diabasic intrusive rocks (dikes), basaltic flows and unconsolidated deposits.

Studied area is located in the southwest portion of physiographic province Sierra Madre Occidental (SMO) in the Meseta de Lava (rhyolitic) Sub-province (Raisz, 1964), very close to transitional zone of the Faja Volcánica Transmexicana (FVT) Province, in the main local Mountain Range Las Palomas, which has N-S direction, is about 50 km long, reach elevations up to 1 600 masl and have big canyons cut in rhyolitic lava flows. Other important elevations are NNW-SSE and NNE-SSW orientated; there are also several important conic shaped volcanic structures, calderic collapsed structures and young lava flows filling partially some valleys, the last are basaltic composition from the FVT. Main regional faults are NW-SE and N-S trend and dip up to 28° E or W in a basin and range structural domain. Secondary faults are orientated NE-SW and E-W; among them Sobaco Fault (N20°W/65-80°NE) and Perro de Agua Fault (N50°W/65°NE) are the most important locally; as well as Cantiles, Palmillas, Sobaquito and Volcancito faults, which are N-S/85°E trend, and Astilleros Fault (N27°E/68°SE), all of them with more than 1,4 km length. Locally, there are 3 main structural domains: NW-SE, which is the oldest and controls drainage networks in Santiago River Basin; E-W and N-S, last one is the youngest. New K-Ar and Ar-Ar of 20,5 and 1,5 Ma indicate Miocenic basaltic-andesitic rocks (GC05-02) and Plio-pleistocenic basalts (GC07 & GC08-02 samples), which indicate younger ages than the Río Santiago Volcanic Group described near Guadalajara City (non-formal denomination, according to Rossotti et al., 2002).

New structural data and rock ages obtained are very important to understand tectonic regional behavior as part of the Tepic-Chapala Graben, to better know the boundary between the SMO and FVT and to define a Volcanic Group in the Santiago River Basin; furthermore, in applied geology, information obtained is important for final arrangement of civil facilities for water damming and electricity generation.

GET-17

## LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA CENOZOICA DEL SUR DE MÉXICO: AVANCES Y PROBLEMAS DE INTERPRETACIÓN

Morán Zenteno Dante J., Cerca Martínez Mariano y Keppie Duncan J.  
 Instituto de Geología, UNAM  
 dantez@servidor.unam.mx

Los avances recientes en el conocimiento de la estructura y la estratigrafía cenozoicas del sur de México revelan una evolución compleja caracterizada por eventos de deformación orogénica iniciados en el Cretácico Tardío, seguidos por episodios de truncamiento de la margen continental y extinción gradual del magmatismo de arco en la Sierra Madre del Sur, antes del desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano.

El patrón de extinción general del magmatismo desde el Cretácico Tardío y Paleoceno en Colima y Jalisco, hasta Mioceno medio en la parte central y suroriental de Oaxaca, presenta, a la luz de los datos geocronológicos recientes, variaciones que rompen con un esquema simple de extinción hacia el SE. El plutonismo del Paleoceno reconocido en la región de Manzanillo convivió con un episodio magmático de la misma edad en la parte central de la Sierra Madre del Sur, para el cual se han reportado algunas afinidades adakíticas. El eje principal del magmatismo entre el Eoceno medio y el Oligoceno, se desarrolló a lo largo de la margen continental actual pero también hubo considerable volcanismo en una franja ubicada entre 100 y 200 km hacia el interior del continente. Los caracteres geoquímicos de este magmatismo indican en general una baja asimilación de la corteza continental.

Para el Eoceno e inicios del Oligoceno se han reconocido dos periodos de fallamiento lateral que variaron en tiempo y espacio y que activaron fallas de orientación NW-SE y N-S. Este último conjunto de fallas parece haber sido activo solo en el norte de la Sierra Madre del Sur, mientras que el primero siguió activo durante el Oligoceno en la margen continental de Oaxaca. Estos episodios indican que las direcciones de extensión relacionadas variaron de NNW-SSE a NE-SW y que localmente activaron durante el Oligoceno fallas normales en discontinuidades preexistentes.

Existen todavía problemas fundamentales respecto a la interpretación de los procesos de tectónica de placas que originaron los regímenes de esfuerzos que activaron los diferentes conjuntos de fallas laterales que han sido documentados hasta ahora y los factores que causaron los patrones de migración magmática observados y el truncamiento continental. Por una parte, han permanecido inciertos algunos de los argumentos sostenidos para postular la presencia del bloque de Chortis frente a la actual margen continental del suroeste de México. Por otro lado, los modelos que explican los desplazamientos restringidos con respecto al bloque Maya y sin una juxtaposición con la margen SW de México, sugieren más bien un truncamiento continental producido por erosión por subducción y un papel muy activo del ridge de Tehuantepec como factor de cambio en la geometría de la subducción y en la deformación por acortamiento en el sureste de México. Este tipo de modelos dejan, sin embargo, abiertas las causas del patrón de extinción magmática observado en la Sierra Madre del Sur.

GET-18

## EVENTOS PRINCIPALES DE DEFORMACIÓN EN LA PARTE ORIENTAL DE LA SIERRA MADRE DEL SUR Y SUS IMPLICACIONES EN LA TECTÓNICA CENOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO

Nieto Samaniego Angel Francisco y Alaniz Alvarez Susana Alicia  
 Centro de Geociencias, UNAM  
 afns@geociencias.unam.mx

Basados en la geometría, edad y compatibilidad cinemática de las estructuras tectónicas del sur de México, hemos identificado grupos de estructuras que representan tres eventos sucesivos de deformación y cuyas edades abarcan del Maastrichtiano al Mioceno; en los tres eventos la deformación migró de Poniente a Oriente, estos eventos son: (1) El más antiguo corresponde a la orogenia Laramide, cuya edad es Cretácico Tardío en la parte poniente del área estudiada y que finalizó en el Mioceno Medio en la parte oriente. Estudiamos con detalle seis secciones estructurales dentro el sistema de fallas de Oaxaca, ya que ese sistema de fallas registró la evolución de la deformación laramídica, e interpretamos la siguiente sucesión de eventos: la juxtaposición del complejo Oaxaqueño sobre el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez; el subsecuente levantamiento del borde oriente del bloque Acatlán-Oaxaqueño y finalmente, el corrimiento gravitacional de la cubierta sedimentaria en un arreglo radial, más evidente en la porción norte del bloque Acatlán-Oaxaqueño. (2) El segundo evento de deformación produjo fallamiento lateral con acortamiento horizontal NE-SW y ocurrió del Eoceno al Oligoceno Temprano. (3) El tercer evento produjo fallas laterales y normales que indican un alargamiento horizontal NE-SW durante el Oligoceno y Mioceno Temprano. Las estructuras mayores de estos tres eventos de deformación están burdamente distribuidas formando un arco que limita a los afloramientos mayores del bloque Acatlán-Oaxaqueño, por lo cual suponemos que la mayor cantidad de deformación fue acomodada alrededor de ese bloque cortical.

En una perspectiva más regional, tanto en La Mesa Central como en la Sierra Madre del Sur ha ocurrido fallamiento durante el Oligoceno-Mioceno. En la Mesa Central hay fallas normales que indican una dirección principal de extensión ENE-WSW con acortamiento vertical, mientras que en la Sierra Madre del Sur, asociado a la extensión NE-SW ocurrió acortamiento NW-SE. En la Faja Volcánica Transmexicana, se conoce la existencia de cuencas continentales rellenas de rocas volcánicas que en la porción oriental tienen edades del Oligoceno al Mioceno. Aunque escasa, la información del subsuelo parece indicar que la mayor cantidad de rocas son de edad miocénica y en contraste, las acumulaciones volcánicas que forman los mayores elementos positivos del relieve tienen principalmente edades del Plioceno y Cuaternario. Si se considera el campo de deformación que cubre a estas tres provincias para el tiempo Oligoceno-Mioceno, se observa que se trata de una deformación heterogénea, con una zona de incompatibilidad que requiere una dirección de extensión horizontal NW-SE localizada en la zona donde se encuentra actualmente la FVTM. Para acomodar esa deformación, proponemos la ocurrencia de una extensión oblicua lateral izquierda.

GET-19

### ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO XOLAPA EN EL SEGMENTO DE ACAPULCO, GUERRERO

Pérez Gutiérrez Rosalva y Solari Lovati Luigi  
 Instituto de Geología, UNAM  
 perez\_rosalva@hotmail.com

En el marco del proyecto "Geocronología de U-Pb, isotopía y geología estructural en las migmatitas del Complejo Xolapa, Estado de Guerrero", se llevó a cabo la cartografía y el análisis estructural de la porción occidental del complejo, en el segmento comprendido entre Tierra Colorada y Acapulco, Guerrero.

Los paquetes litológicos que se identificaron dentro del Complejo Xolapa fueron paragneises, ortogneises y granitos con una deformación incipiente. Dentro de las dos primeras unidades se determinaron además, áreas con diferente grado de migmatización a los que se denominaron gneis migmatítico y migmatitas, además dentro de la intercalación de cuerpos de mármol cipolino. Las rocas se encuentran afectadas por metamorfismo de facies anfibolita, las relaciones entre los distintos paquetes son de intrusión y sus edades hasta ahora han sido consideradas jurásico-cretácicas.

El análisis estructural consistió de la interpretación de los datos de foliación, líneas, pliegues e indicadores cinemáticos, que sumado a la observación de microestructuras permitió la determinación de las características estructurales de cada una de las unidades. Lo anterior permitió establecer al menos cuatro fases de deformación que afectan a las rocas del Complejo Xolapa: D1) evento que genera plegamiento, superficies de foliación penetrativa S1 y lineación mineral, cuya edad se considera posterior a 165 Ma, ya que ésta es la edad de cristalización del protolito del ortogneis. D2) evento compresivo que desarrolla el plegamiento de la superficie S1, la consecuente superficie de crenulación ó S2 y lineación mineral. El desarrollo del metamorfismo-migmatización se considera posterior a las fases de deformación D1 y D2, tomando en cuenta que las migmatitas no se encuentran foliadas por S1, y los leucosomas se están intrusionando paralelamente a S2; por otro lado, la asociación mineralógica y estructuras relacionadas con el metamorfismo indican condiciones de alta temperatura y baja presión que se relacionan a un evento termal importante que acompaña la deformación. D3) es un evento de extensión y cinemática normal, que se relaciona con el emplazamiento de cuerpos graníticos los cuales presentan una superficie de foliación difusa; la edad obtenida para estos cuerpos es de  $\pm 130$  Ma y por lo tanto, ésta sería la edad mínima de D3. D4) corresponde a un evento compresivo que genera un plegamiento tardío de las superficies de foliación y líneas; es posterior a  $\pm 130$  Ma y anterior a  $\pm 30$  Ma, que es la edad de los plutones graníticos de Tierra Colorada y Xaltianguis, los cuales no presentan ésta deformación dúctil. Al parecer D4 se relaciona con la deformación que sufrió la cobertura sedimentaria del Terreno Mixteco que se encuentra al norte del área y que ha sido atribuida a la Orogenia Laramide de edad Cretácico tardío-Terciario temprano. Considerando lo anterior, se plantea una evolución compleja para las rocas del Complejo Xolapa que incluyen episodios de vulcanismo, deformación y metamorfismo que se desarrollaron por lo menos en el rango comprendido entre el Jurásico medio y el Paleoceno.

GET-20

### TERRENO CUICATECO, SUR DE MÉXICO: EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE UNA CUENCA PULL-APART PARA 145-132 MA.

Angeles Moreno Edgar<sup>1</sup>, Elías Herrera Mariano<sup>1</sup>, Sánchez Zavala José Luis<sup>1</sup>, Macías Romo Consuelo<sup>1</sup>, Ortega Rivera Amabel<sup>2</sup> y Iriando Alexander<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
 edgarangelesm@yahoo.com

Con base en algunos datos geocronológicos y escaso material fósil el terreno Cuicateco en el sur de México se ha interpretado como: (1) una cuenca marginal oceánica (rift abortado) del Jurásico Superior-Cretácico comunicada con la cuenca del Caribe, posteriormente emergida y deformada durante el Cretácico Superior-Paleoceno; (2) una cuenca trasarco o arco volcánico continental-cuenca intrarco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en un escenario con zona de subducción al poniente y con polaridad al oriente; (3) una cuenca pull-apart del Jurásico Superior-Cretácico medio relacionada con una falla de transformación mayor en el borde occidental del Golfo de México. Datos nuevos de geología estructural, petrográficos y geocronológicos del borde occidental del terreno Cuicateco, en la región de Teotitlán, Oaxaca, que enseguida se discuten, son más consistente con el modelo de cuenca pull-apart.

En la región de Teotitlán se reconocieron dos unidades litotectónicas fundamentales: complejo metamórfico Mazateco y migmatitas Teotitlán. El complejo metamórfico es una unidad polideformada con una edad pre-Jurásico Tardío que consiste en ortogneises tonalíticos y graníticos, esquistos anfibolíticos y cuarzofeldespáticos, cuarcitas y esquistos de mica-granate con un metamorfismo regional en facies de esquistos verde/anfibolita. Las migmatitas Teotitlán están constituidas de gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos ricos en hornblenda intercalados con gneises graníticos y bandas y lentes del complejo metamórfico Mazateco como parte paleosomática. El bandeamiento dominante migmatítico es NW-SE, se presentan estructuras asimétricas asociadas a una cizalla lateral derecha con dirección de flujo estructural del NW al SE. Las migmatitas cabalgan (estructura laramídica posterior) a una secuencia volcanosedimentaria del Titoniano-Valanginiano (Formación Chivillas) con vulcanismo submarino y detritos de basamento cristalino.

Los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos dieron edades  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (hornblenda) de  $144.9 \pm 1.5$  Ma y  $131.94 \pm 0.86$  Ma, mientras que los gneises graníticos fueron fechados por U-Pb SHRIMP (zircón) dando una edad promedio de  $140.6 \pm 1.5$  Ma (16 puntos de análisis) para bordes de cristales de zircones, cuyos núcleos dieron edades grenvillanas que varían de  $1000 \pm 16$  Ma a  $1067 \pm 26$  Ma (protolitos del Complejo Oaxaqueño). Una facies pegmatítica de los gneises graníticos dió una edad  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (muscovita) de  $133.31 \pm 0.68$  Ma. Esquisto de mica-granate del complejo Mazateco embebido en los gneises migmatíticos dieron una edad  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (mica blanca) de  $132.18 \pm 0.66$  Ma, lo que indica claramente una rehomogenización isotópica del complejo Mazateco durante la migmatización.

Estos datos indican claramente un evento tectonotérmico (145-132 Ma) durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano con un gradiente geotérmico alto que migmatizó al complejo Mazateco en los niveles medios de corteza. La fuente de calor probablemente fue

astenosférica relacionada con adelgazamiento cortical importante como lo sugiere la abundancia de cuerpos máficos y ultramáficos en la región. Simultáneamente en los niveles superiores ocurrió una sedimentación marina volcanosedimentaria (Formación Chivillas). Todos estos elementos se interpretan como parte de la evolución de una cuenca pull-apart que en un marco más regional puede estar asociada a un sistema de fallas de transformación relacionadas con la tectónica del Caribe.

GET-21

### ACTIVIDAD CENOZOICA DEL SECTOR NORTE DE LA FALLA OAXACA

Dávalos Álvarez Oscar Gabriel, Nieto Samaniego Ángel Francisco, Alaniz Álvarez Susana Alicia, Santa María Díaz Alfredo y Loza Aguirre Isidro  
Centro de Geociencias, UNAM  
odavalos@geociencias.unam.mx

La falla de Oaxaca (FO) es una falla normal cenozoica, ubicada en el sur de la República Mexicana. En el estado de Oaxaca, su traza se sobrepone a la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), esto se observa desde Miahuatlán hasta Teotitlán. A partir de esa localidad la FO se separa de la ZCO, se desvía con dirección NW hasta Tehuacán, Puebla. La ZCO se originó por un evento contractivo previo al Jurásico Medio, tuvo actividad como falla transcurrente en el Jurásico Medio, como falla normal entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano, y para el Cenozoico se reactivó también como falla normal.

