

SRSSM-01

ESTRATIGRAFÍA ESPECTRAL Y ESTRUCTURAS DEL LÍMITE TECTÓNICO DE LOS COMPLEJOS OAXAQUEÑO Y ACATLÁN CON SENSORES REMOTOS

Jesús Uribe Luna

Gerencia de Integración de Información, Consejo de Recursos Minerales

El área en estudio comprende el límite de los complejos Oaxaca y Acatlán entre los estados de Puebla y Oaxaca, en la carta Atzumba, E14-B85, escala 1:50,000. Se utilizó una imagen digital Landsat del sensor TM en las bandas 7 (infrarojo medio), 4 (infrarojo cercano) y 3 (rojo visible), de las cuales las dos primeras mostraron alta dispersión espectral útiles para la extracción de información y definición de unidades estratigráficas con base en su respuesta espectral mediante procesos de clasificación de imágenes. Con la selección de campos de entrenamiento en áreas en donde se reconocen diferencias entre unidades litológicas, se realizó un proceso de clasificación supervisada. Se probaron dos algoritmos; máxima verosimilitud y distancia de Mahalanobis. Este último proporcionó la mejor clasificación por ser un algoritmo sensitivo a la distancia espectral lo que favoreció la separación de 7 clases; Complejo Oaxaqueño (Proterozoico), Complejo Acatlán (Paleozoico), Granito Cozahuico (Devónico), Formación Tecomazúchil (Jurásico Medio), Formación Zapotitlán (Cretácico Inferior), Toba Llano de Lobos (Terciario Inferior) y arenas y gravas del Reciente. La precisión estadística de la clasificación no superó el 56 % debido en gran parte a la separación de clases de gneis y esquisto dentro de los complejos metamórficos lo cual no es una mala clasificación sino una expresión de la variación en la composición litológica. Con base en las características fotogeológicas se interpretaron las unidades sobre la imagen digital para su comparación con la imagen clasificada mostrando un 90 % de certeza de la clasificación. Los perfiles radiométricos sobre el límite tectónico entre los complejo Oaxaqueño y Acatlán mostraron una respuesta reflectiva alta para el Granito Cozahuico que resalta su emplazamiento tectónico. Con el propósito de definir dicho límite tectónico se procesó un filtrado direccional E-W de paso alto para realzar rasgos lineales de alta frecuencia espacial en la imagen. La imagen resultante resaltó lineamientos tectónicos irregulares de dirección burda norte-sur, fracturas de dirección NE45°SW y planos de foliación con inclinación NW30° dentro del Complejo Oaxaqueño. Finalmente las imágenes y los datos vectoriales se integraron en un sistema de información geográfica para el despliegue y la consulta.

SRSSM-02

CONDUCTIVITY DISTRIBUTION ALONG TWO MAGNETOTELLURIC PROFILES IN SOUTHERN MEXICO; PART I: CONDUCTIVITY MODELS

Jording A., Jödicke H.¹ and Arzate J.A.²¹ Universität Münster, Germany² UNICIT, UNAM

In southern Mexico magnetotelluric (MT) measurements have been carried out along two profiles, A-A' and B-B', to study the distribution of the electrical conductivity in the Mexican crust and upper mantle down to the depth of the subducting Cocos plate. Attempting to image the top and the dip of the plate was one of the

main objectives. Profile A-A' comprising 27 MT stations is running from Puerto Escondido at the Pacific coast to Tlacotalpan at the Gulf of Mexico. It is also known as GEOLIMEX transect where refraction seismic and gravimetric studies have been conducted some years ago. Profile B-B', comprising 48 MT stations, is running from Acapulco at the Pacific coast to Tampico at the Gulf, in its central part crossing the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB).

On the whole, data quality of our magnetotelluric data is good or appropriate. Modern decomposition methods showed that application of 2D-modeling is suitable to the data sets of both profiles. 'Static shift' distortion effects could be corrected, however, this correction proved to be crucial in the southern part of profile B-B'. Some uncertainties about the depth resolution of conductivity structures may result on this part of the line, therefore. For the 2D-modeling procedure, forward as well as inversion algorithms were used.

As result, the 2D models display several zones of markedly enhanced conductivity on both profiles. In the southern part of profile A-A', two of such zones follow clearly the trend of the subducting plate. In the southern part of profile B-B' similar but less distinct features may be identified. Here, the northern one of these zones seems to prolongate into a broad and very striking zone of high conductivity extending at a depth range of 15 - 40 km below the TMVB and its foreland. Due to its high conductance of 4100 S on average deeper conductivity structures may be obscured by electrical shielding effects. In the coastal plain of the Gulf at the northern ends of both profiles near surface good conductors are imaged.

Our results will be compared with results of other MT studies about active continental margins in Vancouver Island (Canada), Oregon (USA), and Southern Bolivia/Northern Chile.

SRSSM-03

CONDUCTIVITY DISTRIBUTION ALONG TWO MAGNETOTELLURIC PROFILES IN SOUTHERN MEXICO. PART II: ORIGIN OF ZONES OF ENHANCED CONDUCTIVITY

Jödicke H.¹, Jording A.¹, Mezger K.¹ and Arzate J.A.²¹ Univ. Münster, Germany² UNICIT, UNAM

In our MT study several zones of enhanced conductivity have been imaged along profiles A-A' and B-B'. While the good conductors near the Gulf at the northern ends of both profiles are readily explained by near surface, water saturated sediments, all other high conductivity structures appear to be related to the setting of the subducting Cocos plate.

Good conductors at convergent plate boundaries are interpreted in most cases by fluids and partial melts because large amounts of sulfides, oxides, or graphite that could result in the observed conductivity are not known for subduction zones. Regarding possible sources of fluids, trapped seawater in subducted sediments or oceanic basalts has been a candidate since long. However, this water will be squeezed out and used for hydration reactions at rather shallow depths. A more powerful source at larger depths seems to be water release from the hydrothermally highly altered oceanic basalts. Various mainly temperature controlled water producing

reactions are known, with the breakdown of zeolites at 15–30 km and of chlorites at 40–50 km representing the most effective ones. These temperature/depth ranges fit very well with the bases of the two zones of enhanced conductivity as imaged in the southern part of the MT models. These zones may be explained, therefore, by means of ascending water released from the oceanic crust. The contribution of the subducted sediments to the total water budget seems to be negligibly small.

When the oceanic lithosphere reaches a depth of ~100 km partial melts will occur enabled by water release from amphibolites, and magmas will rise to the surface. Shielded by the broad conductive zone at deep crustal levels, this process is not seen in our MT models. The broad conductive zone itself may originate from hydrothermal fluids related to the magmas but also portions of partial melts may not be excluded.

SRSSM-04

DEFORMACIÓN DÚCTIL EN LA PORCIÓN NORTE DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO (EDO. DE OAXACA): RESULTADOS DE OBSERVACIONES MICRO Y MESOESTRUCTURALES

Luigi A. Solari, J. Duncan Keppie y Fernando Ortega Gutiérrez

Depto. de Geología Regional, Instituto de Geología, UNAM

El Complejo Oaxaqueño constituye el mayor afloramiento de rocas granulíticas grenvillianas (~1.0 - ~1.3 Ga) en México. La porción norte del Complejo Oaxaqueño está compuesta por (1) ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos, estos últimos migmatizados hace ~1.1 Ga; (2) metasedimentos tectónicamente yuxtapuestos con las migmatitas y (3) una secuencia de rocas máficas compuesta por anortositas, gabbros, y charnoquitas de granate, con firma intraplaca, de ~1.0 Ga. El metamorfismo en facies de granulita (calculado en ~740 C y ~7.4 kb en una charnoquita de granate) afectó todas estas unidades hace ~0.98 Ga. Numerosas estructuras de deformación bajo un régimen dúctil caracterizan este área, son observables tanto a escala mesoscópica como microscópica y están resumidas como sigue:

D1: es la fase aparentemente más antigua (D1a), representada por pliegues sin-migmatíticos de hasta 10 cm de amplitud, isoclinales e intrafoliales con respecto al bandeamiento metamórfico. Frecuentemente estos pliegues están representados por charnelas aisladas, o fueron replegados (D1b) durante el mismo evento de migmatización.

