

NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

GET-01

NEOTECTÓNICA Y DINÁMICA COSTERA DEL
SUROESTE DEL GOLFO DE MÉXICOJ. Eduardo Aguayo C.¹, J. Araujo-Mendieta² y M.A. Gutiérrez-Estrada¹¹ Facultad de Ingeniería, UNAM
E-mail: ariaspaz@servidor.unam.mx² Instituto Mexicano del Petróleo

El área de estudio comprende una superficie de unos 150 000 Km² y se ubica en la Bahía de Campeche, en el suroeste del Golfo de México y hacia el sur, en la franja costera continental externa de los estados del sur de Veracruz, Tabasco y Campeche; su límite norte corresponde al frente externo de la bahía y el sur-occidente del Escarpe de Campeche; al occidente se ubica el Cañón de Veracruz y al oriente, el Cañón de Campeche y el nor-occidente del Estado de Yucatán. Como parte de los objetivos del proyecto geológico-marino se elaboró el mapa morfobatimétrico mediante el barrido del fondo oceánico por medio de la ecosonda hidroacústica modelo ORE y el Sonar SIMRAD-ST del B/O "Justo Sierra" de la UNAM (1998 y 1999), con frecuencias entre 3.5 y 1.5 KHz, y utilizando el posicionador GPS multicanal modelo Magnavox, instalado en el buque. En la morfobatimetría del fondo marino se destacan los sistemas de fallas transtensivas con desplazamiento lateral izquierdo y las intrusiones salinas que sobresalen del piso marino; esta información se integró con aquella geofísica de reflexión continua aportada durante el proyecto oceanográfico C.I.C.A.R. (USGS-GD-72001, 1972). Con base en los datos oceanográficos del piso y del subsuelo marino, se interpreta en este trabajo, el movimiento dextrógiro del Bloque de Yucatán, que se desplaza en su porción sur, en Centroamérica, a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y de los sistemas de fallas Polochic con desplazamiento lateral-izquierdo, que fueron especialmente importantes durante el Mioceno Superior-Plioceno-Inferior, porque reactivaron subsidentemente a las cuencas del Terciario: Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo. Los sistemas de fallas de la región marina del golfo, se prolongan hacia la planicie costera del Sureste de México, como fallas transcurrente laterales izquierdas, que inciden y se manifiestan en las desembocaduras de los ríos Grijalva-San Pedro-San Pablo y en la porción occidental de la Laguna de Términos, en Punta Xicalango, Camp. Como consecuencia de la hidrodinámica marina y continental, desde el Holoceno tardío (5600 años antes del presente, según datos obtenidos con carbono radioactivo), en esta planicie fluvio-deltática se depositaron grandes extensiones de sedimentos siliciclásticos y de bioclásticos calcáreos, formando cordones litorales y bermas progradantes hacia el Golfo de México, entre 6 a 10 metros/año, y está afectada por tres bloques tectónicos limitados por las tres fallas transcurrentes mencionadas. Actualmente la franja

costera está en proceso retrogradante por erosión, a razón de 3 a 4 metros por año, porque en ella incide un sistema marino de corrientes anticiclónicas cuyo diámetro es de unos 200 Km, que transporta y dispersa los sedimentos fluviales y costeros a lo largo de la franja litoral. Por lo que, bajo las condiciones sedimentarias e hidrodinámicas actuales, son bajas las posibilidades de que en esta región, los sistemas fluviales prograden hacia el golfo, como sistemas deltáicos.

GET-02

NEOTECTÓNICA DE LA SONDA DE CAMPECHE

Juan José Valencia Islas y Jorge Jacobo Albarrán
Instituto Mexicano del Petróleo
E-mail: jjvalen@imp.mx

El área de estudio comprende las coordenadas 18°30' y 20°30' de latitud Norte y 92°00' y 93°30' de longitud Oeste y se localiza en la Sonda de Campeche que es la región petrolera más importante de México y la mejor explorada por PEMEX.

En esta región existe, un sin número de estudios geofísicos, realizados para evaluar la implantación de plataformas petroleras. Se realizó un análisis estructural utilizando planos de las fallas que afectan al fondo marino cartografiadas en 150 estudios geofísicos.

Se observó por medio de rosetas de frecuencia que hay dos tendencias en la orientación de las fallas. Una N45° paralelas a la costa y otra a partir del campo Cantarell N5° que se encuentra relacionada al Norte con el escarpe de Campeche y al Sur en la parte terrestre a la falla de Xicalango, la cual es el límite Oriental de la cuenca de la cuenca miocénica de Macuspana.

Estas características estructurales coinciden con la distribución de los campos petroleros y con los cambios en la composición de los hidrocarburos.

Se concluye que esta distribución de fallas someras se encuentra vinculada a la actividad del movimiento actual de la Península de Yucatán, la placa del Caribe y el Centro de México.

GET-03

LA NUEVA CORTEZA CONTINENTAL BAJO LA REGIÓN
DE LA BAHÍA DE CAMPECHESandoval Ochoa J.H.¹, J.E. Aguayo Camargo¹, J.H. Flores Ruiz²,
J. Araujo Mendieta² y M.A. Gutiérrez Estrada¹¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

E-mail: vramos@gsmn.cna.gob.mx

² Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo

La nueva corteza continental del suroeste del Golfo de México, está representada por el gran prisma sedimentario de gran espesor, del Neógeno, formado por los acarreo y

depósitos sedimentarios venidos principalmente de las tierras altas del sureste mexicano. Con los aportes sedimentarios de los clásticos terrígenos y sus cargas litostáticas sobre los lechos salinos y basamentos preexistentes del Jurásico o anteriores, se dieron las deformaciones sedimentarias y flujos de materia salina. Principalmente los movimientos se desarrollaron en forma diapírica y vertical, y en ocasiones se dieron algunas intrusiones de componente horizontal (canopias). Con la Tectónica Salina Actualizada se ha podido conocer que la movilidad de la sal en la región ha tenido su mayor desarrollo durante la última parte del Neógeno y continúa en el Reciente, aún en nuestros días. La expresión final y actual del prisma, incluye la distribución abigarrada de cuerpos intrusivos salinos en ascenso y/o cuencas colgantes (minicuencas) de depósitos de sedimentos, en descenso; lo cual en conjunto, le da un aparente panorama regional muy consistente y continuo al prisma.

Mediante una revisión multidisciplinaria e integrativa de los resultados de los métodos de análisis espectrales y de la Geomorfometría Avanzada, realizados previamente en el suroeste del Golfo de México, con los perfiles gravimétricos, a partir del modelo de raíz de montaña de Airy-Heiskanen y con las continuidades y discontinuidades interpretadas del arreglo estructural rocoso con los resultados geomorfológicos; se confeccionó el modelo geométrico de un prisma sedimentario el cual fue conformado por: a) La tectónica salina sindeposicional con la deformación y flujos, en sus últimas épocas neogénico-recientes. b) La aparente configuración de su base apoyada en sus basamentos regionales. c) El relieve morfobatimétrico del suroeste del Golfo de México en su cierre superior, obtenido con la Sismoestratigrafía Estructural y d) Sus espesores estimados de su contribución gravimétrica.

En estos términos, con el conjunto de datos cruzados de las metodologías citadas, aplicadas en esta región, se logró ponderar una red apoyada en nueve puntos profundos de "sondeo gravimétrico" correlacionados entre sí con las tendencias morfométricas de los elementos estructurales mayores asociadas al prisma que simula a la nueva corteza continental. Así la base del prisma sigue una configuración esperada que define a una superficie de un contraste de densidades importante que alcanza a superar los $+ 0.4 \text{ gr/cm}^3$ para los cálculos gravimétricos. La densidad de contraste se da entre el paquete sedimentario (prisma) y la roca sustentadora basamental, bien sea ésta, perteneciente al manto superior emplazado en el Jurásico o bien, a bloques continentales precenozoicos del sureste de México.

El prisma en su porción norte, entre las latitudes 19° y 21° norte, se apoya sobre una "corteza oceánica" del Jurásico que corona al manto superior; y en su porción sur, bajo la plataforma continental y la llanura costera, se apoya sobre bloques de corteza continental del sureste mexicano de edad mesozoica o más antiguos; en esta misma porción, entre las latitudes 17° y 19° norte, el espesor del prisma alcanza más de 15 km, así, los espesores corticales alcanzan valores de 26

km. frente a Ciudad del Carmen, Camp., hasta los 30 kilómetros como máximo, al sur del Estado de Campeche y norte de Guatemala. Al este y oeste el prisma sedimentario está contenido en el espacio rocoso delimitado respectivamente por el borde occidental de la plataforma (microplaca) de Yucatán; y por el borde oriental del Cañón de Veracruz. Hacia el norte el prisma se extiende bajo la zona abisal de Sigsbee con un espesor del orden de 17 km. y en el sur, se acuña hacia la zona orográfica del frente de las sierras del norte de Chiapas y Guatemala, donde el espesor desaparece y la corteza continental bajo esta zona montañosa, supera los 36 km. de espesor.

GET-04

RESULTADOS DE UN ESTUDIO SIMO-TECTÓNICO EN LA REGIÓN DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC, MÉXICO

Luis G. Velasquillo M.¹, Eric Barrier², Roland Gaulon³ y Mario Chávez G.⁴

¹ Instituto Mexicano del Petróleo
E-mail: lgvelas@imp.mx

² Université Pierre et Marie Curie, France

³ Institut de Physique du Globe de Paris, France

⁴ Instituto de Ingeniería, UNAM

El istmo de Tehuantepec está situado en el Sur-Este de México y al Norte de la Zona de Fracturas de Tehuantepec que subduce con la placa de Cocos debajo de la placa de América del Norte a la altura del golfo de Tehuantepec.

El estudio sismo-tectónico de la región del Istmo de Tehuantepec mostró que la estructura actual del Istmo resulta de la superposición de tres episodios tectónicos distensivos distintos que se produjeron desde el Mioceno superior (10 Ma.). El más antiguo tuvo lugar entre 10 y 8 Ma. Dejando por consecuencia una zona de ruptura mayor trans-ístmica a lo largo de un sistema de fallas normales orientadas N-S. Este sistema de fallas es responsable del basculamiento hacia el NW del Batolito de Chiapas y de la cadena plegada de la Sierra de Chiapas. Después de este episodio distensivo, dos episodios extensivos distintos se desarrollaron simultáneamente e independientemente, respectivamente en las regiones Norte y Sur del Istmo de Tehuantepec. Estos continúan activos. La extensión "multidireccional" puesta en evidencia por un estudio de las deformaciones de ruptura en el Norte del Istmo, se asocia a la evolución de la margen pasiva del Golfo de México, mientras que la extensión N-S a NNE-SSW, ligada con el desplome de la planicie costera de Tehuantepec al Sur del Istmo, esta asociada al proceso de subducción de la Zona de Fracturas de Tehuantepec. El trabajo de campo permitió poner en evidencia la presencia de fallas normales recientes N-S a NNE-SSW que marcan el límite occidental de la planicie de Tehuantepec y de la planicie costera Pacífica de América Central.

GET-05

ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL ARCO VOLCÁNICO CENTROAMERICANO Y SU RELACIÓN CON LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE COCOS

Marco Guzmán Speziale y Juan Martín Gómez

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro
E-mail: marco@geociencias.unam.mx

El arco volcánico centroamericano, originado por la subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe, es el sitio de ocurrencia de sismos tectónicos someros, de magnitudes hasta 6.5. Se ha demostrado en trabajos anteriores que estos eventos no están asociados a un mecanismo de subducción oblicua.

En este trabajo se determina el tensor de deformación sísmica de estos eventos, utilizando CMTs de la universidad de Harvard y datos de sismicidad histórica, desde el año de 1700. Este tensor es comparado con los tensores de deformación sísmica de eventos de subducción a lo largo de la margen Cocos-Caribe y eventos de extensión en la región de grabens del trasarco, en el norte de Centroamérica.

El tensor de deformación sísmica obtenido para el arco volcánico tiene una componente de extensión (vector característico o eigenvector mayor) con una dirección E-W y un valor de $2.5 \cdot 10^{-8}$ año⁻¹. La misma componente para los grabens tiene una dirección S19°E y valor de $2.1 \cdot 10^{-8}$ año⁻¹. La componente de compresión en el arco volcánico es N-S y $2.1 \cdot 10^{-8}$ año⁻¹. La compresión de los sismos de subducción Cocos-Caribe tiene una dirección N29°E y un valor de $4.0 \cdot 10^{-8}$ año⁻¹. La componente N-S es de $3.5 \cdot 10^{-8}$ año⁻¹.

Evidentemente, las componentes de compresión de subducción y del arco volcánico son similares, mientras que la extensión es prácticamente igual en el arco volcánico y en los grabens del trasarco. Por tanto, se concluye que un posible origen para los sismos tectónicos del arco volcánico centroamericano es la combinación de ambas componentes, compresiva y extensiva. Este estado de esfuerzos es resuelto como fallamiento lateral a lo largo del eje volcánico porque es una zona de corteza adelgazada y con un alto gradiente térmico.