En la porción septentrional de la FO se formó una extensa fosa tectónica conocida como Valle de Tehuacán. Los poblados de Tehuacán, Puebla y Teotitlán, Oaxaca, se ubican hacia la porción centro-meridional de dicho valle. En la región de Teotitlán y dentro del valle se observaron abundantes depósitos lacustres, estos comúnmente aparecen en los mapas geológicos como Formación Tehuacán, o son referidos como cubierta cenozoica. De ellos se pueden separar dos secuencias sedimentarias, la más antigua está formada por lechos rojos de conglomerado en los que se observaron algunas capas de yeso. Esta unidad subyace otros depósitos que identificaremos como formación Mequitongo, la cual está formada por decenas de metros de capas alternadas de lodolitas, lutitas, areniscas y conglomerados, varían de colores café claro a verde, también se observan capas de color rojo y se encuentran abundantes concentraciones de yeso, lo que indica un ambiente de depósito continental lacustre, muy probablemente con un tirante de agua muy pequeño. Ambos depósitos cenozoicos son producto de fases erosivas posteriores a la orogenia Laramide y probablemente debidas al levantamiento de la Sierra Mazateca. Cubriendo discordantemente a la formación Mequitongo, hay abanicos aluviales del Reciente.

Los lechos rojos y los depósitos lacustres se encuentran basculados, existiendo una discordancia entre ellos. En los depósitos lacustres se observan pliegues, teniendo como zona de despegue las capas de yeso. Se observa una transición del valle hacia la Sierra Mazateca, de los lechos rojos descritos, a un depósito de conglomerado sin yesos y con cantos gruesos, mayormente de rocas metamórficas. Esa variación litológica puede explicarse por un cambio de facies al acercarse a la fuente de sedimentos, o podría interpretarse como el producto de un evento tectónico previo al depósito de la formación Mequitongo.

Para la deformación cenozoica en esta porción de la FO se puede identificar al menos tres eventos tectónicos activos durante el terciario, el primero generó la cuenca donde se depositaron los lechos rojos, el segundo produjo el basculamiento de éstos, y el tercero basculó a la formación Mequitongo. Se puede limitar la edad de esta última deformación con el depósito de los abanicos aluviales, en los cuales se observó que no están afectados por fallas, lo que implicaría que en esta zona de la FO no hubo deformación en el Reciente.

GET-22

### INTERPRETACION GEOFISICA EN EL FRENTE TECTONICO DE LOS TERRENOS ZAPOTECO Y CUICATECO, OAXACA

Belmonte Jiménez Salvador<sup>1</sup>, Campos Enríquez J.O.<sup>2</sup>, Ortega Gutierrez Fernando<sup>2</sup> y Navarro Mendoza Susana<sup>1</sup>  
<sup>1</sup> CIIDIR, IPN, Oaxaca  
<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, UNAM  
sbelmont@prodigy.net.mx

Se determinaron las características geológico tectónicas de un frente tectónico (zona de sutura) donde convergen los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco (poniente) y Cuicateco (oriente), delimitados por la Falla de Oaxaca, a partir de la interpretación de estudios de gravimetría y magnetometría, ubicado en los valles centrales de Oaxaca, México. Se realizó la interpretación conjunta de seis perfiles a través del modelado directo en 2 1/2 D. También se determinaron profundidades a las fuentes a partir de la inversión de datos usando la técnica de Euler. Ambos métodos han proporcionado resultados semejantes.

Se ha determinado que el terreno Zapoteco cabalga sobre el Cuicateco, cuyas densidades son en promedio de 2.8 gr/cm<sup>3</sup> para el primero y de 2.67 gr/cm<sup>3</sup> para el segundo. El rango de variación de las susceptibilidades magnéticas es de 0.001 a 0.00505 cgs para el terreno Zapoteco y de 0.001 a 0.00455 para el Cuicateco. Se sugiere que la Falla de Oaxaca se extiende hacia el sur de la ciudad de Oaxaca.

El comportamiento del coeficiente de compensación isostático, indica que el equilibrio isostático en esta zona se ha realizado entre un 52 y 92%, siendo mayor hacia el terreno Zapoteco.

GET-23

### DEFINICIÓN Y CINEMÁTICA DEL SISTEMA DE FALLAS TZITZIO-ALTAMIRANO, EN LA REGIÓN DE TIQUICHEO-ERÉNDIRA, ORIENTE DE MICHOACÁN

Morales Gámez Miguel<sup>1</sup>, Centeno García Elena<sup>2</sup>, Tolson Gustavo<sup>2</sup>, Benammi Mouloud<sup>3</sup> y Martínez Hernández Enrique<sup>2</sup>  
<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM  
<sup>2</sup> Instituto de Geología, UNAM  
<sup>3</sup> Instituto de Geofísica, UNAM  
morzuz@yahoo.com

En el presente trabajo se describe un sistema transcurrente denominado Sistema de Fallas Tzitzio-Altamirano (SFTA), estudiado en la región de Tiquicheo-Eréndira ubicada al sur del Cinturón Volcánico Mexicano en el Oriente de Michoacán, el cual está vinculado íntimamente a la estructura regional conocida como Anticlinal de Tzitzio. El SFTA se definió a partir de la relación que existe entre las fallas que ponen en contacto las rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales jurásico-cretácicas, asociadas al

arco del Terreno Guerrero, que afloran en esta región y que presentan una deformación previa al depósito de las rocas sedimentarias continentales del Cretácico Superior (Maestrichtiano) de la Formación Cutzamala, con las cuales están en contacto tectónico o las subyacen discordantemente. Este rasgo estructural se manifiesta linealmente desde Tzitzio, Michoacán hasta Altamirano, Guerrero, con una dirección ~Norte-Sur, y está definido por la inclinación de los depósitos continentales.

La dirección del sistema de fallas Tzitzio-Altamirano en general es ~Norte-Sur. El contacto entre rocas marinas y continentales, hacia el Oeste de la región Tiquicheo-Eréndira, es por medio de fallas laterales y presentan arreglo trenzado como estructuras menores. Al Sureste de la región de estudio las rocas marinas y continentales de arco forman horts limitados por fallas laterales con una componente vertical importante con una dirección Noroeste-Sureste y con estrías que indican un movimiento lateral izquierdo, mientras que al Este de los afloramientos de rocas marinas, el contacto es por medio de fallas laterales con arreglos en échelon que tienen una dirección ~Norte-Sur y están asociadas a fallas con desplazamiento lateral con una dirección Este Noreste-Oeste Sureste. Además se observa una serie de fallas Riedel derechas e izquierdas, así como pliegues de arrastre a lo largo de las zonas de falla principales. Algunos planos del sistema principal son continuos y presentan brechas de falla de más de 150 m. de ancho. Otros forman sistemas trenzados, que contiene bloques de metros a decenas de metros de diámetro. Las fallas también se hospedan en los cuerpos de rocas marinas más antiguas.

La cinemática de la deformación se plantea como un sistema de fallas laterales izquierdas asociado a una componente de compresión que elevó el núcleo de la estructura de Tzitzio, por lo que se propone que la configuración del sistema de fallas tuvo relación con una componente lateral importante asociada a un proceso de compresión que elevó y puso en contacto rocas marinas pre-cretácicas con rocas sedimentarias del Cretácico Superior. Se desconoce la edad de la deformación, pero se sabe que es pos Maestrichtiano y posterior a la acreción del Terreno Guerrero. De esta manera se propone que la deformación observada en la región de estudio está asociada a un sistema de fallas transpresivo pos-Cretácico Tardío, y presenta regionalmente la morfología de una zona de transferencia (bending) con terminación en una distribución de fallas en forma de cola de pez. El levantamiento del núcleo de la zona de falla dio lugar a la morfología actual que se observa en la Sierra de Huetamo-Tzitzio.

GET-24

**AGE OF FORMATION OF THE TZITZIO ANTIFORM AND STRUCTURAL CONTROL OF VOLCANISM IN EASTERN MICHOACÁN AND WESTERN GUERRERO**

Ferrari Luca<sup>1</sup>, Cerca Martínez Mariano<sup>2</sup>, López Martínez Margarita<sup>3</sup>, Serrano Duran Lina<sup>1</sup> y Gonzalez Cervantes Norma<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Instituto de Geología, UNAM

<sup>3</sup> Depto. de Geología, CICESE  
luca@geociencias.unam.mx

As a part of a wider project recently funded by CONACyT we began a regional study in an area immediately to the south of the Trans-Mexican Volcanic Belt between Morelia, Huetamo, Tejupilco and Zitacuaro. This region exposes a thick late Cretaceous-early Miocene volcanic and sedimentary succession that allow to study the tectonic and magmatic interplay during and after the Laramide deformation in southern Mexico. The basement of this succession consists of a

Jurassic-Cretaceous low-grade metamorphic sequence (San Lucas Fm. and Tejupilco schists) and the Aptian-Turonian Arcelia-Palmar Chico submarine volcanic and carbonates succession (GAP). These rocks are covered by: 1) a Late Cretaceous to Eocene continental sedimentary succession (red beds) with local shallow marine carbonates intercalations and, 2) Eocene to early Miocene silicic to intermediate ignimbrites as well as mafic dikes and lavas. Rocks belonging to the basement and to the red beds succession are involved in the ~N-S antiforms of Tzitzio-Huetamo and Tejupilco, whose age of deformation is poorly constrained. To the east the Teloloapan-Ixtapan thrusts have a well constrained Laramide age. The red beds have been traditionally included into the Tertiary Balsas Group. Nevertheless, the lower part of the succession, mainly made of a strongly welded andesitic to basaltic conglomerate for which a Late Cretaceous age was suggested, was considered the product of the erosion of the Amenguaricuaro marine volcanic arc, coeval with the GAP (CRM, 1999). The recent findings of Maastrichtian dinosaur fossils in the red beds forming the eastern part of the Tzitzio-Huetamo antiform (Moulod et al., 2003) confirms a Late Cretaceous age for the lower part of the red beds succession. However, lavas in the Amenguaricuaro area are basically undeformed and entirely continental. Also, we have dated them by the 40Ar/39Ar method obtaining a Late Eocene age. A similar age was obtained for the Purungueo subvolcanic body, which clearly post-dates the formation of the Tzitzio antiform. Our ages imply that the red beds are unrelated with the Amenguaricuaro lavas and that the formation of the Tzitzio structure occurred in the Paleocene. We thus consider the Tzitzio and Tejupilco antiforms as formed during a late phase of Laramide shortening that follows the thrusting of the GAP onto the Tejupilco schists. The Laramide structures were later cut by a WNW trending shear zone that run from El Limon to the Taxco-Iguala area. This is a kilometer-scale wide fault system that displaces in a right lateral sense the Tzitzio and Tejupilco antiform as well as the Teloloapan-Ixtapan Laramide thrusts. Furthermore, this crustal shear zone control the subsequent emplacement of the Nanchititla, La Goleta and Taxco silicic centers (late Eocene-early Oligocene) as well as a large swarm of mafic dikes exposed between Tuzantla, Bejucos y El Limón. Further to the SE, the Tilzapotla resurgent caldera (Moran- Zenteno et al. 2004) seems to be related to this structure as well. Available ages constrain the formation of this crustal shear zone, the cause of its formation is presently unknown, to Late Paleocene-Early Eocene times.

GET-25

**LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA REGIÓN ÍSTMICA DE TEHUANTEPEC Y MATÍAS ROMERO, OAXACA; ELEMENTOS PARA LA RECONSTITUCIÓN DE LA HISTORIA TECTÓNICA Y ESTRUCTURAL**

Ortuño Arzate Salvador y Romero Moguel Cuauhtémoc  
Instituto Mexicano del Petróleo  
sortuonoa@imp.mx

En el área del Istmo de Tehuantepec, región de Matías Romero y Palomares, afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas constituyen el basamento denominado Paleozoico Ígneo y Metamórfico. Sobreyaciendo discordantemente a este basamento se encuentra la serie mesozoica de las formaciones Todos Santos, Mogoñé, el Porvenir, Potrerillo, Paso de Buques y el Grupo Sierra Madre. Las rocas metamórficas son las correspondientes a las unidades denominadas "Complejo Ramos Millán" y "Cretácico Superior Metamórfico".

La evolución tectónica desde el Triásico Tardío al Cretácico Tardío condicionó y determinó la sedimentación y los ambientes de depósito; desde los abanicos aluviales con aporte de materiales volcánicos de la Fm. Todos Santos, hasta los ambientes marinos de submarea somera semirrestringida de sedimentación calcárea-terrágena del Cretácico.

Posteriormente, durante el Cretácico Tardío hasta el Oligoceno Mioceno, ocurre la principal deformación tectónica del basamento, así como de su cubierta sedimentaria mesozoica. Esta deformación, de carácter compresivo-transpresivo, ocasiona la generación de rocas metamórficas cataclásticas a partir de las unidades ígneas y sedimentarias preexistentes ("Complejo Ramos Millán" y "Cretácico Superior Metamórfico"). La deformación tectónica más intensa tiene lugar durante el Mioceno, la cual tiene como consecuencia en el ámbito regional, el desplazamiento del Macizo de Chiapas hacia el Noreste, y el consiguiente plegamiento y expresión estructural de la Sierra de Chiapas.

El entendimiento de la evolución tectónica de esta región del sistema cordillerano en el Istmo de Tehuantepec es de fundamental importancia para definir la geodinámica regional de las placas tectónicas del Sur de México, así como los efectos de los movimientos de estas placas en la conformación geológica compleja de este sector de México.

Palabras clave: Sistema cordillerano, geotectónica, rocas cataclásticas, la Zacatera, Istmo de Tehuantepec, México.

GET-26

### CARTOGRAFÍA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE TAMAZULAPAM-NOCHIXTLÁN, OAXACA

Santa María Díaz Alfredo, Alaniz Álvarez Susana Alicia, Nieto Samaniego Angel Francisco, Dávalos Álvarez Oscar Gabriel y Loza Aguirre Isidro  
Centro de Geociencias, UNAM  
santamaria@geociencias.unam.mx

Se presenta la cartografía geológico-estructural de un transecto de la región de Tamazulapam-Nochixtlán, en el estado de Oaxaca enfatizando la deformación terciaria. La zona de estudio está comprendida entre las coordenadas geográficas 16° 21' y 18°00' de Latitud Norte y 97° 05' y 97° 45' de Longitud Oeste. En esta región del sur de México se han reportado fallas mayores a nivel regional, la Falla Caltepec y la Falla Tamazulapam y una falla izquierda E-W (Falla Las Pilas) que modifica el eje del Anticlinal de Teposcolula. La primera es una falla transpresiva orientada NNW-SEE de edad pérmica, mientras que la segunda es una falla lateral izquierda orientada NW-SE de edad cenozoica. Ambas se han propuesto como límite entre los basamentos de los complejos Acatlán y Oaxaqueño. En este transecto afloran secuencias estratigráficas cuyas edades varían desde el Precámbrico hasta el Terciario. La primera secuencia está constituida por el Complejo Oaxaca de edad precámbrica. La segunda secuencia del paleozoico inferior la compone la Formación Tiñu. La tercera secuencia del cretácico la componen las Formaciones San Juan Teita, Teposcolula, Tilantongo y Yucunama. La cuarta secuencia del Terciario está compuesta por las Formaciones Tamazulapam, Yanhuitlán, Chilapa, depósitos epiclásticos y tobas, Andesita Yucudaac, Toba Llano de Lobos y rocas volcánicas de composición andesítica, estas formaciones afloran en casi todo el transecto, en Tamazulapam, Tepelmeme, Yanhuitlán y Nochixtlán. El fallamiento principal en la región tiene un rumbo preferencial NW-SE, y se asocian a este sistema

fallas normales con inclinaciones de 50° a 60° al NE, y fallamiento lateral izquierdo y derecho con inclinaciones de 70° al NE o SW, el fallamiento normal está presente en casi toda la secuencia terciaria, a excepción de la secuencia volcánica, mientras que el fallamiento lateral se manifiesta en la formación Chilapa y en la secuencia volcánica. Respecto a las grandes estructuras regionales, se logró documentar al sureste de Tamazulapam que la Falla Tamazulapam tiene una orientación NW-SE con una componente lateral izquierda, mientras que la Falla Caltepec es muy difícil determinar con precisión su trazo ya que existe una zona muy grande donde puede pasar su trazo. Cerca del poblado de Tamazulapam se midieron varias fallas que registran deformación oligocénica. La actitud de la falla más importante que observamos es 200°/45°, contiene ca. 7 m de brecha y ca. 15 cm de salbanda de clorita, muestra desplazamiento lateral derecho; las estrías cortan un juego de estrías previo cuyo sentido no se logró determinar, la falla es posterior al depósito de la Formación Chilapa oligocénica. Esta formación contiene un pliegue con línea de charnela 220°/20°. Al noreste de Tamazulapam se midieron fallas normales (025°/60°) afectando la Toba Llano de Lobos de 26 Ma (Martiny et al., 2000). Se documentó también una zona de fallas normales de ca. 350 m de ancho, con orientación ca. 075°/60°. Todo este conjunto de estructuras indica un evento posterior a los 26 Ma con dirección de extensión máxima hacia el NE. Adicionalmente se documentaron fallas menores laterales compatibles con esa dirección de alargamiento.