D2: se originó durante el metamorfismo granulítico, como representado por los minerales de alto grado que recrystalizan a lo largo de los planos axiales de los pliegues, los cuales son cerrados hasta isoclinales, de amplitud hasta los 30 cm y de clase 1B en los gabros, 1B hasta 1C en las migmatitas, 1B hasta 2 en los metasedimentos (en donde alcanzan algunos metros de amplitud). Entre las estructuras D2 se observa también una milonitización en las anortositas y gabbros, con formación de microtexturas de alto grado en los piroxenos, listones de cuarzo y una lineación mineral constituida por minerales como piroxenos, anfíbol y opacos, siempre orientada hacia NW y subparalela a la lineación de estiramiento de cuarzo y plagioclasa.

D3: retrogresión en facies de anfibolitas acompañada por la formación de coronas de biotita y actinolita alrededor de los máficos y titanita alrededor de ilmenita, así como un posible microplegamiento de la foliación milonítica en los gabros.

D4: retrogresión en facies de esquisto verde, asociado con la formación de pliegues abiertos hasta cerrados de varios metros de amplitud y de clase 2 en los gabros. Estos pliegues, que afectan a toda el área de estudio, fueron acompañados por recrystalización de biotita en los planos axiales.

D5: sistema de milonitas y ultramilonitas subverticales (D5a) en facies de esquisto verde, con desplazamiento normal hacia el NE, que se ubica en la porción E del área de estudio. Una milonita desarrollada bajo las mismas condiciones metamórficas, pero caracterizada por un sistema de desplazamiento orientado NW-SE (D5b) puede ser responsable de la yuxtaposición entre migmatitas y metasedimentos.

D6: bajo condiciones metamórficas de muy bajo grado se observa un sistema de "kink bands" en las anortositas, cuyos pliegues asociados muestran un cruce axial de fracturamiento.

SRSSM-05

LA OROGENIA MIXTECA DEL DEVÓNICO DEL COMPLEJO ACATLÁN, SUR DE MÉXICO

José Luis Sánchez Zavala, Fernando Ortega Gutiérrez y Mariano Elías Herrera
Instituto de Geología, UNAM

Las características estructurales y litológicas del Complejo Acatlán (CA) sugieren que es resultado de al menos dos eventos orogénicos importantes: La orogenia Acateca del Ordovícico-Silúrico; y la Orogenia Mixteca del Devónico Tardío, objetivo central de este trabajo. La Orogenia Acateca se caracteriza por su metamorfismo de alta presión en cuerpos máficos y ultramáficos y sedimentos relacionados (Formación Xayacatlán), así como en granitos y migmatitas sintectónicos (Granitoides Esperanza) que fueron transportados sobre secuencias silicoclasticas de trinchera y de antearco, con remanentes de piso oceánico (Formaciones Cosoltepec, Chazumba y Magdalena). La Orogenia Acateca se interpreta como resultado del cierre de la cuenca oceánica de Iapetus, y la colisión directa entre Laurencia y Gondwana en el Ordovícico Tardío (Ortega *et al.*, 1999). La Orogenia Mixteca está claramente registrada en la deformación dúctil de la Formación Tecomate (FT), unidad estratigráfico-estructural superior del CA, y cuerpos intrusivos paleozoicos, cuyas características geológicas sugieren que el CA fue afectado por eventos tectónicos postcolisionales durante el Devónico Tardío.

La FT es una secuencia turbidítica de lutitas, areniscas, calizas, conglomerados y rocas volcánicas, volcanoclasticas de composición andesítico-basálticas y ocasionalmente félsicas. Sus relaciones de campo indican que se depositó después del primer evento orogénico durante el Devónico Medio-Devónico Tardío temprano. LA FT está deformada y metamorfoseada en facies de esquisto verde. Los cuerpos intrusivos paleozoicos incluyen granitos sin deformar (Los Hornos) y granitos miloníticos (La Noria), ambos intrusionan a la FT. Sobre los granitos y la FT descansa en discordancia la base de la Formación Patlanoaya del Osageano. El granito de los Hornos tiene una textura heterogranular, donde destacan fenocristales de microclina incluidos

en una matriz de cuarzo, plagioclasa seritizada, microclina, biotita cloritizada, epidota y óxidos. Los granitos miloníticos (La Noria) están compuestos por porfidoclastos de microclina y cuarzo incluidos en una matriz proto y milonítica definida por cuarzo, albita, epidota y sericita. Las paragénesis minerales observadas indican condiciones de deformación y metamorfismo de bajo grado. La Noria presenta estructuras sigmoidales tipo s y d que muestran una cinemática dextral. La edad U-Pb determinada para la Noria es de 371 ± 34 Ma (Yañez *et al.*, 1991). Las características estructurales de los granitos miloníticos y su relación intrusiva con la FT, sugiere que son sintectónicos y se le asigna una edad del Devónico Tardío a la Orogenia Mixteca, lo cual es consistente con la relación discordante de estas unidades con la Formación Patlanoaya. Este evento orogénico está representada por pliegues subverticales isoclinales y recostados orientados NE-NW y zonas miloníticas. También presenta una fuerte lineación, que se manifiesta en los conglomerados como clastos formando elipses con relaciones del orden de los 2:1:0.5 cuya máxima elongación es paralela a la lineación. Cabe destacar que las condiciones bajo las cuales se originó la Orogenia Mixteca, en facies esquistos verde, contrastan notablemente con las de alta presión reportadas para los Granitoides Esperanza, formados durante la Orogenia Acateca.

Las características litológicas de la FT y datos geoquímicos preliminares de sus rocas volcánicas sugieren un ambiente de cuenca de trasarco. Por otro lado, análisis Sm/Nd en roca total en lutitas con valores de epsilon niobio inicial (ϵ_{Nd}) y edades modelo (TDM) que varían de -10.44 a +3.98 y de 600 a 1500 Ma, respectivamente, sugiere que los sedimentos fueron derivados de una fuente Grenvilliana y mezclados con una fuente primitiva (Formación Xayacatlán). En conclusión las características geológicas de la FT y sus relaciones de campo sugieren un evento tectónico postcolisional en el CA durante el Devónico Tardío resultado, probablemente de la acreción oblicua de una cuenca de trasarco a un margen continental en el Devónico Tardío durante las interacciones entre Laurentia y Gondwana.

Referencias bibliográficas

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., and López, R., 1999, Late ordoevician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, p. 719-722.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., and Geherels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 817-828.

SRSSM-06

INDICACIONES ISOTÓPICAS Y GEOQUÍMICAS SOBRE LA EDAD Y EL ORIGEN DEL BATOLITO DE LA MIXTEQUITA EN EL ESTE DEL ESTADO DE OAXACA Y SOBRE SU POSIBLE CORRELACIÓN CON EL MACIZO DE CHIAPAS

Bodo Weber¹ y Hermann Köhler²

¹ Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Alemania
Actualmente CICESE

E-mail: bweber@cicese.mx

² Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Ludwig-Maximilians-Universität München, Alemania

El batolito de la Mixtequita, que se encuentra en el estado de Oaxaca al poniente del Istmo de Tehuantepec, se compone de granitoides calcoalcalinos de composición intermedia a ácida y también de intrusiones básicas. Los granitoides han intrusado a granulitas precámbricas del complejo Guichicovi. El macizo de Chiapas se extiende desde el este del Istmo de Tehuantepec hasta Guatemala y anteriormente fue cartografiado como batolito granítico de edad pérmica. Su mayor parte todavía no se conoce y tampoco se sabe hasta la fecha a que rocas intrusaron los magmas del dicho batolito.