GET-06

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES DEL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY, Y SUS IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Ewa Szyndrak¹ y Víctor Hugo Garduño Monroy²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: ews@uaemex.mx

² Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

El sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), orientado W-E, corta de manera longitudinal la parte central de la Faja Volcánica Mexicana (FVM). El SFMA controla la topografía, la

deformación y la sedimentación de la región desde el Mioceno. Aunque crucial para el desarrollo geológico de esta parte del país, varios aspectos del SFMA no se han aclarado hasta la fecha. Entre ellos figuran las razones de su formación, su cinemática, su actividad, su interacción con la estructura preexistente y su patrón de crecimiento en tiempo y espacio. Integrando los datos geomorfológicos y estructurales pretendemos acercarnos a la resolución de estas preguntas así como intentamos evaluar la interacción entre la topografía y la tectónica de esta parte de la FVM.

El análisis de la topografía consistió en el procesamiento e interpretación de los modelos digitales de elevación (MDEs) con resolución de 50 m y de archivos digitales de la red de drenaje. Con estos datos elaboramos las imágenes sombreadas con diferentes ángulos de iluminación, mapas altimétricos, de energía de relieve, pendientes y densidad de drenaje, así como los perfiles topográficos y perfiles longitudinales de los ríos. La fotointerpretación y la verificación de campo permitieron la identificación de los rasgos geomorfológicos a detalle, como los rasgos y depósitos asociados a los escarpes de fallas así como la elaboración de un mapa geomorfológico del área. El análisis estructural se basó en los datos de campo tales como mediciones de planos de fallas y sus indicadores cinemáticos, cronología de las diferentes fases de deformación, mediciones de la posición de estratos y observaciones estratigráficas.

La integración de los dos enfoques nos permite proponer lo siguiente: (1) La parte estudiada de FVM está sobrepuesta a bloques morfotectónicos hundidos y levantados, ellos bordeados por fallas transversales al SFMA y la FVM. Estas fallas están orientadas NNW-SSE y NE-SW, son más antiguas que el SFMA y al menos algunas de ellas son activas. (2) Las más importantes de ellas forman: (a) el borde occidental de la caldera de Los Azufres el cual divide regiones con diferente geometría de fallamiento y diferente basamento y (b) el borde entre la Sierra Madre Occidental (SMO) y la FVM, el cual divide regiones con topografía esencialmente diferente. (3) Basculamiento de la superficie topográfica y fuerte inclinación de estratos (localmente hasta 50° de echado) se observa sólo al oeste de la caldera de Los Azufres. Esto indica que el SFMA se compone de fallas lítricas en su parte occidental y de fallas planas en su parte oriental. Diferente basamento pre-volcánico y específicamente los contrastes litológicos en el basamento de la parte occidental y la falta de tales contrastes en el basamento de la parte oriental muy probablemente son responsables del cambio de la geometría del fallamiento. (4) Los datos cinemáticos indican que el SFMA se formó en contracción orientada NNE-SSW, principalmente como fallas laterales izquierdas con algunas fallas inversas asociadas, ambas con un desplazamiento incipiente, pero constante a todo lo largo de la FVM. El desarrollo posterior del sistema fue acompañado por el crecimiento del arco volcánico y por lo tanto el aumento de la elevación topográfica del mismo. Esto provocó que el movimiento de las fallas del SFMA se volviera predominantemente normal, interceptando el colapso gravitacional del arco. Actualmente, el sistema se desarrolla en

extensión ligeramente oblicua al rumbo del SFMA y FVM, orientada NNW-SSE. Sin embargo, dado que las fallas laterales e inversas cortan también (aunque en menor número) rocas del Pleistoceno medio-tardío y Holoceno, la contracción sigue influyendo el desarrollo del SFMA.

GET-07

ESTUDIOS DE DEFORMACIÓN Y PALEOSISMOLOGÍA EN LAS SECUENCIAS LACUSTRES ASOCIADAS AL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY, MÉXICO

Garduño-Monroy V.H. e Israde-Alcántara I.
 Depto. de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH
 E-mail: vgmonroy@zeus.umich.mx

A lo largo del Sistema de fallas Morelia-Acambay se han identificado segmentos que han presentado actividad sísmica reciente, sin embargo no existe un conocimiento del comportamiento sísmico de los segmento en tiempos prehistóricos e históricos, ni tampoco de las recurrencias de ellos.

Trabajos de Paleosismología realizados en las áreas de Acambay, Mex., Los Azufres, Morelia y Pátzcuaro, Mich., han revelado que existieron eventos sísmicos estimados en 5 grados de magnitud y registrados en las secuencias lacustres de las zonas, ya sea a través de estructuras de licuefacción o de avalanchas de las secuencias lacustres. En la Ciudad de Morelia, en el segmento denominado de La Paloma, se reconoce hasta ahora un evento sísmico que está fallando a un paleosuelo con cerámica del periodo clásico. Por otro lado lavas del Quinceo-Las Tetillas con impresiones de Mazorcas son cortadas por la falla de Tarimbaro de dirección ENE-WSW, indicando también una actividad sísmica menor a 3000 años (edad del maíz mas antiguo).

En la región del lago de Pátzcuaro se han identificado cuando menos tres eventos sísmicos que ocurrieron después de 40,000 años. Al menos dos de estos eventos presenta un campo de esfuerzos compresivo generando plegamientos y corrimientos de las secuencias del Cuaternario. Otro de estos sismos genero una avalancha de 0.3104 Km^3 , que se desplaza a lo largo de un paleolago por mas de 5 km; considerando su volumen se estima que el sismo que la ocasiona tuvo una magnitud de 7.3 grados. En la misma zona un episodio magmático hace 8,000 años produce un levantamiento de mas de 40 m de secuencias lacustres, que seguramente trae una modificación absoluta en el régimen de sedimentación del lago.

Estudios de secuencias lacustres del Pleistoceno-Holoceno de la región de Acambay revelan una gran discordancia angular entre secuencias lacustres, la inferior con grandes pliegues y corrimientos de dirección NW-SE. Esta deformación compresiva fue observada en las regiones de Ixtlahuaca, Maravatio y Cuitzeo.

Los estudios de deformación de secuencias fluviolacustres Pliocuatnarias y de Paleosismicidad en aquellas prehistóricas e Históricas revelan una deformación con una componente compresiva importante de dirección NE-SW. La deformación plicativa en las secuencias lacustres genero pliegues volcados y corrimientos hacia el norte de varios metros.

GET-08

LOS PROCESOS DE SUBSIDENCIA-CREEP-FALLA EN LAS ANTIGUAS CUENCAS LACUSTRES DEL CENTRO Y NORTE DE MÉXICO

Garduño-Monroy V.H. y Arreygue Rocha Eleazar
 Depto. de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH
 E-mail: vgmonroy@zeus.umich.mx

El inicio de los 80's en algunas ciudades localizadas en antiguas zonas lacustres fue marcado por la aceleración un hundimiento diferencial o bien por la aparición de grietas a lo largo de los primeros años, después (en los 3 o 4 años sucesivos) estas grietas evolucionaron a una geometría de fallas normales que tienen una dirección paralela al fallamiento regional y que, una vez analizada la geología del subsuelo, se observo que corresponden con fallas regionales de tipo normal.

Al observar un plano de la Republica Mexicana donde se localizan las poblaciones que están sujetas a los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF) constatamos que existen dos zonas que obviamente responden al fracturamiento regional, al oriente en las ciudades de Puebla, Toluca, Querétaro, Celaya y Aguascalientes el PSCF está relacionado con estructuras NNO-SSE. Por otro lado al Poniente las poblaciones afectadas por el PSCF están sufriendo un fallamiento NE-SO, como es el caso de Morelia, Salamanca, Irapuato, Silao, San Guillermo, ligado al fallamiento del Cinturón Volcánico Mexicano.

En las ciudades de Querétaro, Aguascalientes y en Morelia (falla La Colina) se ha observado que las estructuras ligadas a los PSCF tienen relación a falla con registro sísmico actual o Histórico. Normalmente el PSCF es sísmico en todos los casos.

El PSCF en todas las poblaciones estudiadas muestra que además de ser lineal tiene zonas de influencia con una media de 20 a 50 metros en ambos lados de la falla, esta zona de influencia varia en función de la geometría de la falla. Las tasas de hundimiento se pueden dividir en tres grupos. En las poblaciones donde el PSCF se ha detenido casi totalmente (Tarimabaró, Mich), donde el PSCF tiene promedios de hundimiento entre 2 y 4 cm anuales (Morelia, Querétaro, Aguascalientes, Salamanca) y las zonas urbanas donde el PSCF varia entre 8 y 10 cm anuales (Celaya y Abasolo).

Los estudios de Gravimetría y Goeradar han mostrado que todas las estructuras que se observan en superficie son claras en las secuencias fluviolacustres (8m de profundidad) y son fallas del basamento relativo que articulo la distribución de los espesores de las secuencias sedimentarias lacustres.

Los daños también podrían ser catalogados, pero en dos tipos, en aquellos que afectan las obras civiles, por ejemplo en Morelia se han demolido mas de 80 viviendas. Y en daños a los acuíferos debido al rompimiento de tuberías de aguas negras e industriales (combustibles, agroquímicos, pesticidas, etc).

Normalmente las causas del PSCF es ligado a la sobreexplotación de acuíferos, sin embargo los factores de clima, geometría de la cuenca lacustre (fallas-sedimentación), tipos de recarga y diseño de pozo, son también responsables.

Es importante que este tipo de desastre, silencioso pero constante sea tomado en cuenta por los reglamentos de construcción de todas las ciudades que se desarrollan sobre antiguas cuencas lacustres, ya que hoy o mañana aparecerá el PSCF.

TECTÓNICA DE LA FVTM

GET-09

MODELOS GRAVIMÉTRICO DE LA ESTRUCTURA DEL GRABEN DE CITALA, JALISCO, MÉXICO

Kerén Mendoza-Cervantes, Carlos A. Mortera-Gutiérrez,
William L. Bandy y J. Urrutia-Fucugauchi
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: kerenmacs@yahoo.com

En los últimos 20 años, los estudios relacionados con estructuras de graben en el margen occidental de México han aportado datos y modelos tectónicos para entender el proceso de rift continental asociado a la subducción de estructuras oceánicas. Tres sistemas de grabenes (Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco) conforman los límites del Bloque de Jalisco en la parte continental del margen occidental de México. Estos tres sistemas se intersectan en un punto cercano al extremo occidental del Lago de Chapala. La incertidumbre es si existe actividad en alguna de las dos estructuras que conforman al Sistema de Chapala, que alberga al graben de Citala y al graben de Chapala, y en cuál de estos grabenes se ubica el actual punto de triple unión de los sistemas de rifts de Jalisco. Para ayudar a resolver esta incertidumbre, se reporta por primera vez un perfil gravimétrico perpendicular a la estructura en la parte central del Graben de Citala con el propósito de determinar la geometría del graben, el grosor del relleno sedimentario en la cuenca y además examinar si este graben es una estructura desarrollada por la extensión de un rift. Las mediciones gravimétricas en el perfil fueron reducidas para la Anomalía Completa de Bouguer. Con base en los procesos de rift, que inducen fallamiento de tipo normal y adelgazamiento de la corteza como respuesta a esfuerzos extensionales, se calcularon los valores gravimétricos de dos modelos en 2D que fueron comparados con los valores observados a lo largo del perfil en Citala. Los resultados de la comparación indican que la estructura del graben: (1) requiere de una cuenca sedimentaria formada en dos episodios, (2) es simétrica, y (3)

está fracturada por fallas normales en ambos márgenes. Además este estudio propone la posibilidad de que la corteza del graben en Citala puede estar adelgazada por el calentamiento que es inducido a la misma debido al proceso de rift.

GET-10

NEOTECTONICA A LO LARGO DE LA FALLA TECHALUTLA: RIFT DE COLIMA, MÉXICO

R. Castillo¹, L. Valdivia-Ornelas¹ y J. Rosas-Elguera²

¹ Depto de Geografía, Universidad de Guadalajara
E-mail: rocasaja@yahoo.com

² Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara

El rift de Colima es el brazo N-S, que junto con el rift Tepic-Zacoalco de dirección NW-SE y el rift de Chapala de dirección E-W forma la llamada unión triple de Guadalajara. Se ha sugerido que el inicio de la extensión en el rift de Colima ocurrió con los primeros emplazamientos de lavas alcalinas alrededor de los 5 Ma (Allan, 1986). La actividad volcánica mas reciente ha ocurrido a lo largo del Complejo Volcánico Colima a lo largo de la falla Techalutla.

La falla Techalutla es una falla normal que buza hacia el oriente y limita al rift de Colima hacia el oeste. De acuerdo con los estudios gravimétricos esta falla tiene un desplazamiento vertical total de 2500 m y corta tanto a rocas cretácicas, formadas por una secuencia volcano-sedimentaria que es intusionada por un granito, como a rocas basálticas del Plioceno.

Para documentar la actividad reciente de la falla Techalutla se calculó el modelo digital de elevación (DME) a partir de los datos vectoriales de la carta topográfica 1:50,000 (INEGI), se realizó un análisis del modelo obtenido y se complementó con información de fotografía aérea escala 1:37,000 e imágenes de satélite.

Así mismo, para la elaboración de los modelos se utilizaron los sistemas: IDRISI, ARCVIEW e ILWIS, a partir de los resultados obtenidos se concluye que el algoritmo contenido en ILWIS genera mejores productos.

Nuestro análisis de los MDE y del trabajo de campo, sugieren que en el segmento estudiado de la Falla Techalutla las estructuras tienen una dirección N-S. Se trata de fallas normales asociadas a una dirección de extensión E-W y que afectan a los depósitos de talud. Estos resultados son consistentes con la actividad sísmica de la región que está asociada a sismos cuyos mecanismos focales evidencian una extensión E-W (Suárez *et al.*, 1994).