GET-27

### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL E IMPLICACIONES TECTÓNICAS DE UNIDADES METAMÓRFICAS DEL ÁREA DE LA VENTA, ESTADO DE GUERRERO

Torres De León Rafael<sup>1</sup> y Solari Lovati Luigi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Instituto de Geología, UNAM  
torresdeleon@hotmail.com

Se presentan los resultados previos de un estudio realizado en la región de La Venta, sur del Estado de Guerrero, en esta zona se encuentran en relación tectónica el Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa y la caliza Morelos, las evidencias estratigráficas y estructurales señalan una historia de deformación compleja para estas unidades.

El Complejo Xolapa está formado por una variedad litológica representada por gneises de biotita y/o de moscovita, de hornblenda, augengneis, esquistos de moscovita o de biotita, estas unidades fueron deformadas y metamorizadas en condiciones de alto grado (Dx). Además son intrusionadas por metagranitoides deformados.

La Formación Chapolapa consiste de una secuencia metavolcánica y metasedimentaria intercaladas que está metamorizada en facies de esquistos verde y posee deformación dúctil milonítica (Dx+1). La secuencia metavolcánica es compuesta de metandesitas, metadacitas y metarriolitas, mientras que la secuencias metasedimentarias son filitas, metabrechas y metaconglomerados. El metamorfismo de esta formación es caracterizado por la presencia de clorita, epidota y sericita.

En la secuencia metavolcánica se diferencian dos paquetes: milonítico y no milonítico. El paquete milonítico se caracteriza por una foliación espaciada consistente de dominios de clivaje constituidos de clorita y sericita y microlitones formados por cristales individuales de plagioclasa o cuarzo y una matriz de cuarzo finamente recrystalizada.

Además muestra indicadores de sentido de cizalla entre los cuales hay porfiroclastos envueltos tipo sigma y delta (formados por plagioclasa, cuarzo, epidota y clorita), V pull aparts, fracturas sintéticas y antitéticas, etc. Estos indicadores predominantemente señalan un sentido de cizalla correspondiente a falla normal con buzamiento hacia el NW. Por su parte, el paquete no milonítico presenta fábricas ígneas relictas que varían de porfídica a fanerítica. Los porfiroclastos de cuarzo, en ambos paquetes, poseen estructuras de deformación intracristalina como subgranos, bandas de deformación y láminas de deformación. Esta unidad fue plegada después de la deformación dúctil (Dx+2).

El contacto superior de esta formación es con la caliza Morelos a través de la cabalgadura La Venta (Dx+2) y el contacto inferior es con los metagranitoides El Pozuelo y Las Piñas y gneises del Complejo Xolapa a través de una falla normal (Dx+3). La cabalgadura La Venta es una estructura probablemente laramídica, convexa e inclinada hacia el norte, orientada en sentido NW-SE y con variaciones en su inclinación entre 25° a 45°.

Los metagranitoides El Pozuelo y Las Piñas se encuentran entre los gneises Xolapa y la Formación Chapolapa, están foliados, lineados y poseen indicadores de sentido de cizalla que indican la misma cinemática que en la Formación Chapolapa, asimismo, están metamorfozados en facies de esquistos verde (Dx+1). Debido a que las estructuras y metamorfismo de estas unidades son concordantes se concluye que fueron deformadas y metamorfozadas contemporáneamente. La edad preliminar del metagranito El Pozuelo es de 130 Ma y representa el límite inferior para este evento de metamorfismo y deformación.

GET-28

### DO PLUMES EXIST?

Foulger Gillian R.

Dept. Earth Sciences, University of Durham, U.K.

foulger@edu.uk

Mantle plumes were originally proposed in 1971 by W. Jason Morgan to explain intraplate volcanism, and large-volume ridge-centred volcanism, that seemed to be not explicable by plate tectonics. He defined precisely their characteristics and consequences, such that the original, classical plume hypothesis was readily testable. However, subsequent research tended to not confirm the predictions. Large igneous provinces have been found to be not preceded by the predicted uplift, many "hot spots" are not associated with time-progressive volcanic tracks, seismic anomalies extending down into the deep mantle have often not been seen, and at many "hot spots" there is no evidence that they are hot.

Nevertheless, instead of the theory being abandoned as is done, for example, in medical research if a drug is found to not produce the predicted results, the plume model was retained. The problems were dealt with by progressively adapting the theory in an ad hoc fashion to include the unpredicted observations. Plumes have been proposed to come from almost any depth, to rise vertically or tilt, to flow for thousands of kilometres laterally, to have narrow or broad conduits, to have no plume head, one head, or multiple heads, to produce steady or variable flow, to be long- or short-lived, to speed up or slow down, to have a source that is either geochemically depleted, enriched, or both, to have either high or low  $3\text{He}/4\text{He}$  and to be either hot or cold. Thus, the contemporary plume theory is not falsifiable, but has become so flexible it has become a data-independent, a priori

assumption. Many research papers are nothing more than reports that list new data and then suggest how the plume model must be adapted to fit them. Such an approach is unscientific. Worst, it is distracting many scientists from seeking scientific explanations for various volcanic regions.

There has recently been renewed interest in considering alternative models for "hot spots" that may fit the observations with few ad hoc assumptions or appeals to coincidence. One of these proposes that all surface volcanism is essentially a shallow phenomenon, has nothing to do with the deep mantle, and volcanic "anomalies" are simply the by-products of plate tectonics. This theory attributes "hot spots" to permissive volcanism in areas of extension. The volumes of melt produced, which may be large in the case of tholeiitic provinces such as Hawaii, or small in the case of alkaline volcanism in continental rifts, are controlled by the fertility of the underlying source. The presence of eclogite or pyroxenite in the source, or refertilised peridotite, will result in larger volumes of magma than if the extending region is underlain by depleted peridotite. Volatile content and temperature will also affect melt volumes, but in a secondary way.

A third of all the world's "hot spots" lie on or close to spreading plate boundaries. Extending intraplate regions such as the East African Rift and back-arc basins are also commonly associated with "hot spots". Fertility may be introduced to the mantle by subducting slabs. The crustal portion transforms to eclogite at depth. Other sources of fertility are the metasomatised mantle lithosphere of subducted slabs and continental mantle lithosphere, which may delaminate following thickening as a result of continental collision. Refertilised mantle may have a solidus as much as 200°C lower than that of depleted mantle peridotite. The melting of such material beneath an extending area may yield several times as much melt as would be extractable at the same temperature from depleted peridotite.

This alternative model for the genesis of "hot spots" raises new questions and challenges. Can the melt volumes observed be quantitatively modeled? How should seismic tomography images be interpreted? How hot are "hot spots"? Are deep mantle plumes physically possible? What is the relationship between large igneous provinces and volcanic chains? Can geochemical observations be reconciled with a fertile source at relatively normal temperatures? What is the origin of high  $3\text{He}/4\text{He}$ ? Right or wrong, the present challenge to the plume hypothesis and the innovative thinking it is encouraging, is unearthing many novel new research problems that have long gone unrecognised.

GET-29

### EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS CADENAS PLEGADAS Y CABALGADAS DEL OCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO: SIERRA MADRE ORIENTAL-SIERRA DE ZONGOLICA-SIERRA DE CHIAPAS

Padilla y Sánchez Ricardo José

Facultad de Ingeniería, UNAM

ricardoj\_padilla@yahoo.com.mx

La evolución geológica de la Sierra Madre Oriental-Sierra de Zongolica-Sierra de Chiapas está íntimamente ligada con los procesos tectónicos que dieron origen al Golfo de México. La fragmentación y dispersión de la Pangea en el área que hoy ocupa la porción oriental de México comenzó durante el Triásico Tardío (~220 ma). La apertura del Golfo de México dió paso a la formación de un sistema

de grabenes alargados, estrechos y orientados NW-SE en la parte que corresponde al occidente de la ubicación actual de esta cuenca oceánica. En esas depresiones se depositaron lechos rojos en condiciones continentales desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio (Bajociano, 169 ma) que posteriormente fueron cubiertas por aguas marinas para depositar grandes volúmenes de sal durante el Calloviano (164-159 ma). El área del actual Golfo de México estaba entonces ocupada por el Bloque Yucatán, mismo que se desplazó muy rápido hacia el sur-sureste, del orden de 400 km, hasta la posición que ocupa actualmente, en un lapso de tiempo de 5 millones de años. Como consecuencia de ese movimiento tan súbito, hablando en tiempo geológico, se creó un desequilibrio isostático importante que provocó largos períodos de subsidencia en la parte central del Golfo de México, acompañados de importantes levantamientos en las áreas continentales y en los bordes de la cuenca oceánica. Las Cadenas Cabalgadas y Plegadas del oriente de México se formaron por un deslizamiento gravitacional hacia la gran depresión del Golfo de México como una consecuencia de ese desequilibrio isostático; el nivel de décollement sobre el que se deslizaron las secuencias sedimentarias marinas mesozoicas se ubica en las rocas dúctiles Jurásicas del Oxfordiano-Tithoniano. La edad de la deformación en la Sierra Madre Oriental es más antigua (Paleoceno-Eoceno), que la deformación en la Sierra de Zongolica (Eoceno-Mioceno Medio), o que en la Sierra de Chiapas (Mioceno Medio). Se presenta una reconstrucción de tectónica de placas sustentada en datos geológicos de campo, datos geofísicos e información paleogeográfica.

GET-30

### **ESTRUCTURAS TRANSCURRENTES EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL: UNA PERSPECTIVA DESDE EL CIELO**

Sanguinetti Marco y Sorrentino David  
Schlumberger  
sanguinetti1@reynosa.oilfield.slb.com

En el presente trabajo se analizan los mecanismos de deformación y la cinemática de alguna de las estructuras presentes en la Sierra Madre Oriental de México, en función de la interpretación de imágenes satelitales Landsat de alta resolución.

Así mismo, se fortalece la hipótesis de los mecanismos transcurrentes responsables de la deformación de la Sierra Madre Oriental, ya planteada anteriormente por algunos autores, como resultado de la convergencia oblicua de las placas intervinientes desde el Turoniano hasta el presente.

Se estudia en particular las estructuras presentes en torno a la localidad de Jaumave, Ciudad Victoria y en el denominado Arco o Saliente de Monterrey. Se establece la relación de estas estructuras con respecto al esfuerzo tectónico principal máximo y se deduce la cinemática y estilo de deformación de las mismas. Por otro lado, se vincula temporo-espacialmente esta tectónica con el magmatismo de tipo alcalino observable a lo largo de todo el frente de la Sierra Madre Oriental (Provincia Alcalina Oriental de México).

Finalmente, se plantea la discusión en cuanto a la co-sanguineidad de esta tectónica con el origen y evolución de las cuencas sedimentarias petroleras adyuntas a la Sierra Madre Oriental.

GET-31

### **DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ANOMALÍAS GEOFÍSICAS Y MORFOMÉTRICAS ASOCIADAS A LOS RASGOS ESTRUCTURALES MAYORES DEL SW DEL GOLFO DE MÉXICO**

Sandoval Ochoa J. Héctor<sup>1</sup>, Aguayo Camargo J. Eduardo<sup>1</sup> y Araujo Mendieta Juan<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ingeniería, UNAM

<sup>2</sup> Instituto Mexicano del Petróleo  
jaraujo@imp.mx

Con los datos analizados y de la distribución resultante de anomalías o rasgos geofísicos y geomorfométricos observados en el mar del suroeste del Golfo de México, se hizo una hipótesis de trabajo, para revisar e identificar la organización morfoestructural y geodinámica actual de sus regiones marina y terrestre.

Los datos utilizados de los levantamientos de: batimetría, (Bryant et al., 1984), hipsometría (SDN), sismología multicanal regional y somera y gravimetría, han sido retomados de las últimas tres décadas a partir de los proyectos CICAR, IDOE (1970-1982) y satelitales de NOAA-UCSD-SIO/UNAM (<2000). Asimismo, se han realizado interpretaciones holísticas del modelado en base a una metodología de Geomorfometría Avanzada aplicada en la región.

Se da una síntesis de la distribución espacial y regional de los rasgos y elementos estructurales mayores que se asocian respectivamente, a las anomalías observables y ponderables de la geofísica y la morfometría de la corteza terrestre, la cual está influenciada por los basamentos y la cima solidificada del manto superior del Golfo. La distribución de diez compartimientos, rasgos o elementos estructurales submarinos y terrestres, resulta de un sistema geodinámico de movimientos relativos verticales y horizontales heredados de su evolución principalmente neogénica y del Reciente y que se observan actuando hoy día, de acuerdo a la información discutida aquí.

Así en lo general, se da el comportamiento de la organización estructural geotectónica y se muestra en lo particular, la presencia de las prolongaciones protuberantes de las estructuras continentales precenozoicas de las sierras SE de México que, como un Bloque Esfenoidal soterrando y elevado bajo el subfondo marino del SW del Golfo de México yace debajo del Prisma Sedimentario del Terciario-Reciente.

GET-32

### **ORIGEN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DOMOS DE SAL DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO**

Arellano Gil Javier<sup>1</sup>, Yussim Guarneros Sergio<sup>2</sup> y Aguilar Pérez Luis Antonio<sup>1</sup>

<sup>1</sup> División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, UNAM

<sup>2</sup> Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM  
arellano@servidor.unam.mx

Las estructuras dómico-diapíricas del sureste de México se encuentran en la denominada Cuenca Salina, que se ubica en el estado de Tabasco y en el sur del estado de Veracruz. Las estructuras más importantes, por sus dimensiones, son los domos de Jaltipan, Coahuila, Tequistepec, Coahuila, Chinameca, Tonalá y Magallanes, y son de gran interés económico, ya que forman excelentes trampas

petroleras, yacimientos de azufre y de diferentes sales. El modelo propuesto para la formación de estas estructuras es el siguiente: la sal se depositó originalmente en estratos horizontales a finales del Calloviano e inicios del Oxfordiano en un ambiente de tipo sabka, durante la transgresión asociada a la apertura del Golfo de México, alcanzando espesores superiores a los 1000 metros. En esta etapa, ya sea por ligeros esfuerzos tangenciales o por erosión, se formaron pequeñas elevaciones que fueron el punto de partida para el desarrollo de los domos; posteriormente, la cuenca salina cambió a una fase de subsidencia relativamente rápida, por lo que la sal dejó de acumularse y se depositaron otras secuencias sedimentarias marinas de mayor densidad: se acumularon primero carbonatos de plataforma y después una gruesa columna de siliciclásticos. El espesor de la secuencia sedimentaria que se acumuló sobre las evaporitas, fue ligeramente mayor en los flancos de los promontorios formados previamente, pues por diferencia de densidades de la sal (1.8 a 2.11 g/cm<sup>3</sup>) con otros sedimentos, tiende a sostenerse en alto como si flotase. La sal del lecho madre fue alimentando a los domos por abajo con movimiento inicialmente horizontales y después verticales, en tanto que los sedimentos terrígenos fueron aumentando su espesor y en consecuencia la carga litostática sobre el domo y sus alrededores, mientras que el basamento continuaba hundiéndose. La alimentación del domo pudo haber terminado cuando el espesor del lecho madre (sal) se aproximó a cero en sus flancos, o cuando se alcanzó el equilibrio isostático entre la columna de sal y los terrígenos de la cubierta (con densidades entre 2.65 y 2.75 g/cm<sup>3</sup>), o bien, cuando terminó el hundimiento de la cuenca. Se considera que la fuerza principal que construyó el domo salino se deriva de la diferencia de densidades entre las evaporitas y los sedimentos de la cubierta; la sal impulsó a la primera capa a plegarse e intrusionar a los sedimentos suprayacentes, elevándose sobre el lecho madre, después de que éste alcanzara una profundidad suficiente para que dicha fuerza pudiera vencer la resistencia que le opone la cubierta sedimentaria. La forma final de cada domo estuvo condicionada por la configuración inicial de la sal, por el espesor del lecho madre, por la resistencia mecánica de las rocas suprayacentes, por la temperatura y por la viscosidad de la sal. La intrusión no debió ser rápida, sino progresiva durante el Oligoceno y Mioceno, y se inició en el momento en que hubo la suficiente carga litostática sobre los sedimentos evaporíticos.