En este trabajo se presentan datos geoquímicos y datos isotópicos de Rb-Sr y de Sm-Nd de roca entera y de biotita del batolito de la Mixtequita y de algunas muestras de diferentes unidades del macizo de Chiapas.

Las edades de enfriamiento de biotita y roca entera (Rb-Sr) de 3 monzodioritas de cuarzo del batolito de la Mixtequita varían entre 228 y 239 Ma. Tanto los valores iniciales de ϵ_{Nd} de 5 muestras de granitoides entre -4.3 a -4.7, como las edades modelo de Nd entre 1.15 y 1.25 Ga, indican una influencia de corteza precámbrica en estos magmas. Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ entre 0.7056 y 0.7060 no indican una influencia tan pronunciada, por lo que se deduce que la corteza contaminante tenía bajo contenido en Rb. De las distribuciones de las tierras raras sin anomalías de Eu y con valores de $La/Yb_{(n)}$ entre 8.9 y 10.9 se deduce un magma diferenciado. Tanto los contenidos en Y, Nb y Rb como las razones entre La y Nb indican un origen de los granitoides dentro de un arco magmático. Un gabro que aflora en el norte del batolito de la Mixtequita tiene una edad de enfriamiento de biotita y roca entera (Rb-Sr) de solo 181±9 Ma. Sus valores iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y de ϵ_{Nd} indican una proveniencia del manto mientras que su composición química identifica también su origen de arco magmático. Los datos indican que el gabro fue el producto de un evento ígneo independiente.

Cinco muestras de granitoides y de gneises deformados del macizo de Chiapas tienen edades modelo de Nd entre 1.04 y 1.27 Ga y valores de $\epsilon_{Nd}(i)$ entre -5.6 y -3.5. Cuatro de las mismas tienen valores $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ entre 0.7057 y 0.7064. La otra muestra es un augengneis cuyo valor de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ es de 0.7098 que, también por su patrón de tierras raras ($La/Yb_{(n)} = 48.2$), representa un origen distinto. Su edad de biotita y roca entera (Rb-Sr) es 177±9 Ma. Otra edad de biotita y roca entera (Rb-Sr) de un gneis de composición granodiorítica resultó en 237±12 Ma. Los elementos traza identifican las muestras ácidas e intermedias del macizo de Chiapas también de origen asociado a un arco magmático. Una edad modelo de Nd de 1.4 Ga de una roca metabásica de composición toleítica

que no pudo haberse formado como resultado de fusión de una antigua corteza continental, representa probablemente un relicto de una roca precámbrica.

SRSSM-07

ROOTS OF THE CALTEPEC FAULT ZONE, SOUTHERN MEXICO: EARLY PERMIAN EPIDOTE- BEARING ANATEXITIC GRANITOIDS

Mariano Elías-Herrera y Fernando Ortega-Gutiérrez
Instituto de Geología, UNAM

The roots of the Caltepec Fault Zone (CFZ, 2-6 km wide and 25 km exposed length) in Tehuacán region, southern Mexico, are clearly observed in epidote-bearing anatectic granitoids. The CFZ is the terrane boundary between the Grenvillian Oaxacan Complex (fragment of Gondwana) and Paleozoic polydeformed and metamorphosed Acatlán Complex (containing pieces of eclogitized ophiolite) that previously was considered the intact Devonian suture between Laurentia and Gondwana. The CFZ is a polyreactivated crustal weakness zone that acted as a dextral transpressional fault boundary generating in situ syntectonic migmatization and granitic magmas during the Early Permian. The fault zone was later reactivated under brittle regimes with intense cataclasis and faulting in Mesozoic and Cenozoic times.

The Cozahuico granite (CZG) and subvertical migmatized megaxenoliths of the Oaxacan Complex are found along the CFZ. The CZG is a syntectonic magmatic epidote-bearing sheet-like pluton with dextral shear kinematic fabrics. The migmatized gneisses consist essentially of alternating layers of melanosome rich in hornblende, biotite and epidote, and epidote-bearing granite (leucosome), with subhorizontal mineral stretching lineation subparallel to the magmatic and tectonic fabric of the host pluton. The close spatial relationships between the CZG and migmatized gneisses, and the structural data in both units, indicate coeval ductile deformation, magmatism and migmatization. This syntectonic epidote-bearing anatectic melts were generated in situ under amphibolite facies conditions at minimum pressures of 4.5 kb and temperatures of 650-700 °C, and high influx of water, as suggested by the presence of magmatic epidote in pluton and neosome. The neosome yield an U-Pb zircon concordant age of 274 ± 11 Ma (Wolfcampian) which, according to geological relationships, dates the entire tectono-magmatic event in the CFZ. A very high rate of uplift (ca. 2.5 km/Ma) is estimated as the Leonardian (268 Ma) red beds of the Matzitz Formation overlap the local migmatites and syntectonic Cozahuico granite with a minimum emplacement depth of ca. 16 km. This is also supported by the preservation of magmatic epidote in the granitoids.

The Early Permian tectono-magmatic event, in which frictional heating, decompression and/or fluxing processes probably focused crustal-derived syntectonic epidote-bearing magmas, is an excellent example of a magma-assisted mid-crustal transpressional shear zone perfectly exposed in southern Mexico. If the CFZ is related to the possible southern extension of the Alleghanian/Ouachita orogenic belt, or simply corresponds to an oblique interaction between individual basement blocks jammed in the final assembly of western Pangea that welded the Acatlán and Oaxacan complexes, is an issue that must be carefully evaluated.

SRSSM-08

TRANSICIÓN DE FACIES ANFIBOLITA (BT-KY-GR) A MIGMATITAS EN FACIES GRANULITA (BT-SILL- CRD-HCY-ESPINELA) EN LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL TERRENO XOLAPA: CONDICIONES P-T DE METAMORFISMO E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Corona-Chávez P.¹ y Victoria-Morales A.²

¹ Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad
Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

² Facultad de Ingeniería, División de Ciencias de la Tierra,
UNAM

Se discuten las variaciones de las condiciones P-T de metamorfismo y de fusión parcial del Complejo Xolapa en la porción occidental del terreno Xolapa, en la región comprendida entre de Tierra Colorada-La venta y Cacahuatpec-Pinotepa Nacional.

Las condiciones P-T del evento metamórfico y migmatítico han sido estimadas en base al análisis de las diferentes redes petrogenéticas experimentales, al balance de masas y al intercambio composicional de Al^{IV}, Ti, Fe, Mg y Ca₃, Al₂, Si₃, O₁₂ de sus fases en equilibrio.

La región occidental del terreno Xolapa está caracterizada por presentar una serie de secciones transversales N-S que muestran una abundante exposición de cuerpos plutónicos no-metamorfosados de edad del Oligoceno (~36 Ma), los cuales están intercalados en forma intermitente y sin mostrar una evidente zona de metamorfismo de contacto con afloramientos del Complejo plutónico-metamórfico Xolapa.

El litotipo dominante del Complejo Xolapa en esta región se refiere a una serie de ortogneisses mesocráticos (o metagranitoides) que presentan una asociación típica de plagioclasa-cuarzo-anfibol-biotita±almandino; sin embargo, es posible encontrar ortogneisses leucocráticos, anfíbolitas y pegmatitas con muscovita y granate con una estructura de plegamiento isoclinal. Por su parte la secuencia metasedimentaria está constituida por metagrauvas (paragneisses y esquistos), mármoles y metapsammitas (gneisses cuarzo-feldespáticos).

Se han podido reconocer al menos cuatro fases de deformación; de las cuales, dos de ellas están relacionadas a plegamiento y metamorfismo de alto grado. Sin embargo, su estructura litológica, de foliación y bandeamiento metamórfico o migmatítico está relacionada directamente el grado metamórfico y en particular con el nivel de segregación (o separación) de las porciones leucosomáticas.