GET-11

GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE COTIJA HALF-GRABEN: TECTONIC IMPLICATIONS FOR THE GUADALAJARA TRIPLE JUNCTION, MEXICO

José Rosas-Elguera¹, V.H. Garduño-Monroy², A. Gogichaishvili³,
M. López-Martínez⁴, L. Alva-Valdivia³ y J. Urrutia-Fucugauchi³

¹ Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara

E-mail: jrosas@ccip.udg.mx

² Universidad de Michoacana

³ Lab. Paleomagnetismo, UNAM

⁴ Depto. de Geología, CICESE

The Cotija half-graben correspond to the intra-arc structure located in the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). The later is a magmatic arc across central Mexico with an E-W trending. According to new geochronological data and field observations Two Tertiary volcanic units may be recognized: (1) an Oligocene-Miocene pyroclastic succession and (2) a Late Miocene mafic succession (the TMVB). The Cotija half-graben, is ~25 km long and 10 km wide and shows a N60°W trend. The Oligocene-Miocene volcanic succession, exposed in the southwestern part of the Cotija area, is ~300 m thick ash-flow tuff succession, reddish to brownish in color, with intercalated andesitic lavas. A sample, exposed in the valley of the Rio Huertas, of an andesitic lava flow was sampled for K-Ar dating yield 29.3 ± 1.5 Ma. This succession is covered by a ignimbrite about 10 km south of Cotija town. In this area the ignimbrite (dated as 26 Ma) is ~100 m thick, characterized by flat, yellow, partly welded ash flow tuff.

In the Cotija area, the TMVB is located to the north part of the area. Up to now, the mafic succession has only been documented to the north of the TMVB. At the Cotija half-graben, the TMVB is formed by basaltic-andesites and andesitic-basalt lava flows with individual thickness <10 m, forming plateau-like structures; deeply eroded volcanoes can be recognized as well. A thick (~20 m on average) weathered red to white cover is conspicuous characteristic of this area. Intercalated with the mafic succession is a ~50 m thick brownish arenaceous tuff that is a stratigraphic marker because of its broad distribution. Three volcanic samples from the Cotija half-graben area were collected for ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar dating. Oldest one date is 9.17 ± 0.92 Ma whereas youngest one is 3.8 Ma.

A microtectonic study of the fault systems was carried out along the Cotija half-graben and Chapala rift. Geometry and sense of slip of a total of 125 striated faults were measured. They corresponds to Late Miocene - Pliocene period. The trend of the measured mesofaults displays a dominant SE direction in the Cotija half-graben, and E-W in Chapala rift. Although some faults shows a left-lateral component of motion most of them shows pitches higher than 45° and inclinations ranging between 45° and 75°, typical of normal faults. Paleo-stress tensors computed from fault slip data indicate an average 160° direction for the minimum principal stress.

Most of the late Miocene to Quaternary volcanism and deformation in western TMVB occurred along the Chapala, Tepic-Zacoalco, and Colima grabens. These structures join south of Guadalajara City forming a triple junction. Previously the triple junction was considered a consequence of a hot spot beneath Guadalajara area. An alternative interpretations can be advanced if we consider the structural characteristics of the northern-Colima and western-Chapala grabens and our new data along the Cotija half-graben. We suggest that northern-Colima graben and Western-Chapala graben (two arms of the triple junction) were formed because of the SE-motion of the Michoacan block as consequence of the oblique convergence of the Cocos plate relative to North America plate. Thus the triple junction is related to boundary forces plate.

GET-12

LA PALEOCUENCA AZTLÁN, ANTECESORA DE LA CUENCA DE MÉXICO

Silva-Romo G.¹, Martiny B.², Mendoza-Rosales C.¹, Nieto-Samaniego A.³, y Alaniz-Álvarez S.³

¹ Facultad de Ingeniería, UNAM

E-mail: silvarg@servidor.unam.mx

² Instituto de Geología, UNAM

³ Centro de Geociencias, UNAM

La Paleocuenca de Aztlán resulta de una visión retrospectiva y del registro estratigráfico cenozoico del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). De tal forma si bosquejamos la paleogeografía de dicho sector hace un millón de años, previa a la edificación de la cadena volcánica de la Sierra Nevada, y de los estratovolcanes Nevado de Toluca y La Malinche, se visualiza una cuenca que se extendía entre la Sierra de las Cruces y el lineamiento Cofre de Perote y Pico de Orizaba. Si nos remontamos temporalmente hasta el inicio del Plioceno, entonces retiraremos en nuestra reconstrucción a la cadena volcánica de la Sierra de la Cruces, con lo cual la cuenca bosquejada, se extendería al poniente hasta el lineamiento estructural Taxco-San Miguel de Allende. A esta enorme depresión la denominamos como Cuenca Aztlán.

Esta reconstrucción contradice la propuesta generalizada acerca de la formación de la Cuenca de México, que explica su origen por la obstrucción de un paleodrenaje hacia el sur; considerada válida aún después de la perforación por parte de PEMEX, de los pozos profundos Copilco I, Roma I, Tulyehualco I y Mixhuca I, que generaron información de subsuelo de la Cuenca de México, y cuyo registro, junto con el propio del Pozo Texcoco atestiguan una depresión tectónica de orientación general oeste-este constreñida por los afloramientos precenozoicos tanto hacia el norte como al sur.

De acuerdo a la información isotópica disponible y del registro estratigráfico de las secuencias fluvio-lacustres al sur de la Sector oriental de la FVTM, se puede bosquejar una etapa inicial de formación de La Cuenca de Aztlán hacia el Eoceno? - Oligoceno inferior, en la cual la extensión de la Cuenca se restringía al sector México-Puebla. Hacia el Mioceno medio

(15.2 \pm 0.7 Ma.) la depresión incluía al área de Tlaxcala, en donde se acumulaban los sedimentos lacustres de Tlaxcala. La máxima extensión de la Cuenca de Aztlán ocurrió hacia el Mioceno tardío – Plioceno con la incorporación de la Región de la actual Cuenca de Oriental.

La formación de la cuenca de Aztlán fue contemporánea con la deformación de la región meridional de México en donde la reactivación de antiguos sistemas de la falla, principalmente con deslizamiento lateral izquierdo durante el Eoceno-Oligoceno, generó las cuencas tectónicas de Taxco, Tehuiztingo y de Yanhuatlán-Huajuapán.

GET-13

MODELADO GRAVIMETRICO DE LA ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MEXICO

F. Rodriguez Chavez y J. Urrutia Fucugauchi
Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: juf@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

Se reportan los resultados del estudio de la estructura profunda de la cuenca de México por medio del modelado de anomalías gravimétricas. Una de las dificultades en la construcción de modelos de gravimetría es la falta de unicidad en las soluciones, lo que requiere de datos independientes adicionales derivados de estudios geológicos y geofísicos. Para la construcción de los modelos se utilizó la información obtenida en las perforaciones profundas (litología y registros geofísicos) y las líneas de vibroseis. En este estudio se seleccionaron doce perfiles, siete este-oeste y cinco norte-sur que cruzan toda la cuenca y que incorporan los datos de pozos (Copilco-1, Tulyehualco-1, etc y pozos de CFE y CNA) y sísmicos (en los que se identificaron tres contactos hasta una profundidad de 4 km). Las columnas litológicas se examinaron y las unidades se agruparon en la secuencia carbonatada Cretácico que forma el basamento local, unidad volcánica inferior, unidad volcánica inferior, secuencia lacustre y las unidades volcánicas expuestas correspondientes a los diferentes aparatos volcánicos dentro de la cuenca y formando sus límites. Los modelos apoyan la ocurrencia de una topografía del basamento calcáreo sobre la cual se acumularon las unidades volcánicas, con desniveles de hasta 2 km (en la zona del Cerro de la Estrella). Para los doce perfiles, se construyeron diferentes modelos variando la geometría y los contrastes de densidad. En el caso de las unidades volcánicas inferior y superior la densidad equivalente depende de la proporción relativa de lavas y depósitos piroclásticos. Las columnas litológicas y los datos de registros geofísicos de pozo indican variaciones laterales fuertes en la cuenca y una naturaleza heterogénea en las unidades volcánicas. Los diferentes modelos se analizan y evalúan en términos de un modelo geológico tectónico de estructura de la cuenca.

GET-14

ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DE LA CUENCA DE LA CIUDAD DE MEXICO Y AREAS COLINDANTES

Luca Ferrari¹, Manuel Mena², Margarita López Martínez³, Jorge Jacobo Albarrán⁴, Gilberto Silva Romo⁵, Claudia Mendoza Rosales⁵ y Norma Gonzalez Cervantes¹

¹ Centro de Geociencias UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, Qro., México

E-mail: luca@geociencias.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

⁴ Gerencia de Geociencias, Instituto Mexicano del Petróleo, México, D.F.

⁵ División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM

Para documentar la tectónica y la estratigrafía de la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) en la región de la Ciudad de México hemos iniciado un estudio que integra la geología superficial, la interpretación de la más completa base de datos gravimétricos disponible y la información procedente de los pozos profundos perforados en la cuenca de México. De estos últimos se están obteniendo nuevas edades Ar/Ar para confirmar las que existen en la literatura. La región de estudio se caracteriza por la presencia de una espesa secuencia volcano-sedimentaria continental Cenozoica a la que subyace un basamento constituido esencialmente por calizas del Cretácico superior. En la secuencia Cenozoica se pueden reconocer por lo menos cuatro episodios volcánicos principales: 1) Rocas volcánicas del Oligoceno encontradas solo en el pozo Texcoco y que podrían correlacionarse con el volcanismo de la región al norte de Valle de Bravo y el de la Caldera de Buenavista-Tilzapotla. 2) Coladas basálticas y andesíticas del Mioceno inferior (23.3 a 21.7 Ma) encontradas en los pozos Copilco, Mixhuca y Texcoco y en la parte basal de la Fm. Tepoztlán en Malinalco. Este episodio se correlaciona con el último pulso volcánico reconocido recientemente en la parte sur de la Sierra Madre Occidental y en la región de Cotija y Morelia, Mich. 3) Lavas andesíticas del Mioceno medio (~15 a ~9 Ma) se encontraron en todos los pozos y en la parte norte de la cuenca (Sierra de Guadalupe, estratovolcanes andesíticos de Apan, Hgo. y Chapa de Mota, Edomex) y parecen constituir la alimentación de la parte superior de la Fm. Tepoztlán. Este volcanismo marca el inicio de la FVTM y se ha reconocido en toda su parte central y oriental. 4) Lavas máficas procedentes en gran medida de centros monogenéticos y derrames andesíticos y dacíticos de volcanes poligenéticos con edades del Plioceno superior al Presente (Sierra de las Cruces, Sierra Chichinautzin, Telapón, Iztaccihuatl, Popocatepetl etc.). Los datos disponibles indican claramente la existencia de un hiatus en la actividad volcánica al final del Mioceno y en el Plioceno inferior. Este hiatus es corroborado por la estratigrafía de los pozos, que para este periodo presentan varios cientos de metros de depósitos volcánoclasticos, areniscas y arcillas.

La gravimetría y la información de subsuelo indican que gran parte de la secuencia volcano-sedimentaria Cenozoica está contenida en una depresión tectónica de orientación este-oeste esculpida en las calizas Cretácicas y en la que se asienta la Cd. de México. La depresión tiene como límite occidental a fallas NNO-SSE paralelas al sistema Taxco-Querétaro que subyacen a la Sierra de las Cruces. Otra falla normal NNO-SSE separa en dos la cuenca de la Cd. de México. Al sur la cuenca está limitada por un sistema E-O que pasa por el Nevado de Toluca, la Sierra Chichinautzin y el Popocatepetl (conocido localmente como sistema de fallas de La Pera). Tanto la gravimetría como la información de los pozos indican que, en su conjunto, el sistema E-O hunde más de 2 km hacia el norte las calizas Cretácicas, contrariamente a lo que se había sugerido en pasado acerca del sistema de fallas de La Pera. En efecto todas las fallas visibles en la superficie son consistentes con esta interpretación. Fallas normales E-O son reportadas en la literatura en la región de Tenango y se pueden observar en varias localidades entre Cuernavaca y Malinalco. La cuenca debe haber iniciado a formarse entre el Oligoceno y el Mioceno temprano y debe haberse rellenado completamente para el Plioceno. La construcción de la Sierra Chichinautzin en el Cuaternario volvería a cerrar la cuenca hacia el sur, produciendo una sedimentación lacustre.

GET-15

EVOLUCIÓN DE LAS FALLAS MAYORES EN LA HOJA LA ESTANCIA (F14C76, INEGI) ESCALA 1:50 000, ESTADO DE QUERÉTARO, MÉXICO

Oscar Gabriel Dávalos Álvarez y Ángel Francisco Nieto Samaniego

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro
E-mail: odavalos@geociencias.unam.mx

El estudio abarca una zona ubicada entre las provincias geológicas Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana, al sureste de la ciudad de Santiago de Querétaro, capital del estado de Querétaro.