GET-33

### ANÁLISIS DE LA TECTÓNICA DE RUPTURA A ESCALA DE NÚCLEOS DEL CAMPO PETROLERO CANTARELL

Velasquillo Martínez Luis G.<sup>1</sup>, Ramírez Hernández Hugo<sup>1</sup>, Xu S-S<sup>1</sup>, Grajales Nishimura José Manuel<sup>1</sup>, Murillo Muñetón Gustavo<sup>1</sup> y García Hernández Jesús<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa YNF, Instituto Mexicano del Petróleo

<sup>2</sup> Exploración y Producción, PEMEX  
lgvelas@imp.mx

Se presentan los resultados del análisis de la tectónica de ruptura a escala de núcleos (fallas y fracturas con longitudes inferiores a 20cm) y su relación con las fallas cartografiadas en el subsuelo (> 1000m) que afectan los Bloques Akal (alóctono) y Sihil (autóctono) del campo petrolero Cantarell, en la Sonda de Campeche. Los estudios geológicos y geofísicos han puesto en evidencia que Cantarell es un complejo estructural con tres relieves: Bloque Akal, Bloque Nohoch y Bloque Chac. Las configuraciones estructurales, obtenidas a partir de datos sísmicos, muestran que el Bloque Akal se caracteriza por un frente de cabalgamiento en sus flancos septentrional y oriental (fallas inversas imbricadas que se unen en profundidad) y fallas de

desplazamiento lateral (evento compresivo del mioceno inferior-medio), así como un sistema complejo de fallas normales (episodio extensivo posterior). Este estudio se desarrolló con la finalidad de caracterizar los sistemas de fracturas y su posible impacto en la circulación de fluidos. Los datos estructurales medidos a escala de núcleo fueron: (1) azimut e inclinación de los horizontes estratigráficos y de las fracturas (2) los parámetros que caracterizan a las fallas (tipo de falla, orientación del plano de falla, estrías o indicadores cinemáticos). El estudio de estos datos nos permite plantear las siguientes conclusiones:

El fracturamiento se concentra principalmente en una brecha carbonatada del límite Cretácico-Terciario (BKT). Se identificaron dos sistemas principales de fracturas: tempranas y tardías. Las fracturas tempranas se caracterizan por un ensanchamiento por disolución y cementación por dolomita y un sistema de fracturas tardías impregnadas de hidrocarburos, sin disolución ni cementación. Los sistemas de fracturas tempranas presentan patrones muy irregulares y direcciones arbitrarias que son cortadas por las fracturas tardías que presentan inclinaciones mayores a 60°. Esto implica que la circulación de fluidos y la conexión de los sistemas de fracturas esta controlada por el sistema de fracturas tardías.

Se observó que algunos planos de fallas identificados en los núcleos presentan una superposición de estrías. Estas observaciones nos permiten poner en evidencia que las estrías asociadas con un movimiento de falla normal cortan a las estrías ligadas con fallas de desplazamiento lateral. Esto implica que algunas fallas de desplazamiento lateral (evento compresivo) fueron reactivadas posteriormente con un movimiento normal (evento extensivo).

Por último, se determinó que a nivel de la BKT el Bloque Akal presenta una mayor intensidad de fallas normales y de fracturas que el Bloque Sihil. Lo cual implica que el evento extensivo no afectó de manera significativa a las unidades litoestratigráficas que subyacen a la BKT en el bloque Akal y por lo tanto tampoco al Bloque Sihil.

GET-34

### DOS CASOS DE DISCORDANCIAS PROGRESIVAS EN LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS EN MÉXICO

Arellano Gil Javier<sup>1</sup> y Yussim Guarneros Sergio<sup>2</sup>

<sup>1</sup> División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM

<sup>2</sup> Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM  
arellano@servidor.unam.mx

Desde el punto de vista geológico, una discordancia estratigráfica consiste en una ruptura en la continuidad en el registro estratigráfico, causado por erosión o por ausencia de sedimentación. Este concepto refiere la relación total existente entre dos secuencias geológicas, correspondiendo esta interpretación a un punto de vista en donde los cambios se dan en regiones tectónicamente estables y no de manera continua. Sin embargo, el depósito de muchas de las secuencias sedimentarias del Cretácico Superior de México se vio afectado por la actividad tectónica correspondiente a la Orogenia Laramide, lo que lleva a considerar el uso de una conceptualización y terminología que refleje claramente las características dinámicas de los depósitos sedimentarios.

De esta manera, se aplican nuevos conceptos para relacionar las etapas tectónicas con las sedimentarias. Por un lado, se presentan las discordancias sintectónicas que corresponden a "cualquier tipo de

discordancia en la que la sedimentación y la formación de la megaestructura discordante angular han sido contemporáneas del proceso tectónico que la ha engendrado" (Vera, 1994). Por otra parte, una discordancia progresiva constituye una "discordancia continuada por una acumulación vertical de cuñas sedimentarias todas ellas dirigidas hacia el flanco activo (cabalgamiento, flanco del anticlinal, etc.) formando un abanico abieto abieto hacia el centro de la cuenca" (Vera, 1994).

Las discordancias progresivas se forman siempre en el borde del frente activo de una megaestructura adyacente a una cuenca, que se levanta simultáneamente a la sedimentación. Esto condiciona la distribución geográfica de las unidades sedimentarias, en donde los mayores espesores se encuentran hacia el borde activo de la cuenca, en donde también se presenta la deformación sintectónica.

En la secuencia Cretácica de México se presentan dos ejemplos muy claros de discordancias progresivas: lo que se conoce como el Canal de Chicontepec, ubicado en el límite de los Estados de Puebla y Veracruz, y la Cuenca de Flexión de Maconí, en el límite de los Estados de Querétaro e Hidalgo. La identificación y modelado de este tipo de discordancias permite elaborar mejores estrategias de exploración y explotación de los recursos asociados a estas cuencas, como son los yacimientos petroleros y minerales.

GET-35

### **EL USO DE VETAS DE DEFORMACIÓN PARA DESCIFRAR EL DESARROLLO PROGRESIVO DE PLIEGUES Y CABALGADURAS: UN EJEMPLO DE LAS ROCAS METASEDIMENTARIAS DE VALLE DE BRAVO, ESTADO DE MÉXICO**

Tolson Gustavo<sup>1</sup> y Fitz Díaz Elisa<sup>2</sup><sup>1</sup> Instituto de Geología, UNAM<sup>2</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM  
tolson@servidor.unam.mx

En las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo, se analizaron dos fases de deformación contractiva D1 y D2, con características cristal-plástico y de la transición frágil-dúctil, así como fallas normales tardías que los cortan. Además de pliegues, fallas y fracturas, durante los diferentes eventos de deformación se desarrollaron diferentes arreglos de vetas con composición, estructura interna y geometría particulares, cuyas relaciones de corte permiten establecer una cronología relativa.

Las vetas están formadas por cuarzo y calcita, y muestran un enriquecimiento progresivo en calcita. Las vetas más antiguas, asociadas a D1, están formadas predominantemente por cuarzo, y exhiben una fábrica fibrosa. Las vetas asociadas a D2 están formadas principalmente por calcita, y muestran fábrica fibrosa y granular. Las vetas asociadas a las fallas normales están formadas por calcita, y normalmente muestran una estructura interna granular, y algunas veces son parcialmente rellenas y muestran cristales euhedrales de calcita escalenoédrica.

La primera fase de deformación D1 está representada por pliegues apretados a isoclinales, con una foliación de plano axial S1 que es penetrativa en escala microscópica, sub-paralela a la estratificación. El análisis de S1 en sección delgada indica que en escala microscópica el mecanismo de deformación dominante es disolución por presión, el cual permite que los minerales solubles (cuarzo y calcita) reduzcan su tamaño y sean movilizables, para

posteriormente ser depositados en vetas. Las vetas asociadas a D1 se observan emplazadas entre los planos de foliación S1, lo cual a simple vista es paradójico, ya que la foliación es perpendicular al máximo acortamiento y las vetas son estructuras extensionales. Las relaciones de corte indican que las vetas se emplazaron entre los planos de S1 poco después de que éstos se desarrollaron, lo cual puede deberse a una combinación de un aumento importante en la presión de fluidos y la anisotropía de la foliación recientemente generada.

D2 está representada por pliegues asimétricos, con una segunda foliación S2 de plano axial asociada, acompañados por fallas inversas que en conjunto forman escamas tectónicas imbricadas con dirección de transporte hacia el SW. Las vetas asociadas a estas estructuras tienen dos arreglos: Unas se alojan sobre las fallas inversas o sobre planos de foliación S1 cuando es sub-paralela a las zonas de falla y hay cizalla sobre ésta. El otro grupo de vetas se aloja de manera casi perpendicular en el flanco largo de los pliegues asimétricos y de las zonas de cizalla. Así mismo, la orientación de las fibras internas de las vetas coinciden con la dirección de extensión máxima de la elipse de distorsión interna resultante que representa estas estructuras. La orientación de las vetas respecto a las estructuras es consistente con la geometría de las estructuras, lo que significa que las vetas, como estructuras sistemáticamente analizadas, pueden ser utilizadas como indicadores cinemáticos en casos similares.

La última generación de vetas consiste en estructuras planares, sub-verticales cuya orientación permite asociarlas claramente con fallas normales.

GET-36

### **UN MODELO DE CRECIMIENTO LONGITUDINAL DE FALLAS**

Aguilar Hernández Alejandra y Tolson Gustavo

Instituto de Geología, UNAM  
alec\_aah@yahoo.com.mx

En el presente trabajo se propone un modelo para la evolución geométrica de fallas que toma en cuenta sus orientaciones dentro del campo esfuerzos para determinar la contribución de éstas a la distribución de longitudes resultante. El modelo establece un crecimiento preferencial para fallas que tienen cierta orientación respecto al esfuerzo compresivo máximo. El incremento en las longitudes de las fallas está relacionado a la longitud que tiene cada una antes del evento de crecimiento por medio de una ley de potencia y es ponderado por una función de la orientación de las mismas. Para reducir los efectos de frontera se usa una función periódica que cierra la superficie donde crecen las fallas. Al principio las fallas tienen la misma longitud, pero de acuerdo a su posición respecto al esfuerzo compresivo máximo unas crecen más que otras y dejan de crecer cuando alguna de ellas alcanza una determinada longitud; esto ocasiona que la distribución de sus longitudes adopte un comportamiento fractal. El valor de los parámetros fractales que se obtuvieron de las poblaciones sintéticas de fallas así generadas, son similares a los obtenidos de sistemas naturales de fallas reportados en la literatura.

## GET-37 CARTEL

**EL BLOQUE DE LOS CABOS Y LA REGIÓN MERIDIONAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO: CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS (UNA CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGÍA DE MÉXICO)**

Pérez Venzor José Antonio<sup>1</sup>, Schaaf Peter<sup>2</sup>, Aranda Gómez José Jorge<sup>3</sup>, Pérez Espinoza Jesús Efrain<sup>1</sup> y Hiraes Rochin Joel<sup>1</sup>

<sup>1</sup> UABCS

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
japerez@uabcs.mx

El trabajo expone los resultados de las investigaciones geológicas realizadas en los últimos años en la región meridional de la Península de Baja California. Los resultados permiten establecer cinco morfoestructuras: Valle de la Paz, Bloque de los Cabos (BLC), Cuenca San José del Cabo, Bloque la Trinidad (BLT), Cuenca San Juan de los Planes. El Bloque de los Cabos define el sistema montañoso central, con orientación norte Sur y segmentado en bloques menores rectangulares; limitados por fracturas prácticamente E-W.

Las rocas que forman la región meridional las podemos agrupar en: Complejos Metamórficos, Ensamblajes Plutónicos y Secuencias sedimentarias.

Los Complejos Metamórficos afloran en tres regiones: Todos Santos, Sierra de la Gata y Borde Oriental del BLC; Están constituidos por rocas que alcanzaron las facies de anfibolitas y en ocasiones sufrieron fusión parcial.

Los Ensamblajes Plutónicos conforman principalmente el BLC, y BLT, consisten de tonalitas, granodioritas y granitos así como importantes afloramientos de rocas máficas (región de la Paz y Todos Santos). Varios sistemas de diques de composición dacítica, andesítica, pegmatitas están distribuidos tanto en el BLC como en el BLT.

Las relaciones de campo entre los Complejos Metamórficos y Ensamblajes Plutónicos son complejas, presentan zonas de reacción entre protolito y magma para desarrollar brechas magmáticas, también es común la presencia de migmatitas y granitos anatócticos.

Estructuralmente la región meridional presenta evidencias de una deformación en condiciones tanto dúctiles como frágiles, las primeras representadas por franjas miloníticas y las segundas por estructuras regionales como es el caso de Falla de San Juan de los Planes, Falla San José del Cabo y Falla de La Paz., que limitan y definen los rasgos de las morfoestructuras.

Los análisis geoquímicos en las rocas plutónicas deformadas y sin deformar indican que son rocas calcoalcalinas con concentraciones de SiO<sub>2</sub> entre 52.29% y a 75%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 13.66% y 18.95%, las edades en muestras por roca total oscilan entre los 129±15 Ma y 113±4 Ma, las edades a partir de concentrados de biotita varían 116±2 Ma y 72±3 Ma. Las características geoquímicas de las rocas del BLC permiten reconocer procesos de contaminación y asimilación, asociados con zonas de subducción. Se puede considerar que la región meridional de la península de Baja California expone diferentes niveles de erosión cortical: somero (región Todos Santos), intermedio (región Sierra La Gata) y profundo (sistema montañoso central). Los diferentes procesos metamórficos magmáticos y tectónicos relacionados en espacio tiempo están registrados en sus

características geoquímicas y asociaciones de campo, esto permitió documentarlos y asociarlos a la evolución tectono-magmática del margen occidental de México.

## GET-38 CARTEL

**CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA SIERRA AGUACHILE Y SU RELACIÓN CON REACTIVACIONES CENOZOICAS DE LA FALLA DE SAN MARCOS, CHIHUAHUA, MEXICO**

Cervantes Corona Jorge Alfredo<sup>1</sup>, Chávez Cabello Gabriel<sup>2</sup> y Aranda Gómez José Jorge<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>2</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM

<sup>3</sup> Depto. de Geología Económica, IPICYT  
jorgjacc83@hotmail.com

La Falla de San Marcos (FSM) es una estructura de basamento formada en el Jurásico con una longitud mínima de 300 km. Su rumbo en Coahuila es WNW a NW, y es aproximadamente paralelo a la megacizalla Mojave-Sonora. La FSM separa al Bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila, que son regiones con estilos contrastantes de deformación laramídica y de sedimentación en el Mesozoico Tardío. En Coahuila, en donde afloran principalmente sedimentos marinos del Cretácico, la traza de la FSM es clara en imágenes de satélite y DEM's. En el límite Chihuahua-Coahuila la traza se pierde ya que es sepultada por las rocas volcánicas del Terciario Medio de la Sierra Madre Occidental y por los derrames de lava del Campo Volcánico de Camargo (4.9 – 0.09 Ma). La FSM ha sido reactivada durante al menos cuatro pulsos de deformación a partir del Cretácico temprano, siendo los eventos más recientes durante la extensión del Cenozoico medio y tardío. Cerca del Campo Volcánico de Camargo existen dos sinclinales (Aguachile y La Herradura) en rocas volcánicas del Terciario medio y pliegues menos conspicuos formados en los depósitos de grava en donde se emplazó el sill del Cerro La Tortuga. Otros pliegues en rocas del Terciario Medio ocurren en Peña Blanca y en la sierra La Cuesta del Infierno, cerca de Aldama (Chih). Se cree que estos pliegues cenozoicos fueron formados en el Mioceno Tardío y se asocian a la reactivación durante la extensión cenozoica de la parte sepultada de FSM. Esto añade 300 km adicionales a la traza de esta megacizalla.

El sinclinal Aguachile tiene un eje curvo, con rumbo NNW a NNE e inmersión SE. La estructura afecta a una secuencia de rocas volcánicas del Terciario Medio intercaladas con sedimentos clásticos continentales. El mapeo ha mostrado que la estructura: 1) no es una sinforma producto de compactación diferencial en ignimbritas, ya que en la secuencia hemos identificado derrames de lava, ni 2) una sinforma producto de basculamiento de bloques formados por fallamiento normal, ya que en la nariz del sinclinal buzante se pueden seguir de manera continua a varias de las unidades litoestratigráficas, 3) así como tampoco una estructura generada por emplazamientos lacolíticos sub-volcánicos, ya que estructuras de este tipo de mayores dimensiones no fueron reconocidas. El sinclinal es modificado por varias fallas normales, siendo las más notorias un sistema WNW con el bloque hundido al NE y una falla NNE, con el bloque hundido al ESE, que duplica a uno de los flancos del sinclinal. Por sus rumbos casi perpendiculares, se cree que estas estructuras secundarias no fueron formadas durante el mismo período de deformación. El sistema WNW es más congruente con deformación asociada a transpresión local al tiempo del plegamiento y la falla NNE, aproximadamente

paralela a la falla Las Borregas en el CVC, a un ambiente transtensional más joven. Estos eventos sucedieron en un sitio donde la falla de basamento debe de variar de dirección y son congruentes con un cambio en la orientación del tensor de esfuerzos.