En la porción septentrional de la región de Tierra Colorada-La Venta (y Acapulco), la cual incluye la sección tipo de la "Barranca de Xolapa", se encontró una asociación típica de facies anfíbolita de alta temperatura con asociaciones de Anf-Plg-Qzo±Kfs±Gr para los ortogneisses y de Bt-Plg-Gr+Ky+St+Ilm para las metagrauvas. Su estructura se presenta principalmente foliada con algunos segregados leucosomáticos centimétricos. La St tiende a ser una Fe-estaurólita y las biotitas son Mg-biotitas. Se estimó una temperatura de 550-620°C y una presión de 6.34-9.69 Kb para esta zona.

En la región meridional de toda la zona de estudio (Lomas de San Juan, La Venta y Cacahuatpec, Oax.), las secuencias presentan una estructura típica migmatítica de flecky-gneisses para los ortogneisses y estromática o schöllén para los paragneisses. La proporción leucosomática aumenta y los procesos de segregación son evidentes. Los anfíboles en los ortogneisses presentan una textura típica poikilitica, tienden a ser mas *edeníticos* y es posible encontrar feldespatos alcalinos en equilibrio con el leucosoma. Por su parte las metagrauvascas presentan una asociación mineralógica característica de $Bt-Plg-Sill \pm Gr \pm Crd \pm Spl$ (Hercinita). Esta asociación es posible encontrarla en el mesosoma de las migmatitas de estructura estromática y la textura puede ser fenoblástica, simplectítica y/o en forma de relictos. La sillimanita se puede presentar en fenoblastos o con estructura fibrolítica. Para esta asociación metamórfico-migmatítica se estimaron unas condiciones mínimas de 780-850°C de temperatura y una presión de 4.5-6.34Kb

La transición de facies de anfibolita de alto grado a facies granulíticas y de fusión parcial pudo ser verificada en base a una buena linealidad de las ecuaciones de reacción y está marcada por la aparición de la asociación $kfs-Sill-Hcy$, las estructuras migmatíticas.

La zonación y transición metamórfica de la porción occidental del Complejo Xolapa, implica un incremento de temperatura relacionado a un decremento de presión en un modelo de trayectoria P-T en sentido horario, el cual estaría relacionado a un proceso de plegamiento y un contemporaneo y sucesivo levantamiento implicando un posible proceso precoz de exhumación del Complejo Xolapa. Una segunda hipótesis tectónica se refiere a la zonación inversa de un arco magmático o cinturón metamórfico acoplado (paired metamorphic belt).

SRSSM-09

**LA CUBIERTA SEDIMENTARIA PERMICA
SUPERIOR (FORMACIONES, OLINALA,
IHUALTEPEC, YODODEÑE) DE LOS TERRENOS
MIXTECO Y ZAPOTECO EVOLUCION
SEDIMENTOLOGICA E INTERPRETACIONES
PALEOGEOGRAFICAS**

Flores de Dios González Luis A., D. Vachard y B.E. Buitrón
I.

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM
D. Vachard, Univ. Lille, UFR Sciences Terre Villeneuve d'Ascq,
Cedex France
Instituto de Geología, UNAM

Las Rocas sedimentarias del Pérmico Superior al Sur de México incluyen a La Formación Olinalá, En el Estado de Guerrero, las Formaciones Ihualtepec y la Formación Yododeñe en el Estado de Oaxaca. La Formación Olinalá representa la cubierta sedimentaria más joven del paleozoico del Terreno Mixteco. Esta formación contiene las rocas Pérmicas más jóvenes reportadas en México, (Woardeano-Capitaneano). La parte inferior y media, contienen goniatitidos, del Woardiano, braquiópodos (Paranorella) y plantas (Neuropteris, Taeniopteris). Estas partes están caracterizadas por una secuencia silisiclaica de frente deltaico y de proelta. El contacto con la porción superior carbonatada es un contacto erosional manifestó por una exposición subaerea. La secuencia carbonatada, sedimentologicamente representa a un depósito de rampa carbonatada, en donde la porción de la rampa

interna poco profunda está compuesta principalmente por boundstones de tipo LLH ©, packstones-grainstones de equinodermos y grainstones, en los cuales se localizan también pelecipodos y gasterópodos y microfósiles tales como algas (Parachaetes sp.); bancos de arenas carbonatadas principalmente de crinoideos así como floastones.

La rampa media esta constituida por areniscas y calizas bioclasticas graistones packstones de cricoides, Bryozoarios, pelecipodos, braquiópodos, pequeños foraminíferos (Abadella ex gr. Comformis) y fusulinidos (Codonofusiella extensa, Skinner & Wilde 1955; Parafusulina bosei Dumbar & Skinner, 1937; Codonofusiella extensa Skinner & Wilde 1955; Schubertella ex gr. Australis Thompson & Miller 1949) del Woardiano Capitaneano. La porción de la rampa profunda es un montículo lodoso carbonatado (Lime Mound Mount) de cianobacterias (Tubiphytes Aelisacus) esponjas calcáreas, Prorichtofenis, y bryozoarios, los cuales entranpan a un fino lodo calcáreo dando origen a una típica estructura stromactítica. La asociación microfaunística de los fusulinidos de Olinalá se puede establecer con Las Guadalupe Mountain de Texas, EUA; La Formación La Mar de Texas, EUA; California, EUA; La Formación La Difunta, Coahuila México; y con los estados de Sonora, Guerrero y Oaxaca en México.

La Formación Ihualtepec también es una cubierta sedimentaria del Paleozoico Superior del Terreno Mixteco.

La Formación Ihualtepec esta constituida por calizas y silisiclastos plegadas por un cabalgamiento del basamento sobre esta formación. En las calizas de esta formación se colectaron Fusulinidos (Parafusulina) del Woardeano Inferior-Medio (zonas PG2 o PG3). La asociación Paleogeografica de Parafusulina se establece con el Norte de California y Texas en los EUA y con los estados de Sonora Coahuila Guerrero y Oaxaca en México.

La Formación Yododeñe es parte de la cubierta sedimentaria del Complejo Oaxaqueño de edad Grenviliana, esta formación aflora en el área de Nochistlán Ixtaltepec, consiste de conglomerados con soporte de clastos que fueron depositados en los lóbulos de un sistema de abanico aluvial. Los conglomerados de esta formación contienen clastos de calizas con fusulinidos (Schwagerina elkoensis y Boultonia heezeni; característicos de Nevada, EUA), indicativos del Wolfcampiano Medio otros fusulinidos son Skinnerella biconica skinner y Parafusulina brookensis de edad Leonardiano Inferior y Medio. Estos dos últimos fusulinidos son característicos de la micro fauna de la Formación Bone Spring. La presencia de estos fusulinidos en los clastos del conglomerado hace dudar de la edad Pérmica considerada hasta ahora para esta formación.

La asociación de los Fusulinidos contenidos en los clastos calcáreos de la Formación Yododeñe indican ya una proximidad del bloque de Oaxaca con respecto a Texas durante el Leonardiano. Además que evidencia que sobre el Terreno Zapoteco durante el Leonardiano-Wolfcampeano, sobre este terreno hubo una sedimentación de carácter carbonatado que aun no se encontró. Igualmente los fusulinidos de las Formaciones Olinalá e Ihualtepec indican que durante el Pérmico Superior (Woardiano-Capitaneano) la paleo provincia de Fusulinidos. Que se conoce al Sur de los EUA (Texas, Arizona, Nuevo México, California) y al norte de México (Sonora, Chihuahua, Coahuila), se extiende hasta el México centro-meridional

La proximidad del bloque de Oaxaca con respecto a Texas así como la extensión hacia el sur de las provincias de los fusulinidos solo son elementos que confirman el cierre del Ímpetus para conformar la Pangea, hacia finales del Paleozoico Superior.

SRSSM-10

LA UNIDAD PIEDRA HUECA SECUENCIA CLÁSTICA PALEOZOICA (SUR DE PUEBLA)

Gilberto Silva-Romo y Claudia Mendoza-Rosales
Facultad de Ingeniería, UNAM

El vasto registro geológico de la Mixteca Poblana, está conformado por secuencias clásticas que atestiguan una intensa denudación del Complejo Acatlán, y la generación de cuencas continentales de origen tectónico, tanto en el Paleozoico Superior, como en el Mesozoico y el Cenozoico.