La estratigrafía reportada para el área es, la andesita Vaquerías (5.6 Ma); lavas y brechas intermedias (pliocénicas); riolita pliocénica y riolita Galindo (4.8 Ma); ignimbrita Amealco (4.7 Ma); ignimbrita Huimilpan (3.4 Ma); riolita El Rincón (2.9 Ma); rocas volcánicas indiferenciadas (terciarias y cuaternarias); flujos máficos y conos de escoria-ceniza (cuaternarios). Las edades fueron determinadas por el método K-Ar (Aguirre-Díaz, 1996, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas).

En este trabajo se redefinió la estratigrafía documentándose dos unidades más, una anterior a la Andesita Vaquerías, la cual es una roca de composición intermedia, con fenocristales de feldespato K, algunas plagioclasas y pocos máficos, se la observó muy fracturada, siendo cubierta e intrusionada por lavas de la andesita Vaquerías, se la denominó como dacita La Cuesta. La segunda reposa sobre la andesita

Vaquerías y subyace a la ignimbrita Amealco, se trata de una roca intermedia a máfica, con fenocristales de hornblenda, se la denominó como andesita Santa Isabel.

Con la estratigrafía se reconstruyó la historia geológica de los sistemas de fallas mayores que existen en la zona. Esto con la finalidad de poder relacionar su actividad con eventos regionales. En el área de estudio existen dos sistemas principales que se intersectan, ambas estructuras tienen un movimiento de tipo normal y son representados por dos sistemas de fallas ubicados en el sector norte-poniente de la carta.

En este trabajo se documenta la actividad de los dos sistemas de fallas, a los cuales denominamos falla Lagunillas-Huimilpan de rumbo N30°W y falla La Cuesta de rumbo N75°E. Alaniz-Álvarez *et al.* (2001, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas) documentan estas fallas como falla Querétaro-Sur (N22°W) y falla Huimilpan (N80°E); la primera con actividad posterior a los 5.3 Ma; la segunda con actividad más reciente y la consideran como el límite de la estructura NW-SE.

A la falla La Cuesta con una orientación N75°E, hundimiento de entre 100 y 150 m, se le estimó una edad anterior a 4.7 Ma, ya que esta falla aparece cubierta por la ignimbrita Amealco. Para la falla Lagunillas-Huimilpan hemos documentado dos fases de actividad. La primera fase de deformación corresponde al segmento norte, éste cuenta con 7 km de longitud y un salto de entre 250 y 300 m. A lo largo de su traza se emplazaron una serie de cuerpos volcánicos de las andesitas Santa Isabel y es cortada por la falla La Cuesta, lo cual le asigna una edad anterior al emplazamiento de la andesita Santa Isabel. La segunda fase de deformación, registrada en el segmento Sur, el cual cuenta con 4 km de longitud y un salto de 15-20 m, tiene una edad posterior a 3.4 Ma, ya que afecta a la ignimbrita Huimilpan. Ese sector constituye una terminación de falla.

GET-16

ANÁLISIS DE FRACTURAMIENTO DE LA SIERRA DE LAS CRUCES

Morales-Barrera W.¹ y García-Palomo A.^{1,2}

¹ Servicio Geológico Metropolitano
E-mail: wnymora@hotmail.com

² Instituto de Geología, UNAM

La Sierra de las Cruces (SC) se localiza en el sector Central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en un área delimitada por las coordenadas 99°40', 99°00'W y 18°45', 20°00'N; con una longitud aproximada de 110 km y un ancho entre 45 a 25 km; la parte más alta la constituye el Cerro el Muñeco con 3860 msnm. La edad de la SC varía del Mioceno tardío al Pleistoceno. La Sierra de las Cruces separa a las Cuencas de México y Toluca.

De acuerdo al análisis geológico, estructural, morfológico y estratigráfico se ha dividido a la SC en tres principales zonas: la región Norte que comprende el Campo Volcánico Sierra de las Cruces, el Sector Taxhimay y Poza Honda; la región Centro donde se encuentran el Complejo volcánico San Miguel y la región Sur constituida por los volcanes la Corona y Zempoala.

La Sierra de las Cruces esta afectada por tres direcciones preferenciales de fracturas y fallas las cuales son: el sistema de fallas y fracturas N-S, con un rumbo que varía entre N15°W a N15°E, este predomina en la zonas Norte y Sur donde presenta arreglos en echelón, escalonados y ligeramente anastomosados y con una inclinación de sus planos predominantemente hacia el W. El segundo sistema de fallas y fracturas tiene un rumbo que varía entre N45°E a N65°E. Este sistema se presenta predominantemente en la porción central de la SC, donde se caracteriza por un arreglo de fallas y fracturas paralelas ligeramente anastomosadas, de longitudes cortas. Por último, se presenta el sistema de fallas y fracturas E-W que afectan a toda la Sierra de las Cruces, y el cual se caracteriza por longitudes cortas, con arreglos paralelos, que definen zonas específicas de cizallamiento. El buzamiento de las fallas es tanto al Norte como hacia el Sur.

El análisis de fracturamiento y fallamiento de la Sierra de las Cruces permitirá establecer un nuevo modelo de evolución estructural para la SC y para la Cuenca de México; además de poder zonificar las regiones susceptibles a sismos, deslizamientos y zonas de recarga.

GET-17

RECONOCIMIENTO DE LA CORTEZA CONTINENTAL BAJO LOS GRANDES ESTRATOVOLCANES DE LA FAJA NEOVOLCÁNICA MEXICANA: EVIDENCIAS ISOTÓPICAS

Schaaf P.¹, Martínez-Serrano R.¹, Solís-Pichardo G.²,
Hernández-Treviño T.¹, Morales-Contreras J.J.¹, Hernández-
Bernal M.S.², Valdez-Moreno G.¹, Castro-Govea R.¹, Siebe C.¹
y Carrasco-Núñez G.³

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: pschaaf@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

² Instituto de Geología, UNAM

³ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro,
Qro.

El volcanismo Plio-Quaternario de la Faja Neovolcánica Mexicana (FNM) cubre con sus productos magmáticos casi por completo la litología paleo-FNM. La única manera directa para reconocer la composición de la corteza continental debajo de la FNM es la información conservada en xenolitos. Sin embargo, hasta el momento sólo en secuencias de pómez del volcán Popocatepetl se han encontrado inclusiones graníticas, metapelíticas y de tipo skarn como evidencia para una corteza de rocas carbonatadas bajo del Popocatepetl, de la cual una parte posiblemente pertenece a la Formación Morelos.

La otra manera indirecta para identificar la composición de la corteza es el análisis isotópico de Sr,Nd y Pb de las secuencias magmáticas de la FNM. En este trabajo, el enfoque se fijó a la investigación isotópica de los grandes estratovolcanes de la FNM: Los volcanes de Colima, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba.

Los valores isotópicos más primitivos se obtuvieron de las rocas calcoalcalinas del Volcán de Colima con parámetros e-Nd entre +6 y +7 y 206Pb/204Pb entre 18.57 y 18.59, significativo para una corteza joven y primitiva sin grandes rasgos de diferenciación y asimilación. Por otro lado, el Pico de Orizaba en la parte Este de la FNM muestra los valores mas evolucionados de e-Nd entre -2 y +2 y 206Pb/204Pb entre 18.65 y 18.82, lo cual puede ser interpretado como consecuencia de asimilación de material grenvilliano del microcontinente Oaxaquia en esta región. Las muestras de la Malinche tienen valores de e-Nd entre -4 y +2 y 206Pb/204Pb de 18.56, los del Popocatepetl se encuentran entre +3 y +5 y 18.62 y 18.7, y los del Nevado de Toluca entre +4 y +5.5 y 18.55 y 18.62, respectivamente.

Se presenta una disminución de los valores e-Nd del Este al Oeste de la FNM, reflejando una dominante presencia de componentes corticales antiguas y posiblemente grenvillanas en el Este, calizas de la Formación Morelos debajo del Popocatepetl y una corteza joven y primitiva en la región de Colima. Las condiciones debajo del Nevado de Toluca y de la Malinche se pueden considerar como de composición intermedia entre los 3 componentes mencionados anteriormente.

GET-18

LA "PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL" REVISITADA I: GEOLOGIA REGIONAL

Luca Ferrari¹, Ma. Teresa Orozco Esquivel¹, Takahiro Tagami²,
Mugihiko Eguchi², Chiara Petrone³ y Jorge Jacobo Albarrán⁴

¹ Centro de Geociencias UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro,
Qro., México

E-mail: luca@geociencias.unam.mx

² Department of Geology and Mineralogy, Division of Earth and
Planetary Sciences, Kyoto University, Japón

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

⁴ Gerencia de Geociencias, Instituto Mexicano del Petróleo,
México, D.F.

La "Provincia Alcalina Oriental" (PAO) fue definida por Robin en la década de los setenta como una franja de burda dirección norte-sur que bordea el Golfo de México desde Coahuila y Tamaulipas hasta el campo volcánico de Los Tuxtlas en el sur de Veracruz. En el modelo de este autor la PAO estaría constituida por un volcanismo de tipo intraplaca provocado por una tectónica extensional relacionada con el Golfo de México y que tendría una migración de norte a sur desde el Oligoceno hasta el Presente. Los escasos estudios realizados en las décadas siguientes no han cuestionado de

manera sustancial esta interpretación un tanto simplista, con excepción de los trabajos de Nelson y Craver sobre Los Tuxtlas que sugieren mas bien una relación de este campo volcánico con la subducción.

Para esclarecer la naturaleza y el origen de este volcanismo y sus relaciones con la Faja Volcánica Trans-Mexicana hemos emprendido un estudio geológico, geocronológico, geoquímico e isotópico de la parte meridional de la PAO en los estados de Veracruz y este de Hidalgo y Puebla. Un análisis de la literatura existente y los datos de campo y geoquímicos recabados hasta la fecha permiten reconocer 5 áreas volcánicas que se describen a seguir. 1) Coladas de basaltos alcalinos de las estribaciones de la Sierra Madre Oriental entre Tlanchinol y Huautla con edades de entre 7.4 a 6.5 Ma. Se trata de coladas masivas que rellenaron valles profundos y fluyeron por hasta 30 km hacia la planicie de la costa. 2) Basaltos intraplaca del campo volcánico de Álamo y la Sierra de Tantima. El primero está constituido por alrededor de 50 cuellos volcánicos que en algunos casos muestran diques de alimentación con dirección NE. La Sierra de Tantima es un complejo volcánico lineal también alineado NE. No existen edades de este grupo pero 12 nuevas determinaciones K-Ar están en proceso. 3) Coladas de las estribaciones de la Sierra Madre Oriental de la región de Poza Rica. Se trata de coladas de basalto con firma de subducción moderada y gran volumen que fluyeron por más de 80 km desde la región de Huauchinango hacia la planicie costera. Existe una sola edad de 5.9 Ma para estas rocas pero 7 nuevas edades están en proceso. 4) Mesetas de basaltos intraplaca de la región de Chiconquiaco-Palma Sola con edades de entre 9 y 3.7 Ma. 5) El campo volcánico de Los Tuxtlas, que presenta una primera fase alcalina intraplaca entre 7.9 y 3.4 Ma y una actividad más reciente con mayor influencia de la subducción.

Entre el campo volcánico de Palma Sola y de Los Tuxtlas se encuentra el complejo volcánico submarino del Alto de Aneгада. Este fue perforado por tres pozos petroleros y detectado en algunas líneas sísmicas realizadas por PEMEX. El Alto de Aneгада está formado por basaltos alcalinos intraplaca muy semejantes a la primera etapa del volcanismo de Los Tuxtlas y al de Palma Sola. También tendría una edad del Mioceno superior de acuerdo a las relaciones estratigráficas inferida por la sísmica.

Las edades disponibles y la semejanza geoquímica sugieren que, más que una migración hacia el sur del volcanismo, se asiste a un único evento máfico del Mioceno superior que afecta una faja casi continua desde Huautla-Tantima hasta Los Tuxtlas. Un total de 27 edades K-Ar que se presentarán en la reunión y estudios geoquímicos e isotópicos en proceso probarán si esta hipótesis es correcta.

GET-19

LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL REVISITADA II: GEOQUÍMICA DE LAS COLADAS DE LAS ESTRIBACIONES DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL Y PLANICIE DEL GOLFO EN EL NORTE DE VERACRUZ Y NORESTE DE HIDALGO

Ma. Teresa Orozco-Esquivel y Luca Ferrari
Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro,
Qro., México
E-mail: torozco@geociencias.unam.mx

En el marco un estudio geológico, geoquímico y geocronológico de la parte meridional de la denominada "Provincia Alcalina Oriental" presentamos aquí los resultados de un estudio de elementos mayores y traza de rocas volcánicas que afloran en la Planicie Costera, entre Poza Rica y Tantima, Ver. Los resultados indican un cambio en la composición química de las lavas ocurrido probablemente en el Mioceno tardío.

En la porción norte del área se estudiaron los flujos de lava de la Sierra de Tantima, los cuellos volcánicos del denominado campo volcánico de Álamo y las mesas basálticas localizadas al oeste de estos afloramientos, hacia la Sierra Madre Oriental (SMO), entre Huautla y Tlanchinol, Hgo. Las edades reportadas indican una edad del Mioceno tardío para estas rocas.

En la porción sur del área, al W y NW de Poza Rica, Ver., se estudiaron flujos de lava emitidos en el borde de la SMO que forman mesas de gran extensión. Los pocos fechamientos publicados indican que las mesas de Poza Rica son más jóvenes que las descritas de la porción norte, con una probable edad del Mioceno tardío a Plioceno medio.