## GET-39 CARTEL

**PERSPECTIVAS SOBRE ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS EN ROCAS DEL JURÁSICO SUPERIOR, DEPOSITADAS EN EL BLOQUE BAJO DE LA FALLA SAN MARCOS, COAHUILA, MÉXICO**

Arvizu Gutiérrez Irving Rafael<sup>1</sup>, González Naranjo Gildardo Alonso<sup>2</sup>, Molina Garza Roberto<sup>3</sup> y Chávez Cabello Gabriel<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>3</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
irvingrafa@hotmail.com

En la literatura se ha citado que aunque no pueden probarse o excluirse grandes desplazamientos laterales sobre la Falla San Marcos (FSM), si se puede sugerir que pudo ser parte del sistema de la megacizalla Mojave-Sonora o un splay de esta, debido a su tamaño, orientación, localización y cronología de sus movimientos. Así mismo, también se ha sugerido que la FSM pudo haber formado parte de un sistema de fallas transformantes que conectaron dorsales oceánicas entre el Atlántico y el Pacífico, las cuales acomodaron desplazamientos en el Jurásico Tardío. Independientemente del escenario, la FSM debió implicar grandes desplazamientos laterales, los cuales aún no han sido demostrados.

En el presente trabajo se muestran resultados de investigaciones estructurales y paleomagnéticas que sirven para evaluar la potencial existencia de desplazamientos laterales mayores a través de la FSM, así como para tratar de entender mejor el origen de esta falla. Por un lado, el estudio paleomagnético en rocas del Jurásico Superior indica que existe una magnetización adquirida a bajas paleo latitudes y declinaciones rotadas notablemente en el sentido horario (90°). Las rotaciones observadas en las Capas Las Palomas del Valle San Marcos (VSM) se interpretan como producto de deformación en una zona de restraining bend de la FSM, siendo esta una rotación local. Por otra parte, existe la posibilidad de que esta rotación haya sido generada por deformación compleja del Terciario Temprano en la zona (dos fases de deformación). Esta última hipótesis, toma fuerza debido a que el fallamiento reconocido en las rocas de las Capas Tanque Cuatro Palmas y en la "eolianita" de las Capas Colorado del Jurásico Superior, en Potrero Colorado, corresponden a fallas normales con saltos de hasta decenas de metros, lo cual se extiende hasta la Formación San Marcos del Neocomiano; es decir, la presencia de fallas laterales que pudieran haber acomodado la rotación observada en las Capas Las Palomas del VSM en el Jurásico Tardío, simplemente no están presentes. Debido al contraste de resultados, más trabajo se está realizando en VSM y Potrero Colorado. El trabajo está orientado sobre cartografía, muestreo paleomagnético adicional y análisis estructural del contacto entre las rocas del Jurásico Superior y la Formación San Marcos (Neocomiano), esto para confirmar o descartar el depósito sin-tectónico y plegamiento de las Capas del Jurásico Superior, en Potrero Colorado y VSM, durante la instauración de la FSM en el Jurásico Tardío, previo al depósito de la Formación San Marcos. Lo anterior, con el objetivo de establecer un modelo apoyado en datos estructurales, cartográficos y paleomagnéticos que soporte una de las

siguientes dos hipótesis: 1) que la FSM es una falla lateral izquierda con actividad en el Jurásico Tardío que acomodó deformación y rotación de las capas del Jurásico en el mismo Jurásico Tardío o, b) que la FSM se instauró como una falla normal en el Jurásico Tardío y que acomodó rotaciones locales durante su reactivación con componente inversa hasta el Terciario Temprano durante la operación de la deformación Laramide.

## GET-40 CARTEL

**INVERSIÓN DEL PALEO ESFUERZO COMPRESIVO; CAUSANTE DE LAS ESTRUCTURAS DUCTILES EN LA RAMA SUR-OCCIDENTAL DEL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO**

Castrejón González Israel

Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

icastrejon@yahoo.com

El presente análisis estructural permite proponer la inversión del paleo esfuerzo compresivo causante de las estructuras de deformación observadas.

La orientación múltiple en tales estructuras implica orientación múltiple en la dirección del paleo-esfuerzo correspondiente; cuyas direcciones de compresión-acortamiento entre el post Cretácico temprano y el pre Eoceno se han posicionado respectivamente desde NW-SE, N-S, NE-SW, E-W hasta de nueva cuenta NW-SE, en un sentido de rotación similar al de las manecillas del reloj.

Cronológicamente, se establecen dos fases de compresión-acortamiento generales la primera post Cretácico temprano-pre Cretácico medio (Guerrerense) en la cual actuó la primer compresión de rumbo NW-SE y la segunda post-Cretácico medio-pre Eoceno (Laramídica) en la cual actúan las compresiones restantes de rumbo N-S, NE-SW, E-W y NW-SE.

Cada etapa de compresión-acortamiento generó vergencias opuestas o encontradas en pliegues, cabalgaduras e indicadores cinemáticos; reflejándose a escala de afloramiento, a escala de mapas semi-regionales y regionales.

Partiendo de la premisa de que la estructura menor es el reflejo de la estructura mayor se propone que la bidireccionalidad en las vergencias de tales estructuras está asociada a un modelo de pliegues en caja y/o cabalgaduras de vergencia opuesta o conjugadas; cuya deformación ha sido causada por cizalla pura a escala global y cizalla simple a escala local.

Deformación por cizalla pura que encuentra su explicación y apoya recíprocamente un modelo de dos zonas de subducción con polaridad encontrada asociada a la evolución de la zona de estudio; una localizada entre el terreno Oaxaca y Maya (terreno Juárez) inclinada al oeste causante de las estructuras con vergencia o sentido de cizalla al este y otra en el occidente del terreno Guerrero inclinada al este causante de las estructuras con vergencia al oeste.

Respecto a la rotación en la dirección del eje de compresión-acortamiento ésta posiblemente se deba a la dinámica impuesta por el reacondo de las microplacas involucradas en la evolución geológica-tectónica al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano (Sierra Madre del Sur); durante la cual ocurrió la acresión entre los

terrenos Mixteco-Oaxaca, el cierre de las cuencas oceánicas Cuicateca (terreno Juárez) y Arcelia y la acresión entre los terrenos Guerrero-Mixteco.

GET-41 CARTEL

**GEOLOGÍA DE LA SIERRA MADRE DEL SUR EN LA REGIÓN DE CHILPANCINGO Y OLINALÁ, GRO.: UNA CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL MARGEN PACÍFICO MEXICANO A PARTIR DEL JURÁSICO**

García Díaz Jose Luis<sup>1</sup>, Tardy Marc<sup>2</sup>, Campa Uranga María Fernanda<sup>1</sup> y Lapiere Henriette<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

<sup>2</sup> Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Francia

<sup>3</sup> Université J. Fourier Grenoble, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Francia  
zapata98@hotmail.com

Se muestran los principales resultados de un trabajo sobre la evolución geológica de la Sierra Madre del Sur a partir del Jurásico, situándola en el marco geodinámico de la parte sur de México, ubicado actualmente en la intersección de las placas América del Norte, Caribe y Cocos. La arquitectura e historia es reconstituida a partir de información petro-geoquímica, estratigráfica y estructural. Se encontró que cuatro grandes etapas marcaron su evolución mesozoica y cenozoica:

1) En el Jurásico Medio, se reconoce un conjunto volcánico y volcanoclástico predominantemente ácido, cuya firma geoquímica es característica de series de lavas producidas en contexto de margen activo de tipo andino (Formación Las Lluvias), instalado sobre el antiguo margen continental norteamericano (Bloque Oaxaca), asociado a una cuenca tras-arco subsidente donde se depositó la Formación Tecojocoyunca. En el Jurásico Superior esta cobertura volcanosedimentaria y el basamento, son deformados en un sistema de pliegues y cabalgaduras por la orogenia nevadiana. Las características geológicas encontradas en el Jurásico de la Sierra Madre del Sur, pueden correlacionarse con otras descritas desde el Suroeste de Estados Unidos hasta Honduras pasando por el Norte Centro y Sur de México, poniendo en evidencia la existencia de una antigua cadena montañosa nevadiana; 2) El Cretácico Inferior lo marca el depósito en discordancia angular de la plataforma carbonatada Guerrero-Morelos en el borde continental norteamericano, donde, a la base del Cretácico Superior, la serie volcánica y sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del Terreno Guerrero se adiciona por colisión arco-continente. A esta acreción, se asocia la formación de una cuenca flexural donde se deposita durante el Cretácico superior el fliish Mexcala. La orogenia laramide del fin del Cretácico Superior y del Paleógeno, deforma nuevamente el basamento y la cobertura sedimentaria a l'este del frente del Terreno Guerrero en un sistema de pliegues y cabalgaduras con vergencia al Este, mostrando un gradiente decreciente hacia el Este; 3) Entre el Paleógeno y el Mioceno Inferior, se depositan en discordancia, primero una molasa continental (Formación Balsas) que pasa lateralmente y hacia la cima a una serie volcánica (Formación Agua del Obispo) que termina en la potente serie ignimbrítica de la Formación Alquitrán, ambas asociadas a la subducción de la Placa Farallón; 4) En el Mioceno, después de la partida del Bloque Chortis, la evolución de la Sierra Madre del Sur está ligada a la subducción de la Placa de Cocos. Esta subducción,

induce la exhumación sin-convergencia de la corteza continental media e inferior representada por el Complejo Xolapa y una deformación en antifirma de la Sierra Madre del Sur paralela a la Fosa de Acapulco.

Toda esta información es integrada en un modelo evolutivo paleogeográfico de la margen pacífica mexicana del Jurásico al Reciente.

GET-42 CARTEL

**SIGNIFICADO DE DATACIONES CRETÁICAS DE LOS ARCOS VOLCÁNICOS DE TAXCO, TAXCO VIEJO Y CHAPOLAPA, EN LA EVOLUCIÓN DE LA PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS**

Campa Uranga María Fernanda<sup>1</sup> y Iriondo Alexander<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Autónoma de Guerrero

<sup>2</sup> University of Colorado at Boulder, CO, USA  
atea@prodigy.net.mx

La plataforma Guerrero-Morelos se ha reconocido como una secuencia de bancos calcáreos del Aptiano-Turoniano sobrepuestos a un basamento antiguo Paleozoico o Precámbrico (Fries, 1960, DeCerna 1965), posiblemente sobreyacente al terreno Mixteca (Campa MF and Coney PJ, 1981, 1983).

Sin embargo hoy contamos con 6 edades isotópicas (Ma) de cristalización de lavas deformadas y metamorfozadas del Cretácico temprano, obtenidas del análisis de zircones mediante el método 206Pb/238U:

TIMS SHRIMP

TAXCO 130±2.6 Ma 136.9±0.6 Ma

TAXCO VIEJO 131.7±0.85 135.2±0.9

CHAPOLAPA-La Venta - 133.2±0.7

CHAPOLAPA-Río Guamúchil - 129.7±0.8

Las localidades del muestreo analizado se presentan en los extremos N y S de la plataforma, y al oriente de la cabalgadura de Pachivía y occidente de la cabalgadura de Papalutla, ambas estructuras funcionando como límites tectónicos del Arco Teloloapan del terreno Guerrero y del Complejo Acatlan del terreno Mixteca respectivamente.

Las franjas de edades entre los 130 y 137 Ma data el volcanismo en el Valanginiense, congruente con su posición estratigráfica relativa con respecto a las calizas con rudistas del Aptiano-Turoniano (Formaciones Morelos, Huitzuc y Cuautla). La bioestratigrafía e isotopía combinadas apuntan hacia una posible interpretación, en la cual la plataforma Guerrero-Morelos se edificó en los marcos de los arcos volcánicos insulares de Teloloapan, Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, conformado el extremo austral del terreno Guerrero.

En ese modelo, la cabalgadura de Papalutla y su raíz anticlinal, conforma el límite acrecional entre los terrenos compuestos de Mixteca-Oaxaca y Guerrero.

El límite austral es una franja de cizalla NW-SE que separa el terreno Guerrero del terreno Xolapa en proceso de exhumación desde el Mioceno.

## GET-43 CARTEL

**EL ARCO VOLCÁNICO-SEDIMENTARIO DEL JURÁSICO MEDIO (GRUPO TECOCOYUNCA Y LAS LLUVIAS) DE OLINALÁ, GUERRERO**

Campa Uranga María Fernanda<sup>1</sup>, García Díaz José Luis<sup>1</sup> y  
Iriondo Alexander<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Autónoma de Guerrero

<sup>2</sup> University of Colorado at Boulder, CO, USA  
atea@prodigy.net.mx

La secuencia de conglomerado de cuarzo ( Formación Cualac) transicional hacia turbiditas de areniscas y lutitas interestratificadas del Grupo Tecocoyunca es bien conocida en La Montaña guerrerense, por el contenido de amonitas, plantas y carbón del Batoniano-Bajociano-Caloviano.

El depósito de ignimbritas presenta la típica textura eutáxica, donde se observan fenocristales de cuarzo, feldespato, anfíbol, zircon, apatita y esfena, que dan una composición ácida riolítica calcoalcalina, tanto en la barranca de Las Lluvias, en el eje del sinclinal de Olinalá, como en una nueva localidad cercana al Crucero de la carretera de Tlapa hacia Olinalá, entre cuarcitas y filitas con restos de plantas fósiles.

Los espectros de Tierras Raras y Multi-elementos caracterizadas por anomalías negativas de Nb y Ta, con valores elevados de Ce/Yb  $\geq 15$ , y con valores de ENd cercanos a 0, puede ser considerado como un arco insular tipo andino. Las lavas se derivan de la fusión de un manto astenosférico contaminado por fluidos de una corteza oceánica hidrotermalizada, por sedimentos subducidos y por litosfera continental sobre la cual se edifican.

Sin embargo, la edad del depósito de ignimbritas Las Lluvias, que se encuentra debajo del conglomerado Cualac y encima de la Formación Olinalá del Permico, era desconocida hasta que contamos con 3 edades isotópicas obtenidas del análisis de zircones mediante el método  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  con la técnica SHRIMP.

Barranca localidad tipo  $168.2 \pm 1.2$  Ma  $177.3 \pm 1.5$  Ma.  
Nueva localidad Crucero Olinalá  $179.1 \pm 1.5$  Ma.

Esas tres edades obtenidas caen en los pisos Bajociano-Caloviano, con lo cual se demuestra la contemporaneidad del ensamble volcánico-sedimentario.

Este volcanismo Jurásico medio continental se puede correlacionar con los arcos volcánicos de Artesa-Arizona, Nazas, Rodeo, Taray, La Boca, Caopas, Joya, Cahuascal, Huizachal, Todos Santos-Guatemala, etc. en un modelo de evolución, superpuesto a los antiguos bloque corticales o terrenos de basamentos y depósitos del Paleozoico y Precámbrico.

## GET-44 CARTEL

**ORIGEN, DISTRIBUCION Y EVOLUCION DEL GEOSINCLINAL DE EL ROSARIO, DURANTE EL PROTEROZOICO TEMPRANO**

Bazán Perkins Sergio Dale y Bazán Barrón Sergio  
Industria Minera Indio, S.A.  
bazanperkins@hotmail.com

El geosinclinal toma su nombre de la mina aurífera El Rosario, ubicada 3 Km al poniente de Santa María Peñoles, Oaxaca, que contiene diseminaciones de oro detrítico y pirita asociados al grafito (thucholita) interbandeados, en paragneises cuarzofeldespáticos de hornblenda y biotita del Grupo El Trapiche, del Proterozoico Inferior (2500-1800 Ma.).

El Grupo El Trapiche esencialmente detrítico, se reconoce ampliamente a lo largo y ancho del territorio de México, yaciendo consistentemente en discordancia sobre las rocas komatíticas del arco insular del Supergrupo Pápalo del Arqueano (3600-2600 Ma.) del que derivan, para conformar al poniente el Geosinclinal de El Rosario, integrado por el Supergrupo Zimatlán (2500-1800 Ma.). Esta estructura se identifica en la Sierra de Guadalupe, Chihuahua (Gneis Carrizalillo); en Tamaulipas (Gneis Novillo); Hidalgo (Gneis Huiznopala); en Puebla y Oaxaca (grupos El Trapiche y Valdeflores); además, en el Macizo de Teziutlán, Macizo de Chiapas y Sonora (Grupo Coyotillo) para constituir secuencias de más de 4500 m. de espesor.