La Unidad Piedra Hueca está expuesta al sur de Ixcaquixtla, Pue., en las cercanías de Santo Domingo Tlanguistengo, unidad que se caracteriza por su contenido de arcosas y de conglomerados con gravas de granitoides con un espesor de aproximadamente 800 m. La unidad incluye lodolitas y arenicas de grano fino. La secuencia se presenta en estratos desde laminares hasta masivos algunos lenticulares y presenta estructuras primarias tales como calcos espatulados, estratificación cruzada y ripple marks.

En un afluente del Arroyo Cahuate se colectaron ejemplares de flora fósil, identificada como Calamites sp., mientras que en el Río Magdalena se observaron ejemplares que pueden corresponder con Sphenophyllum sp. Con base en el contenido fósil se asigna a esta unidad una edad correspondiente al Paleozoico Superior y se le considera correlativa con la Formación Matzitzi.

La unidad está cubierta discordantemente por la Formación Otlattepec asignada al Jurásico Medio, la cual está caracterizada por su naturaleza cuarcítica con granulometría gruesa y poca redondez, la unidad incluye algunos estratos de lodolitas, es portadora de contramoldes de icnitas de saurópodos terópodos.

Las características sedimentológicas de la unidad sugieren que su acumulación ocurrió en condiciones áridas, en una depresión al pie de un escarpe de falla. Depresión en donde drenaba un sistema fluvial con canales y planicies de inundación. A la depresión fluían corrientes de montaña que edificaban abanicos aluviales. La unidad incluye conglomerados con gravas procedentes del Tronco de Totoltepec, hecho que permite conocer la temprana exposición del tronco, en el bloque de piso de la Falla normal Totoltepec.

La Falla Totoltepec, activa durante el Paleozoico Superior, tiene un rumbo general este-oeste, su traza se presenta en dos segmentos que suman una longitud aproximada de 16 km, la falla se encuentra entre los poblados de Totoltepec y Santo Tomás Otlattepec, Pue.

SRSSM-11

NUEVOS DATOS RADIOMÉTRICOS, GEOQUÍMICOS, PETROGRÁFICOS Y GEOBAROMÉTRICOS DE LOS BATOLITOS DE LA SIERRA MADRE DEL SUR: IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y METALOGENÉTICAS

Corona-Chávez P.¹, Bigioggero B.², Schaaf P.³ y Ostroumov M.¹

¹ Depto. de Geología y Mineralogía, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

² Università degli Studi di Milano-Bicocca Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, Milano, Italia

³ Instituto de Geofísica, UNAM

Basándose en nuevos datos geoquímicos, isotópicos y geobarométricos de rocas plutónicas batolíticas muestreadas en la región comprendida entre Jalisco, Michoacán y Guerrero, se discuten sus relaciones petrográficas, estructurales, tectónicas, así como su relación genética con la distribución de los yacimientos minerales presentes en esta región.

Se parte de la premisa de que no obstante el registro de las edades radiométricas de los plutones muestra una cierta tendencia decremental de NO a SE, se considera que, en definitiva no pueden ser interpretados como un simple cinturón plutónico y se requiere, por el contrario interpretar la directa correlación que existe entre las discontinuidades cronológicas, sus características petrológico-geoquímicas y los sistemas estructurales que prevalecieron durante su emplazamiento.

En la zona de estudio se pueden identificar al menos tres grandes grupos de datos: (i) 70-57 Ma para los batolitos de Jilotlán-Tepalcatepec-Aguila; (ii) 57-44 Ma Maruata-Zihuatanejo-Arteaga y (iii) 42-36 Ma para la Huacana-Huetamo-Vallecitos. Los tres grupos muestran una composición química típica calcoalcalina, prevalentemente tonalítica y granodiorítica con porcentajes entre 62-67% de SiO₂. Sin embargo, existe una evidente concentración de cuerpos gabróticos con valores ≤ 50% de SiO₂ para los cuerpos de Jilotlán y Aguila, donde se presenta además una típica textura "granítica" intersticial sobrepuesta a una textura granular con de plagioclasa (anortítica), clinopiroxenos, ortopiroxenos y magnetita. Por el contrario los cuerpos leucocráticos de composiciones más ácidas ≥ 68% de SiO₂, se concentran en la región de la Costa, en los cuerpos Maruata-Titzupa-Huahua. En relación a los elementos en traza e isótopos, todas las composiciones muestran una clara afinidad de arco magmático con composiciones medias de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.704 y de eNd entre +2 y +6 excepto para los plutones del grupo de la Huacana-Uruapan-Vallecitos donde se muestra una enriquecimiento mayor de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con valores de 0.705 y de eNd entre +1 y +3.

Por otro lado, en base a los contenidos de Al_{tot} en anfíboles cálcicos en equilibrio químico *subsolidus*, se calculó una profundidad de emplazamiento 10.2 a 11.7 Km para los batolitos de Arteaga y Aguila; 7.2 Km para los cuerpos leucocráticos de la costa y de 7-8.7 Km para los cuerpos de Uruapan-La Huacana. La profundidad heterogénea de emplazamiento encontrada es congruente con las relativas diferencias composicionales, con la estructura interna de los batolitos (distribución de diques, aplitas e inclusiones), la presencia de cobertura volcánica y sub-volcánica para los cuerpos de Tierra Caliente, así como con las diferentes

zonas de contacto estudiadas, las cuales muestran asociaciones de *baja presión/ temperatura moderada*, de andalusita-biotita-cuarzo-plagioclasa para rocas encajonantes clásticas y de grosularia-epidota-actinolita-cuarzo y plagioclasa para rocas volcánicas.

Por otro lado, se resalta la importancia genética de los batolitos de Jilotlán, Aquila y Arteaga como un indicador tectónico por la relativa y anómala abundancia de cuerpos máficos en cuerpos graníticos de tipo cordillerano, a su textura bimodal y mayor profundidad de emplazamiento. Además, la edad de su emplazamiento (70-48 Ma), coincide en tiempo con el desarrollo del evento orogénico laramídico Cretácico-Terciario, ampliamente registrado en todo el sur de México; el cual muestra estructuras de tipo transpresionales para esta región.

Un modelo de actividad magmática contemporánea a un evento de compresión oblicua y desplazamiento relativo, podría explicar la evidente discontinuidad cronológica de 80-65 Ma que se observa entre los cuerpos plutónicos estudiados y los batolitos de Manzanillo y Puerto Vallarta.

Finalmente, las características petrológicas, geoquímicas y tendencias radiométricas de los grupos aquí descritos muestran una estrecha relación con las diferentes franjas metalogénicas. Los cuerpos de Jilotlán, Coalcomán, Aquila y Lázaro Cárdenas están relacionados con los grandes depósitos metasomáticos de Fe-Cu, mientras que en los cuerpos leucocráticos de la Costa no han sido encontrados depósitos económicos importantes. Por su parte, los cuerpos de Uruapan-La Huacana-Vallecitos están relacionados con los históricos yacimientos de brechas cupríferas (Cu±Mo), así como a una serie de vetas y sistemas stockwork con mineralización de Ag-Pb-Zn±Cu.