Las rocas de la porción norte presentan un rango de composición que incluye términos primitivos ($\text{SiO}_2=43.0-49.8\%$ en peso, $\# \text{Mg}=34.5-75.0$, $\text{Cr}=6-501$ ppm) con composición de basanita/tefrita-basalto-hawaiita-fonotefrita, observándose dentro de este grupo que las rocas de la Planicie Costera (Sierra de Tantima y cuellos volcánicos) son mayormente subsaturadas en sílice (normativas en nefelina); mientras que hacia la SMO las rocas tienden a ser saturadas en sílice (normativas en hiperstena). Las rocas que forman las mesas de Poza Rica son basaltos y hawaiitas saturados a ligeramente sobresaturados en sílice (normativas en hiperstena o cuarzo), con un estrecho rango de composición y ausencia de términos primitivos ($\text{SiO}_2=47.3-48.0\%$ en peso, $\# \text{Mg}=50.4-61.2$, $\text{Cr}=4-52$ ppm).

El contenido de elementos traza indica que las rocas de la Sierra de Tantima y los cuellos volcánicos del campo de Álamo son del tipo OIB, presentando alto contenido de Nb (33-90 ppm), bajo Ba/Nb (6.7-8.1) y Zr/Nb (3.7-6.5), así como enriquecimiento en elementos de las tierras raras ligeras (La/Yb=14.6-28.5). La composición de las rocas se puede modelar por fusión parcial de bajo grado de una lherzolita con composición enriquecida tipo OIB que contenga granate y

anfíbol como fases residuales. Las rocas de las mesas de Huautla-Tlanchinol tienen en general una composición similar, aunque se observa que están ligeramente más enriquecidas en los elementos litófilos grandes (LILE) con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE) ($Ba/Nb=6.6-11.3$), lo cual probablemente se puede atribuir a contaminación cortical ya que estas rocas ascendieron a través de una corteza de mayor grosor.

El contenido de elementos traza en las rocas de las mesas de Poza Rica es claramente diferente con contenidos bajos de Nb (16-22 ppm), alto Ba/Nb (10.7-23.3), alto Zr/Nb (10.5-16.1) y con un patrón de tierras raras más plano ($La/Yb=6.5$). La composición de estas rocas indica un origen por grados de fusión mayores de un manto enriquecido, sin la participación de granate o anfíbol residual. Las altas relaciones de LILE/HFSE observadas en estas rocas se consideran típicas de magmas asociados de subducción.

GET-20

MIOCENE SLAB DETACHMENT EVENTS IN CENTRAL MEXICO: CAUSES AND CONSEQUENCES

Luca Ferrari

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.
E-mail: luca@geociencias.unam.mx

I propose that the lower part of the Farallon slab subducted beneath Mexico has detached twice during the Miocene in order to explain the episodic volcanic record of central Mexico and several geodynamic changes in the region. Initiation of slab detachment beneath Mexico must have occurred as a consequence of the approach of the East Pacific Rise (EPR) to the paleotrench west of Baja California because of the increasing buoyancy of the incoming crust and, eventually, the capture of the Farallon remnants (Morro, Arguello, Guadalupe and Magdalena microplates) by the Pacific plate that produced a retrograde motion of the shallow part of the slab. Because the trench was oblique with respect to the EPR segments this process progressed southward from southern California to the tip of Baja California from 28.5 to 12.5 Ma. Major events of microplate capture at 24-20 Ma and 12.5 Ma correlate with initiation of detachment events. Unlike slab detachment triggered by the arrival of continental lithosphere at the trench (e.g. the Mediterranean area) subduction in Mexico has continued along part of the trench after the detachment.

A first consequence of slab detachments is the influx of hotter and geochemically enriched sub-slab material into the slab-free area. Our first integration of the geology of the whole central Mexico reveals a number of features that support the detachment model and allow inferring the location through time of these events. A first detachment of the lower part of the Farallon slab is proposed to have begun shortly before the contact between the Pacific and North America plate at ~28.5 Ma. A tear in the slab propagated SSE and produced a transient thermal anomaly that resulted in partial melting of the

crust, ignimbrite flare up and extension at ~24-20 Ma in the southern Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2002, Tectonics). A second detachment event is inferred as a result of the end of subduction of the Magdalena microplate at 12.5 Ma. In this case the slab detached from the southern Gulf of California toward the ESE, paralleling the southern Mexico trench system. This event is considered to have caused an eastward migrating mafic pulse of volcanism, presently observed in the northern part of the TMVB between 11 and 7 Ma (Ferrari *et al.*, 2000, Tectonophysics) along the propagating tear that passed beneath Tepic, Guadalajara, Los Altos de Jalisco, Queretaro, Pathé-Aljibes and, possibly, the Tlanchinol-Tantoyuca, Alamo-Tantima and Huauchinango-Poza Rica areas (northern Veracruz) of the so-called "Eastern Alkaline Province". A further propagation of the detachment to the SSE in latest Miocene-early Pliocene could have produced the alkaline volcanism of the Palma Sola, Alto de Aneгада and Los Tuxtlas, as slab detachment is now proposed to have occurred between 10 and 3.8 Ma in northern Central America (Rogers *et al.*, Geology, in press).

Slowing convergence of the Rivera and Cocos plate with respect to North America at ~10 Ma is a likely consequence of the loss of slab pull following the last detachment event. The geochemically heterogeneous mantle and the thermal anomaly detected by several studies beneath the TMVB, as well as the occurrence of OIB volcanism since the end of Miocene could be explained by the influx of enriched asthenospheric material into the gap formed by the detachment. A further consequence predicted by numerical modeling of slab detachment is an uplift of the forearc region, which is presently being investigated. The region underlain by the slab free area should also experience epeirogenic uplift because of the flux of asthenosphere at shallow depth. This could be the reason for post 10 Ma uplift of the Teziutlan-Palma Sola area and of the margin of the Sierra Madre Oriental in the Huejutla de Reyes area.

GET-21

ACCRETIONARY PRISM IN THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE INFERRED FROM GRAVITY MODELING

M. Manea, V.C. Manea and V. Kostoglodov
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: marina_manea@yahoo.com

The subducting Cocos and Rivera plates are very young (< 17 Ma), as a result they are covered typically with a relatively thin layer (170-200m) of pelagic and hemipelagic sediments [Moore *et al.* 1982]. Nevertheless, the accretionary prism at Middle America Trench (MAT) is essential, as the subduction contact and the coupling between the continental granites and the oceanic crust may depend on the size of the accretionary prism. The difference between the locations of the observed free-air gravity forarc low and bathymetric minimum (trench) provides the way to estimate the sediment thickness in the accretionary prism. We processed 16 gravity profiles crossing the MAT at the right angle. The profiles are distributed

uniformly from the southern Oaxaca up to the northern Jalisco. We found that the bulk of the accretionary prism decreases from the South up to the North along the MAT, which means that the contact between continental granite and oceanic basalts come closer to bathymetrically defined MAT. This is not surprising because the plate age along MAT (to the North) decreasing from 16.8 My (Southern Oaxaca) to ~10 My (Northern Jalisco), meaning that less oceanic sediments were deposited over the younger oceanic plate, and the accretionary prism diminishes. The variation between the bathymetric trench and the point of plate contact varies from ~15 km in southern Oaxaca to ~1 km in northern Jalisco. The strong coupling between the continental and oceanic plates should not exist right beneath the accretionary prism. This might be a controlling factor on the up-deep limit of the seismogenic-coupled zone. For example, the coupled zone in Oaxaca can be shorter up to 15 km.

GET-22

TEMPERATURE MODELS FOR THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE

V.C. Manea¹, V. Kostoglodov¹, C.A. Curie^{2,3}, M. Manea¹, and K. Wang^{2,3}

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: vldy@ollin.igeofcu.unam.mx

² School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria, B.C., Canada

³ Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Sidney, B.C., Canada

It is well known that the temperature is one of the major factors which controls the seismogenic zone. The Mexican subduction zone is characterized by a very shallow flat subducting interplate in its central part (Acapulco, Oaxaca), and deeper subduction slabs northern (Jalisco) and southern (Chiapas). It has been proposed that the seismogenic zone is controlled, among other factors, by a temperature. Therefore, we have developed four two-dimensional steady state thermal models for Jalisco, Guerrero, Oaxaca and Chiapas. The updip limit of the seismogenic zone is taken between 100°C and 150 °C, while the downdip limit is thought to be at 350°C because of the transition from stick-slip to stable-sliding. The shape of the subducting plate is inferred from gravity and seismicity. The convergence velocity between oceanic and continental lithospheric plates is taken as the following: 5 cm/yr for Jalisco profile, 5.5 for Guerrero profile, 5.8 for Oaxaca profile, and 7.8 for Chiapas profile. The age of the subducting plates, since they are young, and provides the primary control on the forearc thermal structure, are as the following: 11 My for Jalisco profile, 14.5 My for Guerrero profile, 15 My for Oaxaca profile, and 28 My for Chiapas profile. We also introduced in the models a small quantity of frictional heating (pore pressure ratio 0.98). The value of 0.98 for pore pressure ratio was obtained for the Guerrero profile, in order to fit the intersection between the 350°C isotherm and the subducting plate at 200 Km from trench. The value of 200 km coupling zone from

trench is inferred from GPS data for the steady interseismic period and also for the last slow aseismic slip that occurred in Guerrero in 2002. We have used this value of pore pressure ratio (0.98) for all the other profiles. For the others three profiles we obtained the following coupling extents: Jalisco–100 km, Oaxaca–170 km and Chiapas–125 km (from the trench). Independent constraints of the thermal models come from the surface thermal measurements (offshore-Prol-Ledesma *et al.* (1989) and onshore-Ziagos *et al.* (1985)). Unfortunately these measurements are very sparse, and present an important dispersion and have large uncertainties. In our models, all profiles show a decrease in heat flow from the trench towards the continent, which is characteristic for subduction zones. We also have included a mantle wedge flow current in order to keep a constant depth to the lithosphere-asthenosphere boundary. This mantle wedge convection provides an increase in heat flow near the volcanic arc which is consistent with the surface observations. Our models indicate that the seismogenic zone in Mexico comprised between 100°C and 350°C is in good agreement with the coseismic rupture width inferred from the megathrust earthquake aftershocks and seismic models of rupture. These thermal models will be used to calculate the thermal stresses induced by the subducting plate.

GET-23

BATHYMETRY AND SEAFLOOR REFLECTIVITY OF THE RIVERA TRANSFORM: IMPLICATIONS FOR RIVERA-PACIFIC RELATIVE PLATE MOTION

W.L. Bandy, F. Michaud, C.A. Mortera-Gutierrez, J. Bourgois, J.Y. Royer, T. Calmus, J. Ortega-Ramirez, J. Dymant, M. Sosson, B. Pontoise and M. Rebolledo Vieyra
Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: bandy@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
UMR, Geosciences Azur, CNRS, IRD-LGTE

The relative motion between the Rivera and Pacific plates is currently the subject of debate. To resolve this debate, multibeam bathymetry and seafloor reflectivity data was collected along the entire extent of the Rivera Transform during project BART (BATHymetry of the Rivera Transform); funded by CONACyT and CNRS. The survey was conducted in April 2002 aboard the N/O L'ATALANTE employing a dual Simrad EM-12 system. These data were processed by IFREMER during the survey, producing a grid of bathymetric values (grid spacing 200m x 200m) and a mosaic of the seafloor reflectivity data.

The transform displays four distinct morphotectonic zones. East of 107.1W the transform is, for the most part, marked by a narrow, continuous trough. Between 107.1W and 109.27W the transform zone is marked by a broad, deep basin. Within this basin east of 108.58W, the morphology is indicative of seafloor spreading/crustal extension. Surface magnetic data does not clearly delineate the location of the spreading axis, nor does it exhibit any clearly defined symmetry. However, the reflectivity data indicates that it presently coincides with a depression located at 108.22W. The width of this zone (~110

km) is consistent with a coeval initiation of both the spreading center and the transform (at ~ 1.5 Ma). The spreading fabric within this part of the basin is disrupted by an en-echelon fault system. Within the basin west of 108.58W, two fault systems are observed. The first system, marked by a discontinuous bathymetric trough, is located along the southern margin of the basin. This trough is aligned with the northern margin of the zone of seafloor spreading fabric observed in the eastern part of the basin. The second system is a left-stepping, en-echelon fault system extending from the northern margin of the basin to the east to the basin's southern margin to the west. At the western end of the basin, only two narrow troughs are observed to extend westward out of the basin; the southernmost of which (oriented S55E) is the westward extension of the trough running along the southern boundary of the basin. The northernmost trough (oriented S40E) is part of the en-echelon fault system observed within the basin. West of 109.27W the deep basin terminates, and four, short, narrow bathymetric troughs are observed; three of which splay off the northernmost trough extending out of the central basin.

We interpret the two fault systems within the Rivera Transform to be the result of a recent change in Rivera-Pacific relative plate motion; the en-echelon fault system being the result of the present day motion and the better developed, more continuous fault system being the older system. The orientations of the faults comprising the older system are best described by a Rivera-Pacific Euler pole located at 25.7N, 104.8W; whereas those exhibited by the recent fault system are best described by a Rivera-Pacific Euler pole located at 22.7N, 105.7W.