A los grupos El Trapiche y Coyotillo consistentemente sobreyace la sucesión gradual de los clásicos "iron formación", laminados y de origen bioquímico marino; aunque muy erosionados exhiben remanentes de todas sus facies de ambiente litoral, de plataforma y hasta abisal, con lechos de itabiritas, óxidos de hierro hematífero, jaspilitas, silicatos micáceos con sulfuros de hierro y magnetita; abundante grafito y apatito, muy radiactivos y con T.R., hacia la cima. Esta sucesión se observa en las sierras de Juárez, Vigalloy y San Miguel Peras, Oaxaca. La cima de esta secuencia constituye una conspicua discordancia, por las aperturas de los rifts de los geosinclinales Oaxaqueño y Acatlano, cordilleranos y con espesores de más de 2000 m.

Se considera que el Supergrupo Zimatlán se desarrolló justo a lo largo de la trinchera de subducción (miogeosinclinal) cuando se levantaba el arco insular del Supergrupo Pápalo, durante la apertura del extenso rift de la Faja Estructural Cananeana (3600-2600 Ma.) que yace cratonizada hacia la margen occidental del Continente Americano, desde Alaska hasta Chile y Argentina, para implicar removilizaciones anatécticas de los "porphyry copper deposits", de edad laramide.

El Geosinclinal de El Rosario tuvo conexiones paleogeográficas y parasincrónicas durante el Proterozoico Inferior, hacia los cratones de Norteamérica y Sudamérica, como serían las secuencias huronianas de Blind River, Elliot Lake, Montgomery Lake del Canadá, así como en Moeda y Jacobina, Brasil que determinan el mismo proceso de su depósito y evolución tectónica, hacia las márgenes de los escudos arqueanos.

Queda enfatizar que en México y Sudamérica la subsidencia y expansión oceánica durante el Proterozoico Inferior y Medio para las cuencas marinas, continuaron intermitentemente con subducción todo el neoproterozoico-paleozoico, debida a la apertura de los rifts

posteriores a los 1800 Ma., que destruyeron y acumularon los "iron formation" del Grupo Valdeflores en forma de detritus, que ahora yacen como brechas y arenisca de magnetita y hematita hacia las márgenes de diversos bloques. Estas concentraciones ferríferas se identifican por diversas removilizaciones e inyecciones de tipo Kiruna, como: La Negra, Cerro del Mercado, Hércules, El Humo-Zaniza, Las Truchas, Peña Colorada-El Encino, entre muchos más.

#### GET-45 CARTEL

### **LOS KLIPES ULTRAMÁFICOS DE TEHUITZINGO, PUEBLA, PARTE BASAL DEL SUPERGRUPO PAPALO DEL ARQUEANO (3600-2600 M.A.)**

Bazán Perkins Sergio Dale y Bazán Barrón Sergio  
Industria Minera Indio, S.A.  
bazanperkins@hotmail.com

Hacia el Valle del Río Atoyac y poblado de Tehuiztingo, se distribuyen burdamente Norte-Sur varios klippen ultramáficos del Complejo Oaxaqueño, en una secuencia compacta y semibandeada de color verde-gris, serpentizada de rocas komatíticas típicas. Se asume que el protolito corresponde a rocas volcánicas peridotíticas ricas en magnesio, con piroxenos, olivino, anfíbolos y plagioclasas cálcicas, afectadas por diversos diques diabásicos de 0.3 hasta 5 m. Estos klippen se extienden entre 1 hasta 8 Km de largo y de algunos metros hasta 3 Km de ancho, con espesores entre 20 y hasta 550 m., próximos a Tehuiztingo, Xayacatlán, Piaxtla y Tecamatlán, donde se explota magnetita, talco, asbesto y esporádicas concentraciones de Cr, Ni y Co de bajo rendimiento.

Se determinan para estas rocas ultramáficas un origen común, relacionadas con la parte basal de la potente secuencia vulcanosedimentaria del Supergrupo Pápalo, asignado al Arqueano del área tipo de Cuicatlán a Concepción Pápalo, Oaxaca, de un arco insular primitivo. Se determinan los klippen a través del plano de subducción del Complejo Acatlán subyacente en dirección oriente, consiste en una sucesión de esquistos cloríticos, sericiticos con grafito y cuarcitas, semejantes al Grupo Nuxiño y Esquisto Taxco del Proterozoico.

Si consideramos los cuerpos granitoides de carácter anatexítico del arco marginal Paleozoico a lo largo del territorio de México, en una franja de 300 Km de ancho, inferimos que la secuencia ultramáficas del Supergrupo Pápalo se extendían unos 200 Km más hacia el poniente, a partir de las unidades alóctonas en discusión. Es de considerar que las rocas ultramáficas varían en composición de 40 a 45% de SiO<sub>2</sub> y de 22 a 34% de MgO que determinan rocas komatíticas típicas; por ejemplo, el klippe de Tehuiztingo reporta en promedio 40.66% de SiO<sub>2</sub>, 3.45% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5.37% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.09% de FeO, 32.56% de MgO, 4.57% de CaO, 0.41% de Na<sub>2</sub>O, 0.01% de K<sub>2</sub>O, 0.02% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 10.63% de +H<sub>2</sub>O y 1.23% de -H<sub>2</sub>O respectivamente.

La presencia de zonas eclogitizadas y una variedad compleja de granitoides en diversos klippen precámbricos asociados al plano de subducción que se advierte en Tehuiztingo-Tecamatlán, infiere temperaturas de 620°C y presiones entre 11-14 kb. Por consecuencia, al occidente el grado de metamorfismo decrece progresivamente para las rocas del Complejo Acatlán. Esto es, que al oriente de Tehuiztingo se tienen episodios de granitización anatexítica anarogénicas, más intensa y profunda, relacionadas con la discutida subducción neoproterozoica-paleozoica.

Concluyentemente, las komatíticas (greenston belts) de Tehuiztingo representan reductos de un escudo Arqueano, sometido a desgaste erosivo posterior al depósito de los "iron formation" del Grupo Valdeflores, al finalizar el Proterozoico-Inferior (1800 Ma.) resultado de los rifts de los geosinclinales Oaxaqueño y Acatlano de afinidad Pacífica.

Su importancia litoestratigráfica radica en la naturaleza histórica y posición basal de las cuarcitas, metareniscas y metatobas subyacentes a las komatitas, con edad aparente de más de 3600 Ma. Así pues, se concibe que la obtención de un concentrado de circones de estas rocas detríticas, podrían reportar por U-Pb, la edad de los granitoides del que derivan, supuestamente de una corteza primigenia.

#### GET-46 CARTEL

### **ROCAS KOMATITICAS ARQUEANAS DEL SUPERGRUPO PAPALO (3600-2600 M.A.), EN LA PARTE CENTRO-OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE GUANAJUATO**

Bazán Barrón Sergio y Bazán Perkins Sergio Dale  
Industria Minera Indio, S.A.  
bazanperkins@hotmail.com

Reconocimientos en la Sierra de Guanajuato identificaron seis sucesiones litoestratigráficas distintivas, discordantes entre sí, relacionadas al Arqueano, Proterozoico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

La unidad basal (Grupo Los Alisos) aflora donde nace el Arroyo de San Juan de Otates con paragneises cuarzofeldespáticos y máficos (cuarcitas y metatobas) de 450 m de espesor, buzantes 43° al SW, corneanas y con metamorfismo en facies de anfíbolita, de una corteza primigenia de la Tierra. Siguen rocas vulcanosedimentarias ultramáficas-máficas bandeadas y semibandeadas (greenstone belts) de 420 m de espesor, de tipo komatítico (Grupo San Juan de Otates) metamorfoseados en facies de esquistos verdes, correlacionables al Supergrupo Pápalo de Puebla-Oaxaca; consisten de clinopiroxenos, olivino, hornblenda y plagioclasas cálcicas, textura spinifex basal y serpentización parcial diapírica. Afloran en ventanas de arroyos, desde San Juan de Otates hasta la base del Cerro del Cubilete y el Distrito Minero de Guanajuato.

Sobreyace una sucesión vulcanosedimentaria de paragneises cuarzofeldespáticos, anfíbolíticos, micáceos con grafito, interbandeados (Grupo Chichimequillas), metamorfoseados en la parte baja de las facies de esquistos verdes. Son deleznable en los 770 m de espesor que cubren la parte occidental de la sierra, semejantes a los grupos: Tejalapan, El Hielo del Complejo Oaxaqueño y Grupo Huiznopala, Hidalgo; también al Gneis Novillo, Tamaulipas, para representar la parte más externa de la Nappa de la Carbonera del Proterozoico Medio.

Las anteriores, aparecen intrusionadas por tonalitas-cuarzomonzonitas Tuna Mansa, asignadas al Pérmico-Carbonífero. Sobreyace la Secuencia Ofiolítica Mesozoica integrada por el Conglomerado Pardo La Laborcita, Formación Esperanza, Diques Doleríticos Santa Ana, La unidad Basaltos La Luz y Roca Verde, comagmáticos, relacionados con dorsales toleíticas generadoras de los sulfuros masivos polimetálicos del Distrito de Guanajuato. Finalmente, todas aparecen cubiertas por el Conjunto Vulcanosedimentario Continental del Terciario.

Se concluye que los grupos Los Alisos y San Juan de Oates del Arqueano, representan las rocas más antiguas identificadas en el territorio de México que llegaron a su actual posición, por la convergencia cabalgante inversa de la corteza continental, de por lo menos 6 eventos de subducción sucesivos de placas tectónicas, donde las más recientes levantaron las precedentes más antiguas, profundamente erosionadas hasta exponer la corteza primigenia de la Tierra. Esto es, si partimos que los "greenstone belts" arqueanos del Supergrupo Pápalo (3600-2600 Ma.) corresponden a un arco insular por subducción lateral, seguido por la subducción en dirección oriente del arco insular de Teixtlahuaca del Mesoproterozoico Tardío y posteriormente, durante todo el Paleozoico la Placa Nuxiño-Granjeno levantaba toda la secuencia arqueana basal; seguida de la subducción del Mesozoico, hasta culminar con la más intensa subducción del Terciario de la Placa Chicontepec, en dirección poniente; entonces así, podemos demostrar cómo, cuándo y donde llegó hasta la superficie una corteza precámbrica tan primitiva de la Tierra, como está expuesta en la Sierra de Guanajuato.

Por tanto, los xenolitos ultramáficos alcalinos, como basanitas, granulitas, paragneises cuarzofeldespáticos y anfibólicos de la parte central de San Luis Potosí y otros estados que aparecen en volcanes explosivos Plio-Cuaternarios, tipo maars y xalapascos, provienen de una secuencia precámbrica somera de 1 a 2 Km de profundidad.

#### GET-47 CARTEL

### ESTUDIO DE LA DENSIDAD Y CONECTIVIDAD DE FRACTURAS DEL CAMPO PETROLERO CANTARELL

Xu S-S<sup>1</sup>, Velasquillo Martínez Luis G.<sup>1</sup>, Grajales Nishimura José Manuel<sup>1</sup>, Murillo Muñetón Gustavo<sup>1</sup>, García Hernández Jesús<sup>2</sup> y Ramírez Hernández Hugo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Programa YNF, Instituto Mexicano del Petróleo

<sup>2</sup> Exploración y Producción, PEMEX  
sxu@imp.mx; mgrajal@imp.mx

Con la finalidad de caracterizar los sistemas de fallas y fracturas en un yacimiento petrolero y su impacto en la circulación de fluidos, se analizaron las fracturas a la escala de núcleo (longitud < 1m) y fallas a la escala de yacimiento (longitud > 1000m) del campo petrolero Cantarell, en la Sonda de Campeche. Se estudiaron 141 patrones de fracturas abiertas o parcialmente selladas y 13 patrones sellados por minerales (vetillas de calcita o dolomita). Se estudiaron cuatro configuraciones de fallas en el subsuelo: cima de la Brecha carbonatada del límite Cretácico-Terciario (BKT), cima del Cretácico medio (Km), cima del Cretácico inferior (Ki) y la cima del Kimmeridgiano (Jsk). El trabajo se concentró en analizar los siguientes parámetros: FL, densidad de la longitud total de fallas y fracturas; FN, densidad del número de fallas y fracturas por unidad del área. P, parámetro de percolación; Db, la dimensión de caja (método de "counting box"); Dc, dimensión de masa del punto medio de la longitud de las fracturas; DL, exponente de la distribución de la longitud de fractura. Los resultados y conclusiones que se obtuvieron son los siguientes:

(1) Se determinó que si el parámetro P es mayor que 1.37 y Db mayor que 1.36 los sistemas de fracturas se interceptan, es decir, se definió la conectividad de los sistemas de fracturas.

(2) Se encontró una relación lineal entre Db y FL con el parámetro P. Esto indica que podemos determinar la conectividad de las fracturas a partir Db y FL.

(3) En las proximidades de las fallas mayores los valores de FL y FN son más grandes respecto a los valores que se obtienen para las fallas secundarias o menores.

(4) FL, FN y P no dependen de la profundidad, lo que implica que las fracturas tectónicas son las que más influyen sobre los valores de estos parámetros.

(5) El valor de P aumenta si el espesor de las capas se incrementa, lo cual se puede interpretar que a mayor espesor de las capas la probabilidad de circulación de fluidos aumenta.

(6) Se observaron tres tipos de conectividades de acuerdo con la definición de Darcel (2003): DL > DC (tipo A), DL = DC (tipo B), DL < DC (tipo C). Se observaron 22 patrones de fracturas de tipo A, 16 de tipo B y 50 de tipo C. Esto implica que la conectividad esta principalmente gobernada por la fracturas de mayor longitud. Del análisis de las configuraciones estructurales del subsuelo se determinó que las fallas en la cima de BKT son de tipo B. Es decir, las fallas de menor y mayor longitud tienen la misma importancia para la conectividad. Para las fallas en las cimas de Ki, Km y Jsk son de tipo C. Por lo tanto, las fallas de mayor longitud controlan la conectividad de los sistemas.

#### GET-48 CARTEL

### LA BÚSQUEDA DE LOS SISMOS PERDIDOS, LA REGIÓN DE ACAMBAY, MEXICO, MEXICO, PARTE I

Garduño Monroy Victor Hugo<sup>1</sup>, Rodríguez Pascua Miguel

Angel<sup>2</sup>, Israde Alcántara Isabel<sup>1</sup> y Filonzi Sara<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH

<sup>2</sup> Universidad de San Pablo CEU, Madrid, España

<sup>3</sup> Universidad de Milán, Italia  
vgmonroy@zeus.umich.mx

La región de Acambay es un sitio que ya tiene antecedentes de sismos en el siglo pasado que han demostrado tener un importante efecto en las zonas urbanas del centro de México. Sus daños fueron devastadores no solo en la región de su epicentro, mostraron daños en muchos sitios como fue el caso de la Ciudad de México.

Estos sismos tienen como epicentro a rupturas que se han generado a lo largo de la falla Morelia Acambay, la cual está formada por una serie de segmentos de fallas normales con eventuales movimientos inversos.

De 1910 a la fecha la red sismológica nacional se ha encargado de el registro de los eventos sísmicos del centro de México, sin embargo no se han hecho estudios sistemáticos de Paleosismología para reconocer deformaciones cosísmicas en las sedimentos afectados por los sismos.

En la región de Acambay existen pequeñas cuencas lacustres donde se han combinado las condiciones para el registro de eventos sísmicos, que para ser registrados deben cumplir con ciertas características, algunas de ellas son, alternancias de arcillas limos arenas, un nivel estático somero que saturate a las formaciones terrígenas y sismos con magnitudes superiores a 5 grados, generados en un radio de 20 Km. Es decir en estos sedimentos se genera la licuefacción de los sedimentos los cuales en base a sus granulometrías y la magnitud del evento van a presentar estructuras que ayudan a reconocer el evento.

Realizando un estudio sistemático de las estructuras en campo, de la distribución espacial de ellas y de las granulometrías podemos llegar a reconstruir las isosistas de eventos del Pleistoceno Holoceno.

La región de Tierras Blancas presenta estas condiciones, en la zona se han reconocido 6 eventos que pueden ser reconocidos en diferentes niveles de su columna estratigráfica, pero que además permiten inferir la magnitud y algunas de las isosistas que afectaron a esta cuenca lacustre. Los eventos sísmicos son bien reconocibles debido a que fueron formados en arenas volcánicas claras grises o bien oscuras que alternan con sedimentos más finos de limos o arcillas.

El primer evento corresponde a un megaslump que generó una gran deformación de secuencias lacustres terrígenas y a veces ricos niveles diatomíticos, donde se intercalan productos piroclásticos. En esta unidad se observan megapliegues los cuales sufrieron un "decollement" por encima de un nivel de cenizas. El segundo evento también genera un slump, más moderado pero con las mismas características que el anterior, en facies laminares diatomíticas con eventuales niveles arcillosos y vertebrados.