SRSSM-12

PATRONES ESTRUCTURALES DE LA DEFORMACIÓN LARAMÍDICA EN LA PARTE ORIENTAL DE LA PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS

Mariano Cerca¹ y Luca Ferrari²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

² Instituto de Geología, UNAM

Se presentan resultados de un estudio estructural y estratigráfico de la secuencia mesozoica en un trayecto entre Chilpancingo y Zicapa, en la parte sureste de la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), que forma parte de un proyecto de investigación enfocado a reconstruir la tectónica Laramídica en los terrenos Mixteco y Oaxaca. La zona de estudio es parte de una cuenca con un registro sedimentario heterogéneo que incluye, potentes lechos rojos de origen continental y en menor grado marino del Cretácico Inferior (>1000 m, Formación Zicapa), calizas del Aptiano-Albiano (Formación Morelos) y una secuencia rítmica de areniscas y lutitas con calizas intercaladas, del Turoniano-Maastrichtiano (Formación Mezcala), que en su parte superior cambia transicionalmente a lechos rojos de posible edad terciaria. Las rocas que componen esta secuencia afloran en una amplia franja limitada por dos sistemas de cabalgaduras con una orientación general N-S y NE, denominadas Teloloapan y Papalutla respectivamente. La deformación entre estas estructuras se manifiesta en forma de plegamientos y cabalgaduras que definen el patrón estructural N-S de la zona como valles y sierras, y producen un efecto de repetición de la estratigrafía.

De poniente a oriente, las estructuras más importantes inician con la sinforma de Chilpancingo; una estructura con orientación NW cuyo flanco oriental está compuesto por conglomerados y una secuencia de areniscas y lutitas que se vuelven extensivas en la cuenca colindante de Apango-Tixtla. Esta última está limitada al este por el anticlinal Omeapa-Quechultenango. Continuando hacia el oriente, se localiza la cuenca de La Esperanza-Zoquiapa, limitada por la cabalgadura de Zitlala. Dicha cabalgadura, pone en contacto tectónico más de 1000 m de calizas de la Fm. Morelos con la Fm. Mezcala, presenta una orientación N-S y una inclinación suave al sureste y esta cubierta al sur por rocas volcánicas terciarias indeformadas. El límite oriental de la PGM, estaría marcado por la cabalgadura de Papalutla, la estructura más importante y evidente con dirección general NE e inclinación hacia el SE. En la parte norte de la cabalgadura, rocas paleozoicas y jurásicas del Complejo Acatlán cabalgan sobre los conglomerados de la Fm. Zicapa y las calizas de la Fm. Morelos. Hacia el sur, a la altura de Zicapa, la cabalgadura cambia su orientación y se vuelve N-S, a la vez que se hunde bajo las secuencias Mesozoicas dejando el paso al anticlinorio de San Juan de las Joyas, que representaría el pliegue de propagación de falla. La charnela de esta última estructura se fractura y erosionó dando origen a una cuenca en la que se encuentran mesetas aluviales no deformadas de edad indeterminada. Cerca del río Mezcala, el anticlinorio de San Juan de las Joyas, presenta rotaciones en el eje vertical del pliegue formando una estructura de abanico abierto al norte que en parte se prolonga en el anticlinal de Atengo. Esta rotación del eje vertical puede explicarse como una tendencia a alinearse paralelamente a la topografía del Complejo Acatlán, por efecto de la deformación progradante. El sinclinal de Oztotitlan-Mitlalingo, es la estructura más oriental de la zona que involucra principalmente a los lechos rojos de la Fm. Zicapa.

El inicio de la deformación laramídica en la zona estaría marcada por los depósitos iniciales de la Fm. Mezcala, posiblemente en el Turoniano. Esta Formación presenta una distribución restringida al este por las cabalgaduras de Teloloapan y Zitlala en una cuenca de tipo foreland, lo que sugiere su carácter sintectónico. Por otro lado, solamente la base de los depósitos del Grupo Balsas del Terciario se encuentra ligeramente afectada por la deformación.

SRSSM-13

ACERCA DEL ORIGEN DE LAS CUENCAS CENOZOICAS DE LA ZONA CORTICAL EXTENDIDA DEL SUR DE MÉXICO: UN EJEMPLO EN LA REGIÓN MIXTECA

Gilberto Silva-Romo¹, Claudia Mendoza-Rosales¹ y Barbara Martiny²

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

² Instituto de Geología, UNAM

Los detonadores de la reactivación de las discontinuidades pre-cenozoicas de la corteza continental del sur de México y la consecuente generación de las cuencas tectónicas cenozoicas de la región Mixteca fueron los procesos concatenados: migración del Bloque de Chortis y la exhumación del Complejo Xolapa. El límite oriental de este fenómeno está constreñido a la zona de cizalla Oaxaca, la cual acomodó la deformación cenozoica mediante un deslizamiento principalmente normal. El límite occidental de la Zona Cortical Extendida de Sur de México (ZCESM) es difuso y se

podría reconocer hasta Huetamo, Mich. En lo general las discontinuidades de la ZCESM presentan indicadores cinemáticos de movimiento tanto lateral izquierdo, como normal.

En la región Mixteca se reconocen fallas mayores que se pueden agrupar en cuatro conjuntos. De acuerdo a los rumbos de algunas discontinuidades precenozoicas contiguas con desplazamiento lateral izquierdo se advierte incompatibilidad cinemática en el marco de un solo tensor esfuerzo, sin embargo la incompatibilidad es aparente, pues se resuelve al considerar una cronología relativa entre las discontinuidades, la cual es consistente con las observaciones de campo: Primero ocurrió el desplazamiento lateral izquierdo de las fallas mayores con rumbo NE-SW, en el marco del deslizamiento del Bloque de Chortis, con lo cual se conformaron las cuencas tectónicas. El deslizamiento lateral izquierdo de las falla Norte-Sur fue posterior ya que disloca al relleno lacustre y volcánico de las cuencas originales.

La cronología relativa del deslizamiento izquierdo de los sistemas de fallas mayores reconocidos se puede observar en las cuencas cenozoicas de Coatzingo-Tepexi y de Tehuiztzingo, las cuales inicialmente formaron parte de una misma depresión tectónica constreñida al sur por la Falla Gavilán de rumbo NE-SW y al noreste por la Falla Tepexi de rumbo general NW-SE. En ese surco sedimentario se acumularon primero unidades fluviales y posteriormente lacustres que paulatinamente fueron influenciadas por el volcanismo regional oligocénico.

Esta cuenca fue dislocada por fallas laterales izquierdas de rumbo Norte-Sur entre las que destaca la Falla Boqueroncito que disloca al basamento y a una secuencia de rocas andesíticas. Con esta dislocación se definió la geometría de la Cuenca de Tehuiztzingo, similar a una cuenca tipo pull apart. Esta dislocación por fallas laterales izquierdas fue acompañada por la reactivación como fallas normales de algunas estructuras que anteriormente habían contribuido a la conformación de la cuenca, como es el caso de la Falla Zacapala. Esta dislocación en la región de Tepexi, restringió la extensión original de la cuenca, que se extendía hasta el norte de la Sierra del Tenzo, al surco comprendido entre el borde sur de la Sierra del Tenzo y Mimiapam, Pue. Por otra parte la dislocación regional, conforme al sistema E-W, se tradujo en el crecimiento de la Cuenca del Río Balsas con la captura del Río Atoyac.

SRSSM-14

ESTRUCTURAS OLIGOCÉNICAS DEL ÁREA DE HUAJUAPAN DE LEÓN, OAXACA

Barbara Martiny¹, Gilberto Silva-Romo² y Dante J. Morán-Zenteno¹

¹ Instituto de Geología, UNAM

² Facultad de Ingeniería, UNAM

En la región de Huajuapán de León, Oaxaca, está expuesta una secuencia estratigráfica cenozoica que incluye conglomerados de fragmentos líticos del basamento y de clastos de calizas los cuales están cubiertos por un paquete volcánico importante. Consiste en depósitos volcanoclásticos y epiclásticos en la parte inferior y están cubiertos por derrames de andesitas basálticas y andesitas, con intercalaciones de depósitos lacustres en algunas áreas. Se encuentran rocas hipabisales emplazadas en toda esta secuencia en forma de diques y cuerpos subvolcánicos. Los minerales de las

rocas volcánicas han sido fechadas por K-Ar entre 34.8 y 31.3 Ma, indicando un evento volcánico importante durante el Oligoceno.