GET-24

MODELO DE INVERSIÓN 3D DE LA CORTEZA OCÉANICA EN EL PASAJE DEL DRAKE EN LA ANTARTIDA

E. Leticia Flores-Márquez¹, Emma Suriñach-Cornet² y Jesús Galindo-Zaldívar³

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: leticia@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

² Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, España

³ Depto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, España

Se presenta un análisis detallado de la gravimetría y batimetría de la zona central del pasaje del Drake en la Antártica, con la finalidad de contribuir al entendimiento de los procesos tectónicos que han influido en la zona y determinar la geometría de la interfase manto-corteza. Se interpretan los datos procedentes de barco de la campaña ANTPAC 97/98 y datos de satélite GEOSAT de Sandwell and Smith (update 2001). Se realizó una comparación estadística de los dos conjuntos de datos, obteniendo su correlación. Aquí se exhiben las ventajas y desventajas del uso de datos de satélite. Entre las ventajas destaca su utilidad para determinar la geometría de estructuras profundas de gran tamaño. También permite una

cobertura completa en una zona de difícil acceso. Sin embargo, una desventaja clara es la sub-estimación de las profundidades a las que se encuentran las estructuras, además del bajo control que se obtiene en el cálculo de la batimetría. Después, en ambos conjuntos de datos, se realizaron las correcciones de gravedad que permiten obtener la anomalía gravimétrica total para la zona, para ello la corrección de la contribución de la masa de agua del océano y la topografía del piso oceánico fueron tomadas en cuenta (corrección por placa de agua). Luego utilizando un método espectral determinamos la profundidad media de las estructuras responsables de la anomalía regional, obteniéndose 10.5 km en el caso de datos de barco y 8.8 km en el caso de datos de satélite. Este método también nos permitió realizar una separación regional-residual de la señal gravimétrica total, utilizando un filtro Butterworth con una frecuencia de corte de 0.082 km⁻¹. A la correspondiente anomalía regional, es decir la debida a las flexiones del manto, se le realizó un proceso de inversión numérica para obtener las profundidades de la interfase manto-corteza. La zona está caracterizada por levantamientos del Moho siguiendo los lineamientos de la SFZ y del WSR.

El modelo tridimensional de la interface Corteza-Manto nos permitió inferir que la SFZ está formada por el efecto combinado del levantamiento del manto, que coincide generalmente con la posición de cuencas transtensivas desarrolladas en dicha zona y una depresión del manto en las zonas elevadas de la SFZ. Esta geometría sugiere que, a pesar de que es una estructura activa, existe una tendencia a reequilibrarse isostáticamente. Por otra parte, se observa un pronunciado adelgazamiento de la corteza o densificación de la misma al Sur de la dorsal de expansión de Scotia occidental, combinado con un engrosamiento o baja densidad de dicha dorsal extinta. Esta estructura puede haberse desarrollado por un cabalgamiento en la corteza continental del Mar de Scotia que engrosaría la zona ocupada por el antiguo dorsal extinto (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2000). El análisis gravimétrico tridimensional muestra la extensión lateral de esta estructura tectónica que se prolonga, intersecta y se hace más nítida hacia la Zona de Fractura Shackleton.

ESTUDIOS TEÓRICOS Y OBSERVACIONALES SOBRE DEFORMACIÓN

GET-25

ORIENTACIÓN DE SISTEMAS DE FRACTURAS Y FALLAS EN EL SUBSUELO

Jorge Zaldivar Ruiz
Instituto Mexicano del Petróleo
E-mail: jzaldiva@imp.mx

Orientar los sistemas de fracturas y fallas en el subsuelo es una tarea más complicada que en condiciones superficiales. En términos generales, se considera que la mejor información para realizar esta tarea es la información sísmica, pero una de sus

limitaciones es que solo permite el estudio de las fallas de cierta escala, y las de menor tamaño, simplemente no son evidentes.

Esta limitación de la información sísmica, hace necesaria la utilización de otras herramientas que proporcionan información adicional sobre las estructuras en el subsuelo. Por ejemplo los registros de imágenes de pozo (FMI y FMS), cuya toma, al menos en los campos mexicanos, no es tan frecuente. Otras herramientas son los registros de echado (HDT) y, en forma más directa los datos aportados por los núcleos recuperados de los pozos perforados dentro de los campos petroleros. Además existen otros medios para tratar de definir las fallas subsísmicas en el subsuelo, partiendo de la información proporcionada por los registros geofísicos convencionales y empleando algunas técnicas del análisis de curvatura.

El estudio de datos sobre fracturas u otra estructura existente en los núcleos recuperados de los campos petroleros de México, imponen un reto debido a que la mayoría de los casos, si no es que en todos, los cilindros rocosos se extrajeron sin criterios de orientación, es decir no se tienen las marcas adecuadas que permitan conocer la orientación geográfica de las estructuras que se encuentran en el núcleo en su sitio de corte. Esto es un hecho no exclusivo de la industria petrolera nacional, también existen casos citados por la literatura en otros países.

Tradicionalmente se ha considerado que la información de los núcleos no orientados no puede ser utilizada. Sin embargo, esta no es la consideración de este trabajo, ya que como se mostrará, se cuenta con ciertos criterios y procedimientos de trabajo, que permiten usar esta información y orientarla, obviamente con diferentes grados de confianza.

Los datos de orientación de las estructuras que se miden sobre los núcleos no orientados, resultan con un grado de incertidumbre que se reduce a medida que se cuenta con datos adicionales de cualquier otra estructura que se relacione con la estratificación, las configuraciones en profundidad de los intervalos nucleados, registros de imágenes de pozo, etc.

Precisamente el trabajo durante la etapa de recolección de datos consiste en buscar, registrar y orientar, todas las estructuras visibles sobre el núcleo, tratando de obtener las relaciones angulares entre ellas, que mas tarde, ayuden a encontrar las orientaciones mas probables que estas estructuras puedan tener en el subsuelo, es decir, en el lugar de la toma del núcleo.

GET-26

DIMENSIÓN FRACTAL DE UNA FALLA MAYOR

Angel F. Nieto-Samaniego¹, Susana A. Alaniz-Alvarez¹, Gustavo Tolson², Claudia Oleschko² y Gabor Korvin³

¹ Centro de Geociencias, UNAM

E-mail: afns@geociencias.unam.mx

² Instituto de Geología, UNAM

³ King Fahd University of Petroleum and Minerals, Dhahran, Saudi Arabia

Existen numerosos parámetros que miden la dimensionalidad de un conjunto de fallas o fracturas; entre ellos destaca la distribución de longitudes de fractura, el cual es uno de los parámetros más elusivos de determinar si se considera al conjunto total de fracturas como una estructura compleja. Datos reportados en la literatura muestran una amplia dispersión de D que cubre todo el espectro de valores posibles, limitados por la dimensión topológica de los espacios de muestreo. En el caso que nos ocupa, de trazas de fractura, los límites son 1 y 2. Adicionalmente, se han reportado valores superiores e inferiores a dichas dimensiones topológicas, los cuales nosotros interpretamos como producto de una selección inadecuada de los objetos muestreados al trabajar en un espacio bidimensional.

Basados en el análisis de longitudes de fracturas que varían desde 10-1 hasta 104 milímetros medidos en la Falla de Los Planes, ubicada en La Paz, BCS, hemos determinado que existen valores límite máximos para los parámetros siguientes:

- Densidad de Fractura ($FD = (1/A) \sum (l/2)^2$, donde N_{tot} es el número total de fracturas, A el área analizada y l la longitud de la traza de la fractura.
- Exponente de la distribución de longitudes de fractura acumuladas
- Dimensión de caja.

Los dos últimos muestran un valor límite máximo de 1.87, el cual interpretamos como la dimensión fractal del conjunto total de fracturas que constituyen la Falla de Los Planes.

Para corroborar lo anterior, utilizamos un modelo que simula el comportamiento de fracturas basado en la Carpeta de Sierpinski. Se derivaron relaciones entre $R=A^{-2}$ y los parámetros mencionados. Adicionalmente, se usó un parámetro de concentración de fracturas definido por $c=[1/(N_{tot}/A)^{1/2}](N/L)$, donde N es el número y L la longitud total de las fracturas de longitud l .

Con mucho, el mejor ajuste de nuestros datos lo obtenemos para la relación entre c y R que, de acuerdo con el modelo de la carpeta de Sierpinski, obedece a: c proporcional a R^{D-1} . Lo anterior nos arroja un valor de $D=1.8785$ para la totalidad de nuestros datos. Este valor es exactamente el que se obtuvo como valor límite máximo para las dimensiones de caja y exponentes de longitudes de fractura acumuladas. Por lo

anterior proponemos que una falla mayor puede manejarse como un objeto unifractal, cuya dimensión fractal puede ser definida por el valor límite máximo de las dimensiones de caja y de exponentes de longitudes de fractura acumuladas obtenidos al analizar distintos puntos del objeto a distintas escalas.

GET-27

ANÁLISIS DE CURVATURA, HERRAMIENTA EN LA DETECCIÓN DE ZONAS DE MÁXIMA DEFORMACIÓN Y FRACTURAMIENTO

Mandujano Velasquez J.¹, Khachaturov Vladimirovich R.² y Tolson Jones G.²

¹ Dirección Ejecutiva de Exploración y Producción, IMP
E-mail: jmanduja@www.imp.mx

² Instituto de Geología, UNAM

En años recientes la producción de hidrocarburos en reservorios fracturados ha tenido una relevante importancia en México, por lo cual cualquier investigación acerca del origen y desarrollo del plegamiento, fracturamiento y fallamiento que genere reservorios de hidrocarburos será de gran interés. Asimismo, se ha demostrado que existe una correlación entre la densidad del fracturamiento, con la curvatura de una estructura plegada, así como con el fallamiento principal asociado a la misma.

El objetivo de este trabajo, fue el de generar un algoritmo matemático, para calcular el máximo valor de la curvatura local en cada uno de los puntos de una superficie geológica, así como diseñar un software para el cálculo del algoritmo y su representación gráfica, para, finalmente, obtener la relación entre las zonas de máxima deformación con respecto a las de almacenamiento de los hidrocarburos.

El campo Cantarell en la Sonda de Campeche, presenta una estructura plegada, fracturada y afallada, la que produce gran cantidad de hidrocarburos, motivo por el cual el método desarrollado en este trabajo, fue aplicado a la misma.

El horizonte analizado consistió de un mapa de contornos estructurales de la brecha de edad Cretácico Superior-Paleoceno, sobre el cual se generó una malla cuadrículada con espaciamiento de 200 m de los nodos.

Las conclusiones a las que se llegaron, en función de los resultados obtenidos a través del algoritmo matemático desarrollado, se pueden resumir en los siguientes puntos:

- 1) Se ha generado un nuevo algoritmo para calcular la curvatura local originada por altas concentraciones de esfuerzos y deformación.
- 2) El algoritmo matemático está basado en un arreglo geométrico simple, es relativamente fácil para implementar, es altamente eficiente, este puede ser aplicado a cualquier tipo de superficie geométrica, y los requerimientos de

memoria de la computadora que necesita el software son mínimos; lo que hace de este método una herramienta muy poderosa para el análisis de la curvatura local.

3) Los lineamientos obtenidos a partir del cálculo de la curvatura local, implican zonas del máximo valor de la misma, y corresponden con el principal sistema de fallamiento, el cual está directamente relacionado con la deformación transpresiva por cizalla simple, generado en la Sonda de Campeche durante el Mioceno Medio.

4) Se confirma, que el principal factor que condicionó el desarrollo de la curvatura local, es el sistema principal de fallas de deslizamiento lateral derecho, dejando, a la curvatura propia de la estructura, como un factor secundario en la mayoría de la misma, haciéndose presente solamente en el frente de esta, en su porción noreste.

5) Se puede observar que el frente de la estructura, es un lugar característico en el cual se tiene la interrelación o combinación entre la curvatura frontal originada por el plegamiento (deformación plástica), y el frente de cabalgamiento principal (deformación elástica), siendo esta interrelación muy compleja, y de esta forma enmascarando el comportamiento de los valores de la curvatura local.

6) Finalmente, mencionaremos que la importancia de los valores mayores de la curvatura local, la cual corresponde tanto a la curvatura geométrica, así como al fallamiento principal de la estructura, es que estos corresponden con las zonas de máxima acumulación de hidrocarburos.

GET-28

ENSAYO SOBRE LA EVOLUCIÓN DE FRACTURAS EN ROCAS CARBONATADAS

Salvador Ortuño Arzate, Helga Ferket, Francois Roure y Rudy Swennen

Instituto Mexicano del Petróleo
E-mail: sortuno@imp.mx

Los estudios de la fracturación en rocas carbonatadas ponen en evidencia que estos objetos geológicos tienen orígenes múltiples y que su evolución tiene lugar a lo largo de toda la historia de la roca. Los procesos implicados en esta historia operan desde la etapa de litificación y compactación hasta la evolución diagenética, epigenética y de deformación tectónica s.s.

En los estudios diagenéticos o microtectónicos de rocas carbonatadas generalmente pueden ser identificadas una gran cantidad de estructuras relacionadas con la historia diagenética y tectónica. La diferenciación de su génesis y evolución es frecuentemente difícil cuando no imposible.

En el caso de las rocas carbonatadas, generalmente se observan diferentes estructuras diagenéticas como son: los cementos tempranos o tardíos de matriz calcárea, cristales de

dolomita, fracturas de diferentes orígenes y geometrías, estructuras de karstificación, planos de disolución paralelos a la estratificación o planos BPS (Bedding parallel stylolites), planos de disolución perpendiculares a los estratos denominados estructuras LPSS, (Layer parallel shortening stylolites), entre otros. Todas estas estructuras diagenéticas o de deformación pueden ordenarse en una secuencia cronológica relativa.