Los siguientes eventos sísmicos bien definidos en la columna litológica, separados por estratos no deformados, se identificaron en base a estructuras de licuefacción como son diques de arena, volcanes de arena, almohadillas, etc., siempre con granulometrías diferentes.

Los fechamientos que están en procesos ayudaran a reconocer factores de recurrencia, por ahora los datos paleontológicos y de fechamientos puntualizan que estos seis eventos sísmicos se llevaron a cabo durante el Pleistoceno-Holoceno.

GET-49 CARTEL

### LA BUSQUEDA DE LOS SISMOS PERDIDOS, LA REGIÓN DE IXTLAHUACA, MEXICO, MEXICO, PARTE II

Garduño Monroy Victor Hugo<sup>1</sup>, Rodríguez Pascua Miguel Ángel<sup>2</sup>, Israde Alcántara Isabel<sup>1</sup> y Benente Luigi<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH

<sup>2</sup> Universidad de San Pablo CEU, Madrid, España

<sup>3</sup> Universidad de Milán, Italia

vgmonroy@zeus.umich.mx

En la región de Ixtlahuaca se puede observar una secuencia fluvio-lacustre levantada más de 40 m, dicho levantamiento no fue generado por un basculamiento de fallas normales. La región presenta una serie de secuencias lacustres donde se pueden distinguir alternancias de terrígenos volcánicos con limos y arcillas. La deformación de estas secuencias lacustres se están asociadas a un cambio de dirección de la falla de Ixtlahuaca, la cual tiene un rumbo NO-SE formando parte del sistema de fallas de Taxco-Querétaro, para después sufrir un cambio de dirección pasando a ser casi E-O.

Las cuencas lacustres están muy asociadas con el Río Lerma, el cual ha generado una serie de meandros, ligados seguramente a la deformación de las estructuras mayores. La edad de estos sedimentos se ha estimado del Pleistoceno. Se han muestreado diferentes niveles de pómez y cenizas volcánicas que actualmente su fechamiento está en proceso.

En la parte central de la cuenca lacustre se estudiaron secuencias diatomíticas que pasan lateralmente a facies más proximales, lo que permite distinguir la geometría del depocentro de la cuenca. Es

importante resaltar la riqueza de niveles de depósitos de pómez en la parte terminal de la secuencia fluvio-lacustre, ellos podrían formar parte de los productos volcánicos del Nevado de Toluca o bien de la actividad del volcán Jocotitlan.

El nivel más altamente deformado tiene la característica de mantenerse a la misma cuota topográfica, no obstante el fallamiento NO-SE. La deformación es clara debido a la alternancia en los sedimentos de estratos con varios colores y granulometrías diferentes. Los pliegues tienen direcciones ONO-ESE y ligeras vergencias hacia el NNE, generalmente deformando a una decena de estratos con espesores de centímetros.

En los sedimentos se distinguieron pliegues y estructuras de paleolicuefacción separadas en la cima y en la base por estratos sin ninguna evidencia de haber sido afectados por un evento sísmico.

En otras columnas litológicas se tiene verdaderos slumps donde los pliegues están rotos y no tienen una continuidad en la deformación, evidenciando una clara deformación cosísmica.

Al menos fueron reconocidos tres eventos sísmicos claros, sin embargo debido a la falta de alternancias o a la posición del nivel freático no se generaron estructuras de licuefacción en los sedimentos.

Toda la secuencia fluvio-lacustre de la región de Ixtlahuaca se encuentra afectada por fallas de tipo normal con componente lateral derecha.

GET-50 CARTEL

### GEOLOGÍA DEL COMPLEJO XOLAPA EN EL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE TIERRA COLORADA Y ACAPULCO

Villacura Aránguiz Bernardo<sup>1</sup>, Pérez Gutiérrez Rosalva<sup>2</sup>, Torres De León Rafael<sup>2</sup> y Solari Lovati Luigi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Instituto de Geología, UNAM

berthavaler@axtel.net

Este trabajo presenta la cartografía geológica a escala 1:50.000 realizado en el marco del proyecto CONACYT J-39783. El área de estudio se ubica entre Tierra Colorada, Acapulco y entre la carretera federal México-Acapulco y la margen derecha del Río Papagayo. Las unidades reconocidas en este tramo incluyen rocas pertenecientes al Complejo Xolapa, las que se describen a continuación junto con su principal mineralogía.

#### Complejo Xolapa

Paragneis: Rocas color gris a ocre de grano medio a grueso y que exhiben bandeamiento gneissico con espesor variable entre 0.5 y 20 cm. La composición de la roca está dominada por asociaciones de cuarzo+plagioclasa+feldespato, lo cual le imprime un carácter leucocrático. Los principales máficos corresponden a biotitas subhedrales y hornblenda; granates de forma subhedral y tono rojizo. La sillimanita ocurre como cristales fibrosos masivos y de color café pálido; opacos subhedrales corresponden a magnetita.

Ortogneis: Rocas color gris claro a blanco, cuya composición está dada principalmente por cuarzo, plagioclasa, microclina, ortoclasa, biotita, clinopiroxenos, hornblenda. El cuarzo desarrolla fenocristales de hasta 1 cm, los cuales se alinean paralelamente a la

foliación, generando una textura de augen. En algunos afloramientos contienen granate y los minerales accesorios son zircón y apatito; la magnetita es escasa.

**Gneis migmatítico:** Roca color gris claro a gris oscuro de grano medio a grueso, con bandeamiento gnéisico, migmatización incipiente, desarrollo de pliegues de crenulación y *ptygmaticos*. En general los pliegues presentan planos axiales inclinados y horizontales, charnelas subredondeadas a redondeadas, flancos alargados con espesor constante. Espacialmente se asocian a los ortogneises, aunque no un contacto claro entre ambas unidades.

**Migmatitas:** Las migmatitas se caracterizan por leucosomas cuarzo-feldespáticos que forman vetas de hasta 15 cm de espesor, las cuales inyectan un melanosoma de color gris oscuro o negro, formado principalmente por biotita. Texturalmente son estromáticas, brechosas, *schleiren*, y nebulíticas.

**Mármol cipolino:** Mármol blanco sacaroidal y beige foliado, compuesto mayoritariamente por calcita. Los afloramientos son discontinuos y asociados a los gneis migmatíticos.

**Granito con deformación incipiente:** En base a mineralogía y estructuras se reconocen dos unidades: a) Color gris claro a blanca, presenta foliación y lineación mineral bastante marcadas, compuesta por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina, biotita y muscovita (escasa a nula en el Km. 334 de la Autopista del Sol y abundante en la zona de El Playón), hornblenda, granate y como accesorio zircón (abundante). b) Al sur de Xaltianguis rica en ortoclasa, lo cual da un tono rosa a la roca, no se observa foliación clara, pero sí una deformación mineral.

El Complejo Xolapa, en el área de estudio está cubierto por las rocas de las formaciones Chapolapa la cual está en contacto tectónico con los ortogneises del Xolapa; la Morelos, que además está en contacto tectónico con Chapolapa y la Formación Papagayo que se encuentra en discordancia con Xolapa. El área está intrusada por granitos indeformados de Tierra Colorada y el Tronco de Xaltianguis, cortada por diques de diversas composiciones y además, está cubierta por depósitos volcánicos terciarios.

GET-51 CARTEL

### RESULTADOS PRELIMINARES DE UN ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN EL PUERTO DE LAS SIERRAS LA FRAGUA, EL GRANIZO Y SAN MARCOS-PINOS EN LA PARTE CENTRAL DE COAHUILA

Bolaños Rodríguez Daniel Emiliano<sup>1</sup>, Chávez Cabello Gabriel<sup>2</sup>, Fitz Díaz Elisa<sup>1</sup> y Tolson Gustavo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
moebious\_88@yahoo.com

45 kilómetros al Sur de Cuatrociénegas, Coahuila, convergen la Sierra de San Marcos - Pinos, la Sierra el Granizo y la Sierra de la Fragua. En el área aflora un paquete clástico del Jurásico (Capas el Granizo) cubierto concordantemente por conglomerado y arenisca del Neocomiano de la Formación San Marcos. El paquete clástico del Neocomiano de origen continental, subyace en discordancia paralela a rocas marinas compuestas de caliza arrecifal, lutita calcárea intercalada con lentes de pedernal, caliza de plataforma y lutita con caliza de estratificación delgada de las Formaciones Cupido, La Peña, Aurora e Indidura, respectivamente.

En esta área se observan estructuras en las rocas cretácicas que muestran relaciones de corte que sugieren que la deformación es compleja. Por un lado, afloran pliegues asimétricos de escala kilométrica con una orientación WNW y vergencia general hacia el S, aunque un caso particular es el anticlinal de San Marcos que cambia de rumbo WNW a un rumbo casi N-S. En el flanco occidental de este anticlinal se observa un conjunto de pliegues recostados de escala decamétrica con una orientación N-S, con dirección de transporte hacia el W, los cuales se extienden al Sur de la sierra en la curvatura que delimita al Valle del Jabalí.

Por otro lado, al SE del área se observan fallas secundarias con componente inversa que componen a lo que se puede llamar sistema de Falla de San Marcos con orientación NW-SE. Así mismo, en el cañón el Mimbres se identificó una zona de brecha de falla con un espesor de al menos 200 m que corta paralelamente a la charnela del anticlinal La Fragua siguiendo un rumbo WNW ambas estructuras, paralelo a la traza de la Falla de San Marcos.

La complejidad de las estructuras laramídicas en el área responden a una deformación compleja que pudo implicar la reactivación de discontinuidades del basamento (Falla de San Marcos y secundarias a esta) en un solo periodo de deformación, o bien, que existan estructuras generadas en por lo menos dos fases de deformación. Por lo anterior, en este trabajo se dan a conocer nuevos datos estructurales que permiten discutir el desarrollo de los pliegues y fallas de la zona, basados en la cinemática, geometría y relaciones de corte de las estructuras.

GET-52 CARTEL

### MICROTERMOMETRÍA DE LA DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS METASEDIMENTARIAS CRETÁICAS DE VALLE DE BRAVO, EDO. DE MÉXICO

Fitz Díaz Elisa<sup>1</sup>, Tolson Gustavo<sup>1</sup>, Camprubi Antoni<sup>2</sup> y Prol Ledesma Rosa María<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>3</sup> Instituto de Geofísica, UNAM  
elisafitz@yahoo.com.mx

Se realizó un análisis estructural detallado en las rocas metasedimentarias cretácicas en el Cerro El Santuario, Valle de Bravo, Edo. de México, con el cual se caracterizaron dos fases de deformación contractiva D1 (con características cristal-plástico) y D2 (con características transicionales frágil-dúctil), cortadas por un sistema de fallas normales tardías (del régimen frágil o quebradizo). El análisis estructural permitió determinar la penetratividad y cinemática de los diferentes eventos de deformación, y caracterizar tres generaciones de vetas: V1, asociadas a D1; V2, asociadas a D2; y V3 asociadas a las fallas normales tardías. La premisa fundamental es que las vetas V1, V2 y V3 son "vetas de deformación", es decir, que son contemporáneas al desarrollo de las estructuras y crecieron a partir de fluidos que fueron activos o movilizados durante cada evento de deformación, por lo tanto, las inclusiones fluidas atrapadas en sus minerales corresponden a fluidos asociados dichos eventos.

Los criterios petrográficos de inclusiones fluidas en vetas de deformación son diferentes a los de análisis de vetas hidrotermales. Por ejemplo, hay inclusiones fluidas sobre planos de microfracturas que son contemporáneas a la deformación, y que son consistentes con la cinemática de crecimiento de la veta y ésta a su vez es congruente con la cinemática de la estructura que la contiene (sea pliegue o falla).

Para la petrografía de inclusiones fluidas en vetas de deformación es importante tener un buen control espacial de estructura, veta asociada, estructura interna de veta e inclusiones fluidas. Con estos criterios se seleccionaron Grupos de Inclusiones Fluidas Simultáneas (GSI) representativos de D1, D2 y fallas normales tardías.

Todos los GSI analizados presentan inclusiones fluidas bifásicas (L/V), predominantemente líquido, del sistema H<sub>2</sub>O-NaCl, y no muestran estrangulamiento u otras características que indiquen filtrado de fluidos después del atrapamiento. En las vetas V1 se analizaron dos GSI asociados a D1 con temperaturas de homogeneización entre 240 y 251°C y salinidades 6.1 y 7.4 de wt.% NaCl eq. Los GSI asociados a D2, analizados en V2, dieron temperaturas de homogeneización entre 164 y 202°C, con salinidades de 4.2 a 5.2 wt.% NaCl eq. Finalmente, las vetas V3, dieron temperaturas de homogeneización de alrededor de 192 a 230°C y salinidades entre 2.6 y 4.6°C.

Las temperaturas determinadas para D1 y D2 representan temperaturas mínimas de la deformación, es decir, son las temperaturas a las que se encontraba el volumen rocoso durante los eventos de acortamiento, puesto que las vetas están confinadas en la roca y provienen de los fluidos locales activos durante la deformación los cuales estaban en equilibrio térmico con la roca, estas temperaturas corresponden al gradiente geotérmico al momento de la deformación. En contraste, las temperaturas de las vetas asociadas a las fallas tardías no representan la temperatura del volumen rocoso durante el fallamiento, sino de un fluido proveniente de una fuente profunda que circuló sobre las fracturas asociadas a fallamiento normal, que formaron vetas de gran longitud, abiertas a la superficie.

GET-53 CARTEL

#### ESTUDIO DE LOS ENJAMBRES DE DIQUES Y DEL FALLAMIENTO TERCIARIO EN LA REGIÓN DE BEJUCO-TUZANTLA, ESTADOS DE MICHOACÁN Y MÉXICO

Serrano Duran Lina<sup>1</sup>, Gonzalez Cervantes Norma<sup>1</sup>, Ferrari

Luca<sup>1</sup> y Cerca Martínez Mariano<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Instituto de Geología, UNAM

lserrano@geociencias.unam.mx

Cerca a las localidades de Bejucos y Tuzantla, entre los estados de Michoacán y México, se reconocen enjambres de diques y fallas que afectan a una secuencia sedimentaria Meso-Cenozoica. Reportamos los primeros resultados de un estudio de los diques presentes en esta zona para obtener su edad, composición, relación estratigráfica con las rocas encajonantes y con las principales estructuras en el área. Con esta información será posible conocer la deformación que afectó la zona e inferir el campo de esfuerzos en la corteza durante el período en que fueron emplazados los cuerpos. Asimismo entender por qué hubo volcanismo en algún momento del Terciario pero actualmente esta zona representa un "hueco" en el frente volcánico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Finalmente relacionar la evolución volcánica y tectónica de esta región con la historia tectónica general del Sur de México y la evolución de los límites de placas.

La estratigrafía de esta región consta de una secuencia constituida por: a) lavas asociadas al Grupo Arcelia-Palmar Chico y cubierta por calizas de la Formación Amatepec, b) conglomerados volcánicos, areniscas y limos comúnmente referidos como Capas Rojas del Grupo Balsas, c) lavas andesíticas, ignimbritas, y riolitas del Eoceno-Oligoceno sobre los que reposan otros conglomerados rojos

mas recientes. Los diques tienen composición máfica, un largo de varios kilómetros y un ancho que varía de 5 a 20 m. Hay mas de cien diques expuestos que se agrupan en dos enjambres principales. El primero tiene una orientación preferencial promedio de 300° que oscila entre 280° y 330°. El segundo tiene orientación casi perpendicular (50°) y se distribuye a los dos lados del pliegue de Tzitzio. Entre estos se encuentra un dique NNE de dimensiones excepcionales que alcanza hasta 40 km de longitud y un ancho visible de 20 m. No hay relación de corte sistemático entre los dos enjambres de diques, lo que sugiere la posibilidad que se hayan emplazado durante el mismo periodo de tiempo. La presencia de pliegues de arrastre en la zona de contacto con la roca encajonante, indica que aunque algunos de ellos si bien pudieron intrusionar a lo largo de fracturas preexistentes, también fueron emplazados en un régimen no extensional. Esto se confirma además por la ausencia de fallas normales con desplazamiento importante en la zona. Por lo anterior se descarta la posibilidad de que la región haya estado sometida a un régimen de extensión tipo Basin and Range, como han sugerido algunos autores. La exposición de estos diques y la presencia de cuerpos subvolcanicos de composición intermedia a silicicas bajo un grueso paquete de ignimbritas (facies intracalderica?) en la Sierra de Nanchitilla atestiguan un periodo intenso de erosión que removió por lo menos 1.5 km de material. Este periodo de erosión acelerada debe ser posterior al Eoceno, pero se desconoce su causa.