A pesar de que estas secuencias se encuentran en una etapa de erosión avanzada, en las cercanías de Huajuapán de León se reconocen varias estructuras volcánicas que dieron origen al volcanismo. Un campo monogenético entre Cuyotepeji y San Sebastian, al N y NE de Huajuapán de León, que está representado por ocho conos cineríticos identificados hasta el momento, coexistió probablemente con la actividad volcánica poligenética. En Ahuehuetlán, hacia el N de Huajuapán, se ha identificado un cuello volcánico y se tiene evidencia de otra estructura central importante cerca de San Sebastian, al NE de Huajuapán. Rasgos de volcánes menores se observan en varias localidades.

Las secuencias volcánicas están distribuidas en cuencas tectónicas de orientación general N-S definidas por la reactivación de discontinuidades mesozoicas con una componente normal importante que, junto con las intercalaciones de depósitos lacustres en las unidades volcánicas, sugiere que el magmatismo oligocénico se desarrolló durante un régimen tectónico transtensional.

En esta región se observan dos sistemas de fallas principales con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo que cortan las rocas volcánicas terciarias. Los dos sistemas no son compatibles, lo que sugiere que no son contemporáneos. Un sistema de falla importante que presenta segmentos con orientaciones WNW-ESE, E-W, y ENE-WSW, se localiza entre la zona al noroeste de San Juan Reyes y Tamazulapán. A lo largo de este sistema los ejes de los pliegues mesozoicos presentan una flexión hacia el oeste (anticlinorios de Diquiyú y de Teposcolula) como respuesta al desplazamiento lateral izquierdo durante el Terciario. Se considera que el movimiento de este sistema está relacionado con el desplazamiento hacia el sureste del bloque de Chortis.

Otro sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo tiene una orientación N-S y se ejemplifica al sur de Huajuapán de León, donde corta las unidades mesozoicas y las secuencias volcánicas del Terciario. Las evidencias de campo no son concluyentes respecto a la cronología relativa entre este sistema y el anterior.

Adicionalmente se reconoce otro sistema de fallas de orientación N30W-S30E que corresponde con los contactos entre las distintas unidades. La discontinuidad que corresponde con el contacto entre el basamento y el jurásico entre Chilixtlahuaca y San Jerónimo Silacayoapilla presenta varios cuerpos hipabisales no deformados, algunos de los cuales que han sido fechados como Cretácico Inferior por otro autor, lo cual implica que no ha sido reactivado desde esta época. Otra discontinuidad, reactivada en el Cenozoico, permitió el ascenso de magma y el emplazamiento de varios cuerpos hipabisales alineados entre Huajuapán y Chila de las Flores. Los fechamientos reportados para dichos cuerpos son de la parte final del Oligoceno inferior.

SRSSM-15

**INFLUENCIA DE LA MIGRACIÓN DEL PUNTO
TRIPLE NORTEAMERICA-COCOS-CARIBE SOBRE
LA DEFORMACIÓN Y LA SEDIMENTACIÓN
TERCIARIA EN EL SUR DE MÉXICO**

Luca Ferrari¹, Dante Morán Zenteno¹, Barbara Martiny¹ y
Mariano Cerca Martínez²

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: luca@servidor.unam.mx

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

En la década pasada estudios geobarométricos, geocronológicos y estructurales han documentado que gran parte de la margen continental del sur de México ha sido afectada por una tectónica de cizalla izquierda y levantada entre 13 y 20 km como consecuencia del movimiento hacia el este-sureste del Bloque Chortis y del punto triple Norteamérica-Cocos-Caribe, que produjo la formación de una nueva trinchera donde antes había un límite de placa transcurrente. El efecto más evidente del levantamiento es la exhumación diacrónica, de oeste a este, de porciones de corteza inferior e intermedia en una franja paralela a la costa de Guerrero y Oaxaca y que han sido reconocidas previamente como el “terreno Xolapa”. Sin embargo la formación de esta megaestructura litosférica produjo efectos en la geología de una región que llega mucho más al norte del terreno Xolapa y que se está investigando en el marco de un proyecto financiado por el CONACYT.

El levantamiento de la margen continental ha causado una reorganización generalizada del drenaje en la parte sur de los estados de Guerrero y Oaxaca. En Guerrero los ríos que desembocan en el Pacífico tienen un curso relativamente corto mientras que hacia el interior el Río Balsas corre por 300 km paralelamente a la costa del Pacífico al centro de una gran depresión limitada al sur por el terreno Xolapa. A partir del Eoceno el levantamiento de la margen continental habría cerrado el paso hacia el Sur a los ríos que anteriormente corrían paralelamente a las estructuras laramídicas (~N-S). Su curso tuvo que cambiar y volverse paralelo a la margen continental levantada hasta desembocar al oeste de la terminación occidental del terreno Xolapa. El levantamiento produjo una enorme acumulación de sedimentos continentales con intercalaciones de rocas volcánicas en su parte inferior y que han sido tradicionalmente agrupados en el “Grupo Balsas”. Sin embargo este término abarca depósitos muy distintos y de edad variable entre el Eoceno y el Plioceno. Al este de la cuenca del Balsas el drenaje tiene un burdo patrón radial con flujo hacia el norte por efecto del levantamiento laramídico del bloque cratónico formado por los terrenos Mixteco y Oaxaca. No obstante aquí también se observan potentes acumulaciones de sedimentos en abanicos aluviales del terciario inferior al norte del límite con el terreno Xolapa. Sin embargo en esta región el efecto mayor del movimiento del punto triple lo constituye la deformación por cizalla izquierda con fenómenos de arrastre y/o el replegamiento casi ortogonales de los pliegues Laramídicos de dirección N-S de las formaciones mesozoicas. Ejemplos de estas estructuras se encuentran al sur de Chilpancingo y Chilapa, y a lo largo de una zona de fallas transcurrente izquierda de dirección ~ESE-ONO ubicada al sur de Mariscal, Huajuapán de León y Tamazulapán. Esta última corta también a rocas volcánicas fechadas entre 34 y 31 Ma. Estas estructuras indican que en esta región la zona milonítica que forma el límite norte del Terreno Xolapa (Tierra Colorada-Juchatengo) no acomodó toda la deformación relacionada con la

migración del punto triple. Aún más al este el levantamiento podría haber provocado la formación de otra depresión subparalela a la costa Pacífica que incluye las cuencas de Suchiquilongo y Tlacolula así como la cuenca del río Tehuantepec que llega hasta la región ístmica. Esta depresión está limitada en su parte noroeste por fallas normales de dirección ONO-ESE (Falla de Donají y otras fallas menores de la zona de Telixtlahuaca). Si este modelo es válido la sedimentación y las estructuras relacionadas al levantamiento deben de tener edades que se vuelven más jóvenes del oeste al este, de acuerdo con la tasa de movimiento hacia ESE del bloque Chortis. Las escasas edades disponibles (40 Ma por una lava intercalada en las capas rojas del Grupo Balsas en Guerrero occidental; 19 y 15 Ma para las ignimbritas de Suchiquilongo y Tlacolula, respectivamente) parecen indicar que este es el caso.

SRSSM-16

**REVISIÓN INTEGRATIVA DE ANOMALIAS
GEOFÍSICAS EN LA PORCIÓN MARINA
MEXICANA EN EL SURESTE DE MÉXICO, SU
DISTRIBUCIÓN Y TENDENCIAS REGIONALES:
DELIMITACIÓN DE RASGOS GEOFÍSICOS
ESTRUCTURALES MAYORES, DE BORDES Y
DISCONTINUIDADES**

J. Hector Sandoval Ochoa¹ y Ricardo Diaz Navarro²

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

² ESIA, Ciencias de la Tierra, IPN

Se ha realizado una revisión de las relaciones estructurales y sus anomalías geofísicas, ante los nuevos datos y rasgos estructurales obtenidos de imágenes bidimensionales de Sismología de Reflexión Multicanal Continua, principalmente de la Plataforma Continental y la Geología Petrolera de las Llanuras costeras aledañas y sus expresiones geomorfológicas en el Sureste de México.