En particular, el análisis de estas fracturas o sistemas de fracturamiento permite evidenciar que ostentan diferentes orígenes y que es posible establecer su ubicación cronológica relativa en el marco de su historia geológica integral.

Palabras clave: Fracturas, fracturamiento, diagénesis, rocas carbonatadas.

TECTÓNICA DEL SUR DE MÉXICO

GET-29

VARIACIONES PETROLOGICAS DEL PLUTONISMO ANATEXITICO EN EL ARCO MARGINAL PERMO-CARBONIFERO DE LA FAJA ESTRUCTURAL OAXAQUEÑA

S.D. Bazán-Perkins y S. Bazán Barrón
Industria Minera Indio, S.A.
E-mail: bazanperkins@hotmail.com

Como consecuencia de varios estudios petrográficos, isotópicos y geocronométricos realizados por gran número de autores, en diversas secuencias precámbricas que afloran en la Sierra de Chiapas, Complejo Oaxaqueño, Gneis Mixtequita, Gneis Huiznopala, Gneis Novillo y Gneis Carrizalillo que constituyen la Faja Estructural Oaxaqueña postulada por Fries (1962), se han identificado diversos cuerpos granitoides de carácter anatexítico emplazados en las citadas rocas precámbricas, con edades consistentes entre 208 a 349 m.a.

Por la posición alineada que presentan los granitoides anarogénicos, en forma geométrica de NNW a SSE a lo largo del territorio México, determinan un evento de subducción de la paleoplaca pacífica del Geosinclinal Cordillerano, en contra y bajo la Faja Estructural Oaxaqueña que desarrolló un arco plutono-volcánico continental activo durante el Permo-Carbonífero. Este evento de subducción y cabalgadura continental está bien expuesto hacia la región de San Andrés Nuxiño, Oaxaca y sus efectos de plutonismo se extienden por una franja de más de 300 Km de ancho, si consideramos que la trinchera de subducción fue erosionada profundamente hacia el occidente, para exponer las cortezas ofiolíticas de lo que se considera Complejo Acatlán. (Bazán, 1980, 1982, 1984 y 1986; Bazán Perkins y Bazán 1988; y Bazán-Perkins 1992 y 1996)

Es interesante mencionar que en la propia corteza oceánica en subducción de la placa Nuxiño, aparecen diversas intrusiones calco-alcálinas emplazadas que involucran una fusión parcial o total a profundidad en el propio Complejo Acatlán, aparentemente por varios cientos de metros y posiblemente hasta kilómetros para el proceso plutónico de anatexis. Esto explica la naturaleza y origen de los Granitoides Esperanza, Tronco de Totoltepec, Tonalita San Andrés Nuxiño, Granodiorita Juchatengo y otras rocas plutónicas del Permo-Carbonífero, emplazadas en la potente secuencia del Complejo Acatlán y que indudablemente involucraron a las secuencias precámbricas, ahora muy erosionadas.

Ahora bien, como resultado de diversos muestreos sistemáticos de las rocas plutónicas paleozoicas emplazadas en las secuencias precámbricas, se determinó que las fusiones líquido-gaseosa con temperaturas de 700 a 900°C, fundieron las rocas preexistentes sin gran movilidad magmática entre 15 a 25 Km de profundidad, incluyendo fusiones de varios kilómetros por abajo del plano de Benioff de la placa Nuxiño. Esto explica una fusión hidratada de las rocas con una cristalización magmática parcial, diferencial, selectiva o completa según la composición original de cada grupo o supergrupo de la potente secuencia precámbrica, ocasionando más bien reacciones químicas progresivas que cambios abruptos, para la composición del plutonismo resultante. En gran medida los cambios manifiestan un peculiar plutonismo para cada grupo o subgrupo de los Supergrupos Pápalo (2800-2600), Supergrupo Zimatlán (2400-1800 m.a.) y el Supergrupo Telixtlahuaca (1400-1000 m.a.), en donde no se observan eventos de anatexis anteriores, emplazados en los referidos eratemas del Precámbrico.

Así, por ejemplo, podemos advertir una asimilación parcial para los supergrupos Zimatlán y Telixtlahuaca en la masa batolítica del Granito Huitzo-Etla, expuesto en el Cerro del Hualache de 2750 m. de elevación, que tiene su eje mayor E-W de 18 Km y el menor N-S de 12 Km que además, contiene numerosos apófisis que duplican su extensión. El núcleo y la cima de este batolito reportó granito, mismo que gradúa hacia los lados a granodiorita de hornblenda y biotita; hacia las partes bajas diques de monzonita, diorita y finalmente anortosita de carácter pneumatolítico en las planicies y restringida a las ofiolitas del Grupo Oaxaca, unidad basal del Supergrupo Telixtlahuaca, donde son comunes los apófisis de granitos subyacentes, como en el área de la presa Los Cuajilotes que ocasionaron la feldespatización, introducida con el mismo evento magmático por soluciones líquido gaseosas derivada de la alteración de las dioritas y gabros de las propias secuencias ofiolíticas del Grupo Oaxaca.

Es importante hacer notar que este magmatismo calcoalcalino que afectan a las rocas anfíbolitas con diques y apófisis en el Supergrupo Pápalo, asignado al Arqueano, presenta un cambio peculiar de reacción química con los greenstone belts máficos y ultramáficos, al constituir cuerpos intrusivos de Tonalita. Por consecuencia, podemos concluir que

con ligeros cambios, este modelo se reitera para todo el arco marginal Permo-Carbonífero de afinidad Pacífica que afectaron las secuencias precámbrica de la FEO.

Al respecto, es oportuno enfatizar que no obstante el metamorfismo retrógrado del Terciario, consistente en una intensa cataclasis y milonitización que afecta a las secuencias precámbricas, paleozoicas y mesozoicas no obscurece ni borra la naturaleza original de las rocas en su clase química, color, textura, estructura y mineralogía por lo que es posible establecer la sucesión estratigráfica y su fácil mapeo, así como su correlación continental y hasta global.

GET-30

DIFERENCIAS TECTONICAS ENTRE LAS FAJAS ESTRUCTURALES OAXAQUEÑA (FEO) Y GRENVILLIANA (FEG) DE NORTEAMERICA

S.D. Bazán-Perkins y S. Bazán Barrón
Industria Minera Indio, S.A.
E-mail: bazanperkins@hotmail.com

La diferencia entre las fajas estructurales Oaxaqueña (FEO) y Grenvilliana (FEG) se basa en la evolución tectónica y paleogeográfica que exhiben, determinada por la litoestratigrafía identificada y reportada para cada una de las secuencias representadas en el tiempo y el espacio. Si bien, la FEO exhibe mayor afinidad paleogeográfica y litoestratigráfica con la faja estructural Rondonian/Pacaas Novos Brasil y San Ignacio/Sunsás Bolivia, aparecen sobrepuestas a un basamento formado por eventos tectónicos anatecticos y de arcos marginales anteriores, de 1750-1600 m.a. de la provincia Rio Negro-Jurema, según Litherland *et al.* (1989) y Gerald *et al.* (2001). Estos eventos no aparecen para el segmento del territorio de México con datos isotópicos, geocronológicos y petrográficos confiables, según los estudios reportados en las extensas secuencias que definen la FEO.

En efecto, desde que Fries *et al.* (1962), Fries y Rincón-Orta (1965), Fries *et al.* (1966-1967) y Ruiz-Castellanos (1979) publicaron sus datos isotópicos y geocronométricos, las posteriores edades reportadas no las anulan sino más bien las confirman en tiempo, para los respectivos eventos de magmatismo y metamorfismo identificados en las secuencias de la FEO, aflorantes en el Gneis Carrizalillo, Chihuahua, Gneis Novillo, Tamaulipas; Gneis Huiznopala, Hidalgo; Complejo Oaxaqueño, Puebla y Oaxaca y Macizo de Chiapas, Chiapas. Los citados autores reportaron fechas de los eventos con edades decrecientes de 1500 ± 230 m.a. para la ofiolita subductada El Catrín; las de 1210 ± 140 a 1110 ± 25 , para el arco Telixtlahuaca y las de 960 ± 110 a 895 ± 30 m.a. que representa el período final de la Orogenia Oaxaqueña. Así como el conspicuo plutonismo de anatexis del arco marginal Huitzo-Etla del Permo-Carbonífero que reporta edades de 272 ± 8 m.a. y 240 ± 30 m.a. que Bazán (1984) y Bazán-Perkins y Bazán (1988) lo relacionan al evento de subducción

de la Placa Nuxiño del Geosinclinal Cordillerano que interactuó bajo todo el frente occidental de la FEO, durante los 315 a 207 m.a. en un ambiente de afinidad Pacífica.

Podemos establecer entonces que la Faja Estructural Grenvilliana se inició a partir de un rift aislado de apertura oceánica Atlántica del Norte, sobre impuesta a las orogenias Kenorana (2500 m.a.), Hudsoniana (1750 m.a.) y Elsoniana (1400 m.a.) que evolucionó a geosinclinal hasta Texas, limitado o enclaustrado entre los escudos arqueanos Canadiense y Mexicano, al Noroeste y Sureste respectivamente. Estas condiciones paleogeográficas y tectónicas propiciaron y desarrollaron la intensa deformación progresiva de las rocas en la facies superior de anfibolita y de granulita para el metamorfismo regional reportado por Wynne-Edwards (1972), mismos que no se observan dentro de la FEO, cuya evolución tectónica regional fue progresiva en facies de esquistos verdes a las facies de anfibolita, debido a que su antepaís consistía sólo de una plataforma que evolucionaba en el Geosinclinal Cordillerano y en posición paralela, cuya apertura se relaciona al Proterozoico Medio (1600-1000 m.a.)

Para postular estas relaciones tectónicas, se parte de la potente sucesión litoestratigráfica observada que se apoyada en varios cientos de estudios petrográficos y reconocimientos de campo que permiten distinguir varios eratemas asociados con la FEO, por medio de expresivos hiatos y discordancias, además de contener depósitos sinsedimentarios de origen bacterial, correlacionables con las secuencias precámbricas de los cratones de Norteamérica y de Sudamérica, publicados por Bazán (1984, 1987, 1994, 2001) y Bazán-Perkins (1994). Estas discordancias regionales separan al eratema basal de rocas toleíticas y komatíticas de los greenstone belts del Supergrupo Pápalo, asignado al Arqueano (± 2600 m.a.), de los paragneises del Huroniano Supergrupo Zimatlán, propuesto al Proterozoico Temprano (2400-1800 m.a.) y del arco volcánico del Supergrupo Telixtlahuaca, asignado al Proterozoico Medio (1400-1000 m.a.).

Es de hacer notar que el arco Telixtlahuaca, del mesoproterozoico tardío (~ 1200 m.a.), ha sido consistentemente identificado en toda la Faja Estructural Oaxaqueña y relacionado a una trinchera de subducción desde el occidente con mineralización tipo Kuroko. Se presenta deformado, con metamorfismo regional y un estilo estructural cabalgante hacia el poniente y sobre un antepaís que originó el desprendimiento de la extensa Nappa de la Carbonera, bien expuesta en su área tipo de la carretera que parte de San Pablo Huitzo y pasa por el poblado homónimo que se dirige a La Herradura o Las Huertas. En esta localidad la nappa mantiene una aloctonía casi horizontal con un plano de décollement que desprende varias hojas de cobijadura con polaridad al SW para representar una discordancia de más de 1300 m.a., al yacer sobre el Grupo El Trapiche del Proterozoico Temprano muy erosionado. Finalmente, se enfatiza que las únicas rocas de las facies granulitas identificadas en la FEO, se relacionan con las charnoquíticas y enderbíticas de las zonas de migmatización y

de contacto térmico con las intrusiones máficas y ultramáficas del Subgrupo Vigallo (1100 m.a.), del referido Arco de Telixtlahuaca.

GET-31

**990 MA AND 1,100 MA GRENVILLIAN
TECTONOTHERMAL EVENTS IN THE NORTHERN
OAXACAN COMPLEX, SOUTHERN MEXICO: ROOTS OF
AN OROGEN**

Solari L.A., Keppie J.D. and Ortega-Gutiérrez F.
Instituto de Geología, UNAM
E-mail: solari@servidor.unam.mx

Inliers of ~ 1.0 - 1.3 Ga rocks occur throughout eastern Mexico and form the basement of the Oaxaquia microcontinent. In the northern part of the largest inlier in southern Mexico, rocks of the Oaxacan Complex consist of the following structural sequence of units (from bottom to top), with protolith ages of: (1) Huitzo unit: a $1,012 \pm 12$ Ma anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suite; (2) El Catrín unit: $> 1,350$ Ma orthogneiss migmatized at $1,106 \pm 6$ Ma; and (3) El Marquez unit: $> 1,140$ Ma para- and orthogneisses. These rocks were affected by two major tectonothermal events that were dated using U-Pb isotopic analyses of zircons: (a) the $1,106 \pm 6$ Ma Olmecan event produced a migmatitic or metamorphic differentiation banding folded by isoclinal folds; and (b) the $1,004$ - 978 ± 3 Ma Zapotecan event produced at least two sets of structures: (Z1) recumbent, isoclinal, Class IC/3 folds with gently NW-plunging fold axes that are parallel to mineral and stretched quartz lineations under granulite facies metamorphism; and (Z2) tight, upright, subhorizontal WNW- to NNE-trending folds accompanied by development of brown hornblende at upper amphibolite facies metamorphic conditions. Rapid cooling is documented by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of hornblende (977 ± 12 Ma), titanite (970 ± 8 Ma), and phlogopite (945 ± 10 Ma). Fold mechanisms operating in the northern Oaxacan Complex under Zapotecan granulite facies metamorphism include flexural and tangential-longitudinal strain accompanied by intense flattening and stretching parallel to the fold axes. Subsequent Phanerozoic deformation includes thrusting and upright folding under lower grade metamorphic conditions. The Zapotecan event is widespread throughout Oaxaquia, and took crustal rocks to depths of ~ 25 - 30 km by orogenic crustal thickening, and is here designated as Zapotecan Orogeny. Modern analogues for Zapotecan granulite facies metamorphism and deformation occur in middle to lower crustal portion of subduction and collisional orogens. Contemporaneous tectonothermal events took place throughout Oaxaquia, and in various parts of the Grenvillian orogen in Laurentia and Amazonia.