GET-54 CARTEL

#### EDAD DE LA FORMACIÓN CHAPOLAPA EN LA LOCALIDAD DEL RIO COCHOAPA AL OESTE DEL OCOTITO, ESTADO DE GUERRERO

Hernández Treviño Teodoro<sup>1</sup>, Torres De León Rafael<sup>2</sup>, Solís Pichardo Gabriela<sup>3</sup>, Schaaf Peter<sup>1</sup>, Hernández Bernal Maria del Sol<sup>3</sup> y Morales Contreras Juan<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>2</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

<sup>3</sup> Instituto de Geología, UNAM

tth@geofisica.unam.mx

En la porción sur de la plataforma Cretácica Guerrero Morelos se encuentra subyaciéndole la Formación Chapolapa, misma que en el área de la Venta está en contacto estructural con rocas del Terreno Xolapa. Al oeste de la Fm. Chapolapa, en el área de El Ocotito, Tlahuizapa e Iscuinatoyac, no se conoce ninguna unidad que esté subyaciendo a la Formación Chapolapa. Sin embargo, al noreste de la región, en el Cañón de Acahuizotla, donde fue definida por de Cserna (1965), se encuentra sobreyaciendo a rocas del Terreno Mixteco.

La Formación Chapolapa está conformada predominantemente por secuencias metavolcánicas de composición andesítica, riódacítica, dacítica y brechas volcánicas, intercaladas con secuencias metasedimentarias cuyos protolitos fueron areniscas, limolitas y conglomerados. Estas secuencias se encuentran metamorfozadas a facies de esquistos verde, presentan una foliación con inclinación NW-NE y lineaciones de estiramiento minerales dominantes al NW y en menor proporción al NNE, los indicadores minerales desarrollados son de tipo sigma y escasos deltas así como estructuras s-c, estos indicadores acusan un sentido de cizalla de tipo normal con un buzamiento NW.

La muestra estudiada se colectó en la ribera del Río Cochoapa; en la intersección con el camino que conduce del poblado El Ocotito a Tlahuizapa, aproximadamente a 30 km al sur de la Ciudad de Chilpancingo. La muestra es una metadacita con una textura porfídica

relicta, formada por fenocristales de plagioclasas y cuarzo contenidos en una matriz fina de plagioclasa y cuarzo con abundante sericita. Los porfiroclastos de feldespatos y cuarzo presentan estructuras de deformación intracrystalina como extinción ondulante, bandas y láminas de deformación.

La muestra fue fechada en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM, por el método de U-Pb en circones. Se analizaron 6 poblaciones de circones en tamaños que varían de 80  $\mu$  a 200  $\mu$ . Éstos arrojaron una edad de  $126 \pm 4$  Ma, ubicando esta edad en el Cretácico Inferior (Valanginiana).

La Formación Chapolapa no presenta una continuidad regional, sino que se distribuye al menos en tres áreas distantes, la localidad tipo (Cañón de Acahuizotla), el área de la Venta Vieja y el área de El Ocotito-Ixcuinatoyac. Esta edad puede ser representativa de las tres áreas. Sin embargo, es necesario que las otras dos áreas sean igualmente fechadas, para una posible correlación, ya que por su complejidad estratigráfica y estructural que presenta en cada área, se requieren más estudios de geocronología.

#### GET-55 CARTEL

### SISTEMA DE FALLAS E-W EN LA PORCIÓN NORTE DE LA SIERRA DE LAS CRUCES, LÍMITE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE MÉXICO

Tapia Cruz Miguel Angel<sup>1</sup>, García Palomo Armando<sup>2</sup> y Morales Barrera Wendy<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Servicio Geológico Metropolitano, Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Depto. de Geología Regional, Instituto de Geología, UNAM  
tapiacma@msn.com

El área de estudio comprende la porción Norte de la Sierra de las Cruces (SC), localizada en el sector Central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, entre las coordenadas 99°40', 99°05' W, y 19°26' 40", 19°48', 19°N; con un área aproximada de 2400 km<sup>2</sup>.

Con base a la interpretación de imágenes de satélite, fotografías aéreas, cartas topográficas y trabajo de campo se reconoce la geometría y cinemática de fallas con dirección E-W, en la porción Norte de la Sierra de las Cruces, estas se caracterizan por un arreglo en echelón, paralelas con longitudes cortas que definen zonas de cizallamiento. El buzamiento de las fallas es tanto al N y al S; sin embargo las fallas principales buzaban hacia el Norte y delimitan bloques que forman una geometría escalonada. Los indicadores cinemáticos sobre los planos de falla y el desplazamientos de horizontes guía muestran un sentido de movimiento normal.

El estudio de estas fallas es de suma importancia para comprender la geometría e implicaciones geológicas, dentro de la Cuenca de México.

#### GET-56 CARTEL

### LA CARTA GEOLÓGICA 1:50,000 DE SANTIAGO DE QUERÉTARO, MÉXICO

Martínez Reyes Juventino, Mitre Salazar Luis Miguel y Aranda

Gómez Jose Jorge

Centro de Geociencias, UNAM

jmr@geociencias.unam.mx

Este trabajo pretende mostrar, a través de la cartografía geológica, las condiciones físicas (geológicas) del entorno de la zona metropolitana más importante del estado de Querétaro, que a causa del crecimiento acelerado es cada vez más vulnerable a las acciones antrópicas. Hasta ahora la sobre explotación de los acuíferos, la subsidencia del terreno y el fallamiento activo asociado a estos fenómenos, son los ejemplos más notorios. Así mismo la Carta permitirá evaluar peligros relacionados con fallamiento activo de origen tectónico y a la estabilidad de taludes en áreas densamente pobladas.

La Carta Geológica de Santiago de Querétaro cubre una superficie de aproximadamente 962 kilómetros cuadrados y se localiza entre los meridianos 100° 20' y 100° 40' de longitud Oeste y los paralelos 20° 30' y 20° 45' de latitud Norte. La mitad occidental pertenece al estado de Guanajuato y la mitad oriental al estado de Querétaro. La ciudad de Santiago de Querétaro y su zona conurbada se ubican en su parte suoriental.

En esta región confluyen cuatro grandes provincias geológicas: Sierra Madre Oriental, Terreno Guerrero, Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana. El área ha sido afectada durante el Cenozoico medio y tardío por tres sistemas de fallas normales: Taxco-San Miguel Allende, Tula-Chapala y "Basin and Range".

La estratigrafía en la región incluye unidades de origen volcánico formadas por lavas de composición basáltica, andesítica y dacítica, así como depósitos piroclásticos y volcanoclásticos intercalados. La mayoría de estas formaciones son de edad Neógena y están relacionadas genéticamente con la Faja Volcánica Transmexicana; sedimentos continentales recientes de origen fluvio-lacustre rellenan el Valle de Querétaro. Estas unidades sobreyacen a rocas riolíticas probablemente relacionadas con el volcanismo de la Sierra Madre Occidental, y a sedimentos terrígenos y calcáreos del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental.

Además de un intenso plegamiento de naturaleza laramídica y un metamorfismo regional de bajo grado en las rocas mesozoicas, las unidades litoestratigráficas en la Carta reflejan claramente los efectos de una evolución tectónica cenozoica compleja en un régimen distensivo. El resultado de la extensión ha sido fallamiento de orientación NNW-SSE relacionado con el Sistema Taxco-San Miguel Allende que se intersecta casi ortogonalmente con el Sistema Tula-Chapala de orientación sensiblemente E-W. El graben de Querétaro, perteneciente al primer sistema, es la estructura más importante, ya que controla el patrón geomorfológico e influye en el flujo del agua subterránea en que abastece a la zona metropolitana de Querétaro. Así mismo, muchas de las fallas activas asociadas a la subsidencia tienen orientaciones similares al graben lo que sugiere un control pasivo en su localización.

Además de los recursos acuíferos subterráneos del graben de Querétaro (Valle de Querétaro) explotados para cubrir las necesidades domésticas, agrícolas e industriales (en esta región no existen recursos

hídricos superficiales importantes), se explotan también extensamente materiales pétreos para la construcción, lo cual es un indicador del crecimiento rápido que manifiesta esta ciudad. Indicios de mineralizaciones metálicas hasta ahora mal conocidos, complementan los recursos naturales no renovables de esta Carta.

GET-57 CARTEL

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA NACIONAL EN ESCALA  
1:500,000**

Salinas Prieto Juan Carlos, Arriaga Melendez Hilario, Zamudio Angeles David José y Cendejas Cruz Eduardo  
Consejo de Recursos Minerales  
salinas@crm.mx

Ante la necesidad de actualizar y sintetizar la información geológica del país, a partir del mes de mayo, el Consejo de Recursos Minerales, como parte de su programa de generación de infraestructura geológico – minera, se dio a la tarea de producir cartas geológicas estatales en escala 1: 500 000.

Desde 1995, el Consejo de Recursos Minerales inició un programa nacional de cartografía geológica en escalas regionales (1: 250 000 y 1:50 000). El territorio nacional será cubierto en su totalidad en escala 1:250 000 a finales de 2005. La información generada durante este programa es la base de la información de las cartas geológicas estatales iniciando por el norte del país y el objetivo central es preparar la información para la nueva carta geológica de México, escala 1:2 000 000. A la fecha las cartas disponibles, impresas y digitales, son Chihuahua y Sonora.

La primera fase de la metodología utilizada consiste en detectar las diferencias existentes entre las cartas realizadas por el CoReMi en diferentes años en el período comprendido entre 1996 y 2002. Con la lectura y análisis de información publicada posterior a 2002, incluyendo tesis de licenciatura, maestría y doctorado, artículos en revistas arbitradas e informes de otras dependencias, actualizamos la información y agrupamos las unidades convenientemente para la escala escogida.

El análisis de imágenes de satélite Landsat TM a partir del software ERMapper se convirtió en una importante herramienta de apoyo para resolver las problemáticas detectadas, verificadas con recorridos de campo.

Fueron también consideradas un gran número de determinaciones paleontológicas e isotópicas realizadas por diferentes métodos y autores, incluyendo edades realizadas durante el desarrollo del programa del CoReMi. Estos datos permitieron ubicar las unidades en su posición estratigráfica actualizada y ordenada, las cuales se muestran en las columnas que acompañan a las cartas.

Colateralmente, otro objetivo de este proyecto es revisar las unidades estratigráficas para generar, con apoyo fundamentalmente de instituciones de educación superior, un léxico de nomenclatura estratigráfica de México.

GET-58 CARTEL

**MANTLE WEDGE THERMAL MODELS CONSTRAINED BY  
THE SEISMIC P-WAVE VELOCITY ANOMALIES**

Manea V.C., Manea M. y Kostoglodov V.  
Instituto de Geofísica, UNAM  
manea@geofisica.unam.mx

A finite element method is applied to model the thermal structure of the subducted Pacific plate and overlying mantle wedge beneath the southern part of the Kamchatka peninsula. A numerical scheme solves a system of 2D Navier-Stokes equations and a 2D steady state heat transfer equation. The rheology of the olivine is also introduced in the numerical models. The model results show a temperature of 1300 °C in the mantle wedge beneath the active volcanic. A tomographic image is obtained using the thermal models and temperature dependence of seismic-wave velocities from (Karato, 1993). The seismic-velocity perturbations are calculated relative to the PREM model of Dziewonski and Anderson (1981). A low velocity zone (~-7% velocity anomaly) is obtained beneath the volcanic belt and a high velocity anomaly (~4%) for the cold subducted lithosphere. These results agree with the seismic tomography invention inferred from P-wave arrivals of Gorbatov et al., (1999). The procedure applied to estimate the tomography anomaly from a thermal model applying Karato (1993) uses the dry solidus for peridotite. The thermal models show a temperature of ~1,300°C at ~90 km depth. This corresponds to ~90% of the dry peridotite solidus. Tomography anomalies are usually interpreted as indicating a partially molten asthenosphere, but Sato et al. (1989) shows that this may reflect instead a hot solid asthenosphere where the temperature approaches 90% of the dry peridotite solidus. Experimentally anelastic properties of peridotite determined by Sato et al. (1989) illustrate that the attenuation mechanism of peridotite might be the weakness (or "softening") of grain boundaries at high temperature below the solidus. This might be the case in southern Kamchatka too, since the wedge temperatures come close to ~90% of the peridotite dry solidus. A good agreement of the velocity perturbation beneath the volcanic arc (at least in magnitude) between the tomography image from P-wave arrivals and our estimation from thermal modeling suggests satisfactory modeling the mantle wedge temperature beneath southern Kamchatka. Keywords: Kamchatka subduction zone, thermal models, mantle wedge flow, tomography.

GET-59 CARTEL

**UNSTEADY MANTLE WEDGE FLOW BENEATH SOUTHERN  
MEXICO, CHIAPAS VOLCANIC GAP AND TEHUANTEPEC  
RIDGE FORMATION**

Manea M., Manea V.C. Y Kostoglodov V.  
Instituto de Geofísica, UNAM  
marina@geofisica.unam.mx

Tehuantepec ridge (TR) is one of the most prominent structures on the Cocos plate and hypotheses about the age of its onset as well as a reliable formation mechanism have remained in doubt until now. A tectonic model constrained by the structural and morphological features observed in the bathymetry of the TR and surrounding ocean floor in the Guatemala Basin, is proposed in the present study. This model consists in a series of Euler pole shifts and slowing down in spreading rate at East Pacific Rise (EPR) only for the southeastern part of Clipperton Fracture Zone (CFZ) in Guatemala basin. These would have led to the occurrence of significant transpressional stresses along

CFZ and a major transpressional transform feature would be formed (TR). An important constrain for the proposed tectonic model is the position of the joint location between CFZ and TR. According to the seafloor magnetic lineaments, this intersection corresponds to an age of  $\sim 12$  Ma, which is assumed to be the period when TR formation was initiated. The resulting tectonic features of those episodic pole shifts proposed in the present model, are in good agreement with the observed structural and morphological features in the study area. The slowing down of the Cocos plate ( $\sim 2$  cm/year from 9 to 14 My ago), which belongs to Guatemala Basin, is constrained by the good fit between the observed and calculated bathymetry (inferred from the half-space cooling model of oceanic lithosphere). This slowing down of the Cocos plate in Guatemala Basin has an important effect of the thickness of the oceanic slab, this becoming colder and therefore thicker. The dipping angle of the slab into the asthenosphere will increase with time, inducing a strong disturbance in the mantle wedge flow beneath Chiapas. We suggest that this flow disturbance is responsible for the volcanic gap in Chiapas between 2 and 9 My ago. Keywords: Tehuantepec ridge, Clipperton Fracture Zone, Guatemala Basin, Euler pole shift.

GET-60 CARTEL

### RASGOS ESTRUCTURALES DEL VALLE DE BANDERAS

Álvarez Bejar Román<sup>1</sup>, Arzate Flores Jorge<sup>2</sup>, Yutis Vsevolod<sup>3</sup> y Pacheco Martínez Jesús<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IIMAS, UNAM

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL  
rab@leibniz.iimas.unam.mx

El Valle de Banderas, en la colindancia de los estados de Jalisco y Nayarit, ha sido señalado como parte de un graben que se extiende desde el graben Tepic-Zacoalco hasta Bahía de Banderas. Además, este Valle forma parte de una región que fue propuesta recientemente como el límite NW del Bloque de Jalisco. No obstante, existen pocos estudios geofísicos sobre la región, que caractericen a dicho graben. En este trabajo se reportan tres perfiles gravimétricos y tres perfiles magnetométricos; dos de cada uno de ellos corren en la dirección NW-SE y uno en la dirección NE-SW, a lo largo del Valle de Banderas y subparalelo a la dirección del río Ameca en esa zona. Los datos gravimétricos a lo largo del perfil NE-SW sugieren un bloque caído hacia la parte centro-oeste del Valle, en contacto con un bloque al norte asociado a la Sierra Vallejo, que probablemente se continua hacia el este. La línea NW-SE sugiere una depresión estructural, que coincide con la observada en la línea NE-SW y cuyos valores continúan bajando hacia la sierra al sur de Valle, en donde la tendencia cambia. Los datos magnéticos coinciden en general con las tendencias estructurales observadas con la gravimetría. Un mapa preliminar de magnetometría terrestre derivado de esos perfiles, con contornos a 25 nT, muestra una buena correlación con datos aeromagnetométricos obtenidos a 300 m sobre la zona. Las mediciones magnéticas permiten inferir un desplazamiento lateral derecho de la zona de graben, aparentemente controlado por la misma falla NW-SE que define el cauce del río Mascota. En términos generales se confirma que la parte centro-oeste del Valle tiene estructura de graben con su eje en la dirección NE-SW.