Así mismo, a la luz de la idea de microplacas y sus bordes en la Nueva Tectónica Global y de las Provincias Paleotectónicas del Mesozoico y Cenozoico conocidas; se ha recapitulado en el concepto geológico actual, un modelo de distribución de estructuras geofísicas mayores, sus elementos estructurales conocidos en el continente y su prolongación o al menos asociación a estructuras profundas inferidas por la Exploración Geofísica Marina bajo los fondos marinos de las plataformas y taludes continentales de México dentro de su Zona Económica Exclusiva.

Este modelo regional de distribución estructural sintetiza una diferenciación de bloques basales, sus mayores tendencias y discontinuidades. Así se ha aplicado el concepto de bordes de placas a la delimitación de sectores corticales interpretativos, en un sentido, en la distribución de las anomalías geofísicas integrados a la geomorfolometría, y en otro sentido en la variación de espesores de las secciones sedimentarias y las profundidades esperadas de sus complejos basales; los cuales están sustentados por bloques continentales antiguos y profundos o sobre la cima del Manto en diferentes niveles.

SRSSM-17 CARTEL

ESTRUCTURA DE COLAPSO EN LA SIERRA DE ALQUITRAN ENTRE CHILPANCINGO Y EL OCOTITO, ESTADO DE GUERRERO, MEXICO

Teodoro Hernández-Treviño y Francisco Correa-Mora
Instituto de Geofísica, UNAM

En el presente trabajo se da a conocer una estructura de colapso de forma semielíptica que rodea a la Sierra de Alquitrán.

Esta estructura se puede definir claramente en imágenes de satélite y en fotografías aéreas, los rasgos morfológicos que se observan se asocian al colapso de una caldera la que dio origen a las secuencias ignimbríticas que forman a la Sierra de Alquitrán. La Sierra esta compuesta por rocas ignimbríticas de composición ácida, tiene una edad de 24 m.a obtenida por K/Ar en el vitrófido del tunel de Agua de Obispo, el material esta contenido en una ignimbrita de turmalina y descansa sobre la formación Agua de Obispo y en algunos contados afloramientos de la caliza Morelos. Los límites geológicos de esta caldera son: al norte de la Sierra de Alquitrán esta en contacto rocas terciarias de la formación Agua de Obispo con rocas cretácicas de la formación Morelos, la misma relación se observa al oriente cerca del poblado de Acahuizotla, al poniente el límite esta definido por rocas de la formación Agua de Obispo y la Formación Chapolapa y al sur se encuentra calizas de la cima de la Formación Morelos con rocas de la base de la misma formación.

En el sur de la estructura en el plano de colapso se emplazaron domos reolíticos esferulíticos los cuales se asocian a domos de resurgimiento formando una pequeña sierra que define el bordo semielíptico.

En el Valle de Mazatlán se observa un acortamiento de la formaciones Morelos y Agua de Obispo formando pliegues recumbentes que se truncan por un fallamiento inverso, estructuras similares se encuentran en la formación Agua de Obispo en el tramo de Palo Blanco y Túnel de Agua de Obispo en la autopista del Sol y en la carretera federal a Acapulco. Las evidencias estructurales tanto como morfológicas sugieren un modelo geológico asociado a un colapso de una caldera.

SRSSM-18 CARTEL

LAVAS MAFICAS DEL PERMICO (288MA) EN EL TERRENO MIXTECO

María Fernanda Campa-Uranga¹ y Margarita López-Martínez²

¹ Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guerrero

E-mail: mfernanda@data.net.mx

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

E-mail: marlopez@cicese.mx

Uno de los mayores problemas para comprender la evolución tectónica del terreno Mixteco, es la incertidumbre actual acerca de la edad de las rocas sedimentarias que constituyen formalmente cerca del 80% del complejo metamórfico (formaciones Cosoltepec, Tecomate, Chazumba, Magdalena), así como su relación con secuencias que contienen flora y fauna del Pennsylvánico-Permico (formaciones Matzitzti, Olinalá, Patlanoaya) que sobreyacen a granitoides (Esperanza, La Noria, Cozahuico) y a ensamblajes de rocas máficas y ultramáficas (Xayacatlán).

Esos vastos depósitos de terrígenos sin flora ni fauna del basamento y cubierta del terreno Mixteco, afloran asociados a depósitos de fondos oceánicos. Uno de ellos, es un conjunto de lavas con estructura normal de almohada, texturas tipo spinifex en sus núcleos y esferulíticas en sus bordes, sobre el cual aflora un ensamble de radiolaritas y cuarcitas en las cercanías de Nuevo Paraíso, La Montana-Guerrero.

Una muestra representativa de una de esas almohadas fue fechada mediante 40Ar/39Ar. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Geocronología de CICESE. La muestra fue analizada por duplicado utilizando la técnica de calentamiento por pasos. Para el primer experimento se colectaron 5 fracciones entre 500 y 1500 grados C. El segundo experimento se realizó con mayor detalle, colectándose 7 fracciones. Los espectros de edad obtenidos son reproducibles, con edades integradas de 293±5Ma y 295±4Ma. La forma de los espectros sugiere la presencia de exceso de argón. La edad isocrona obtenida del diagrama de correlación 36Ar/40Ar versus 39Ar/40Ar del segundo experimento, se calculó con las cuatro fracciones colectadas entre 800 y 1000 grados C. Estas representan más del 80% del 39Ar liberado y rinden una edad de 288±13Ma, la ordenada al origen indica un (40Ar/36Ar)_i=386±44, corroborando la presencia de exceso de argón. Los análisis obtenidos en el primer experimento rinden resultados similares. A pesar de que la recta calculada del diagrama de correlación en el segundo experimento no está bien constreñida (SumS=33.3 para n=4) se toma este resultado (288±13Ma) como representativo de la edad de la muestra.

Los resultados anteriores aportan nuevos conocimientos que nos permiten concluir que los ensamblajes de flysch-cuarcitas del terreno Mixteco, no forman parte del complejo Acatlán, sino de la cubierta pérmica o más joven, lo que nos lleva a otro modelo tectonoestratigráfico y por ende, a otra reconstrucción paleogeográfica.

SRSSM-19 CARTEL

LAS IGNIMBRITAS DE OLINALA, GUERRERO (SIERRA MADRE DEL SUR): TESTIGOS DE UN MARGEN ACTIVO CONTINENTAL PACIFICO DURANTE EL TRIASICO? - JURASICO MEDIO

García Díaz José Luis¹, Tardy Marc², Campa Uranga María

Fernanda¹ y Lapierre Henriette³

¹ Universidad Autónoma de Guerrero

² Université de Savoie, Chambéry

³ Université Joseph Fourier, Grenoble I

En el Sinclinal de Olinalá, Guerrero, corazón de la Sierra Madre del Sur, aflora una serie volcánica esencialmente riolítica nombrada como Formación "Las Lluvias". Esta se instala sobre un basamento Paleozoico y ha podido datarse con una edad Triásico? Jurásico Medio por posición estratigráfica.

El análisis petrográfico y geoquímico caracteriza a esta serie volcánica como un depósito de ignimbritas calcoalcalinas ligadas a un margen continental activo.

Sobre la base de similitudes litoestratigráficas, petrográficas y geoquímicas, este evento volcánico puede correlacionarse con otras series volcánicas y volcanosedimentarias contemporáneas que afloran en el Norte de México, así como sus extensiones hacia

Arizona, USA (Secuencias Cañon Fresnal y Arteza; Formaciones Nazas, Rodeo, La Boca y Caopas).

Ello permite un modelo de reconstrucción paleogeográfica que involucra un arco volcánico Triásico?- Jurásico instalado sobre el margen activo en esta época, ligado a una paleo-subducción de la corteza oceánica pacífica bajo el continente norteamericano. En México, el funcionamiento del margen activo pacífico cesa al fin del Jurásico Medio, en el momento de la apertura del Golfo de México y del Téthys Caribe.