GET-32

**MODELO GEOLOGICO EN LA ZONA DE SUTURA
ENTRE DOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS EN
VALLES CENTRALES DE OAXACA A PARTIR DE DATOS
DE GRAVIMETRIA Y MAGNETOMETRIA**

Belmonte Jiménez S.I.¹⁻², Campos Enriquez J.O.² y Ortega
Gutiérrez F.³

¹ Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo
Integral Regional, Oaxaca, IPN

E-mail: Sbelmont@prodigy.net.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Instituto de Geología, UNAM

Se presentan avances en la interpretación e integración geológica-geofísica de un estudio gravimétrico y magnético realizado en los valles Centrales de Oaxaca (valles de Zaachila, Etla y Tlacolula).

En esta región se ha definido (por otros autores), una zona de sutura que delimita a los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco (Sedlock, *et al.*, 1993), siendo uno de los rasgos más significativos la presencia de la falla Oaxaca que aparentemente tiene su límite meridional en la ciudad de Oaxaca.

La modelación de perfiles gravimétricos y magnéticos se han procesado por modelado directo (Talwani, 1963) usando la plataforma OASIS MONTAJ de GEOSOFT (2001), obteniendo un modelo geológico que muestra la zona de contacto entre ambos terrenos, la profundidad al basamento, así como la secuencia litológica. Estructuralmente los valles de Zaachila y Etla se asocian a una fosa de origen tectónico, donde el basamento corresponde al Complejo Oaxaqueño que aflora principalmente al norte de la ciudad de Oaxaca. La profundidad al basamento se comparó con la obtenida por la técnica de la Deconvolución de Euler, estando ambas dentro de un intervalo de variación razonable.

El espesor del relleno aluvial que se asocia con la presencia del sistema acuífero es de poca potencia, teniendo su mayor espesor hacia una parte del valle de Etla y zona sur de la ciudad de Oax. Cabe mencionar que este material de composición heterogénea está conformado por arenas, gravas y material limoarcillosos, donde la arcilla forma en algunas partes una capa impermeable dando origen a la existencia de acuíferos confinantes.

GET-33

FIRST REPORT OF HIGH GRADE (B-TYPE) ECLOGITIC ROCKS IN THE CHUACUS COMPLEX, GRANADOS AREA, GUATEMALA

Fernando Ortega-Gutierrez¹, Luigi Solari¹, Jesús Sole-Viñas¹,
Uwe Martens² and Margarita Reyes-Salas¹

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: fortega@servidor.unam.mx

² CUNOR, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

The paved route Guatemala-Granados-Rabinal-Salamá, in central Guatemala, exposes the Chuacús Group beneath a Late Cretaceous obducted serpentinitized peridotite, extending from the Northern Motagua Fault Zone to the village of San Antonio in the county of Granados. The first outcrops of the Chuacús Group at San Antonio village consist of a large muscovite-quartz-feldspar-fuchsite deformed pegmatite about 100 x 100 x 50 m with common xenoliths of biotite-rich gneiss. K-Ar dating of both micas yields Late Cretaceous age between 70-60 Ma, but the most interesting outcrop with the eclogitic rocks discovered is at the junction of the road and Agua Caliente River. The sequence here consists of two-mica banded gneisses and amphibolites with concordant muscovite pegmatites similar to that at San Antonio. Gneisses and amphibolites are rich in garnet with a sub-vertical, east-trending structure. Lower grade lithologies considered part of the Chuacús Group such as foliated fine-grained granitoid, impure marble, and low grade felsic-andesitic metavolcanics, crop out extensively in the Rabinal-Salamá area.

Two garnet amphibolites were examined in thin section under the microscope, and preliminary microanalyses (EDS) at the Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (UNAM) were performed on its representative eclogitic phases, garnet and clinopyroxene. The rocks show the equilibrium assemblage quartz-garnet-omphacite-rutile-barroisite-epidote, in which the omphacite contains up to 23 mol. % jadeite molecule, whereas garnet is essentially an almandine-grossular solid solution with up to 8.35 mol. % of pyrope, commonly forming coronas around biotite, and rarely around omphacite. Biotite, plagioclase, and hornblende remained as relic phases, where the high TiO₂ content of biotite (4.23 wt %) signals the high temperature attained by the high pressure event. The syntectonic nature of the dated white mica is supported by its high content of phengite molecule (26 % celadonite mol.) and foliated structure of the pegmatite. Because we take the Late Cretaceous date obtained for the muscovite as the crystallization age of the pegmatite, it probably marks the culmination of the Santonian-Campanian orogenic event that closed the northern margin of El Tambor basin against the Maya block. Although further studies are under way to better constrain the age with the U-Pb method and quantify the metamorphic conditions by WDS electron microprobe analyses of mafic and gneissic lithologies of the Chuacús rocks in the area, we advance the idea that these eclogitic rocks in the Chuacús Complex are of Cretaceous rather than Paleozoic age,

and they formed in the roots of a continental-arc collision zone that closed El Tambor basin. The collider block in the south probably was a segment of the Greater Antillean Arc in transit to its final docking by Eocene time against the Bahamas platform.

GET-34

LA TRINCHERA DE CHILPANCINGO, UN EVENTO DE CABALGADURA Y SUBDUCCION DURANTE EL CRETACICO SUPERIOR Y TERCIARIO QUE SEPARA A LOS COMPLEJOS ACATLAN Y XOLAPA

S. Bazán Barrón y S.D. Bazán Perkins

Industria Minera Indio, S.A.

E-mail: bazanba@hotmail.com

El tópico de esta exposición pone en duda el clásico modelo de la cabalgadura continental sobre la "placa Cocos". En efecto, las evidencias de la colosal cabalgadura hacia el Noreste, por un evento de subducción al SW en la trinchera de Chilpancingo, parte desde 1963 cuando el autor inició la exploración de uranio en la Región de la Montaña y en la Sierra de Filo Mayor, lugares que ni a caballo se tenía acceso. Esto permitió hacer extensos recorridos a pié en las zonas montañosas de la Sierra Madre del Sur donde destacaba un marcado contraste litológico y el radical cambio estructural de las secuencias de cuenca y plataforma mesozoicas, con los Esquistos Taxco paleozoicos que inusualmente aparecían con diferencias de elevaciones de más de 1500 m, al sureste y suroeste de la Ciudad de Chilpancingo, sobre las anteriores, sin tener una explicación lógica o congruente por aquel tiempo. Este contraste litológico y estructural se observó lateralmente por varios cientos de kilómetros para corroborar que se trataba de un evento regional y ahora continental.

Por el año de 1975, también en un proyecto de exploración de uranio en el Complejo Sonobari, las mismas características de migmatización, transformación gnéssica, anatexis y magmatismo observadas en el Esquisto Taxco del Complejo Xolapa, se advertían en la región San Blas y El Fuerte, Sinaloa y límite Suroriental de Sonora, aunque profundamente erosionados al nivel de la planicie costera del Mar de Cortez para determinar un evento de metamorfismo regional progresivo y parasincrónico con el Complejo Xolapa, por lo menos hasta el Estado de Oaxaca. Las relaciones litoestratigráficas de ambas localidades, han sido descritas con mucha propiedad por Fries (1960) y De Cserna *et al.* (1962) quienes además fecharon varios plutones asignados al Cretácico Tardío, conjuntamente con el metamorfismo regional y consideraron al Complejo Sonobari de edad paleozoica.

Durante los reconocimientos efectuados de oriente a occidente, se observó que en el área del El Fuerte los esquistos del Complejo Sonobari exhiben gran semejanza con los Esquistos Taxco de los estados de México y Guerrero, en facies de esquistos verdes cuyo metamorfismo regional se incrementa progresivamente al occidente, hasta alcanzar la zona alta de las

facies de anfibolita y la transformación anatexítica con diversos cuerpos plutónicos, en diques y troncos granitoides de monzonita. Por tales condiciones, se consideran a los Esquistos Taxco y a los del Complejo Sonobari, formando parte del mismo basamento de la Faja Estructural Paleozoica, del Sistema Cordillerano y de afinidad Pacífica.

Nuevamente en 1978, al verificar la existencia de uranio diseminado y sedimentario en la secuencia jurásica del Grupo Tecocoyunca en Oaxaca, Bazán (1981) reconoció y confirmó que el Complejo Xolapa compuesto por esquistos, migmatitas, gneises y diversos granitoides, cabalgan en franca aloctonía al NNE sobre las secuencias del Grupo Tecocoyunca y el Complejo Acatlán. La cabalgadura se identificó al observar la corteza mesozoica marina de Tlaxiaco en franca subducción casi vertical, a unos 2 Km al Sur de San Juan Mixtepec, Oaxaca, evidenciando la intensa erosión que existió durante el Cretácico Superior y Terciario Inferior. Este desgaste de la cubierta, expuso la trinchera activa, misma que se identifica con los depósitos flysch de la Formación Mexcala del Cretácico Superior consistente de lutitas, limonitas y areniscas interestratificadas en lo que fue el frente de aloctonía y a lo largo de la trinchera de subducción, que siguió con la extensa acumulación de conglomerados del Grupo Balsas hasta el Eoceno, para culminar en el Mioceno-Oligoceno con el desprendimiento de la extensa Nappa ALVIIGO, nomenclatura empleada por las localidades donde fue identificada por Bazán (1978) en Aldama, Chihuahua; Vizarrón, Querétaro; Iguala, Guerrero y Oaxaca, respectivamente.

Es necesario referir que las secuencias de esquistos de los complejos Sonobari y Acatlán consituyen parte del basamento cristalino del Sistema Cordillerano, donde al finalizar el Triásico y a principios del Jurásico Inferior, en lo que se considera Geosinclinal Mexicano ó "Mar Mexicano", se inició la apertura de un rift que evolucionaba a cuenca oceánica por la expansión de los fondos marinos, originando una corteza ofiolítica mesozoica sobre impuesta a la potente secuencia de la Faja Estructural Paleozoica, limitadas al oriente por las secuencias que conforman el escudo arqueano de México. Como consecuencia de la apertura oceánica mesozoica, a lo largo de su desarrollo se han identificado varias "Unión Triple" de caracterista mineralización plumbo argentífera de arco volcánico y dorsales, conectadas con la presencia de las "rocas verdes", de Taxco, Zihuatanejo, Hidalgo, Guanajuato, Zacatecas, Durango, Sinaloa y hasta de Chihuahua que sobreyacen consistentemente a los esquistos paleozoicos. (Bazan 1980, 1982 y 1986)

Podemos establecer entonces, que con el evento de subducción y aloctonía laramídica en discusión, se aislaron varios aulacógenos de la parte occidental normales a la costa Pacífica y conectados con las "unión triples" jurásicas, como lo son: 1) El aulacógeno de Huetámo-Zihuatanejo y 2) El aulacógeno de Bacurato-Parral-Vizcaino. También acortó considerablemente el basamento para promover el extenso desprendimiento por más de 200 Km de la Nappa ALVIIGO en

dirección Noreste, que se define por los numerosos y potentes klippees que desde Chihuahua hasta Puebla-Oaxaca se distribuyen en el frente de aloctonía, como son las sierras de Peña Blanca, Santa Eulalia, El Banco del Doctor, Anticlinal de Coxcatlán, Región de Tlaxiingo-Jolalpan y sobre la Sierra de Juárez, donde potentes estratos de calizas de plataforma y bancos arrecifales, no plegados del Cretácico Inferior, cabalgan a estratos delgados de margas, limonitas, lutitas y areniscas muy plegadas del Cretácico Superior.

GET-35

ESTRUCTURAS DEL TERRENO MIXTECA, EN EL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE LA CABALGADURA DE PAPALUTLA Y EL SINCLINORIO OLINALÁ, ESTADO DE GUERRERO

Rafael Torres De León^{1,2} y María Fernanda Campa Uranga¹

¹ Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, UAG, Taxco, Gro., México

E-mail: torresdeleon@hotmail.com

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

Entre la Cabalgadura de Papalutla y el Sinclinorio Olinalá, Estado de Guerrero, se encuentra un cinturón de rocas esquistosas, plegadas y metamorizadas, que forman parte del Complejo Acatlán el cual constituye el basamento del Terreno Mixteca. En esta región las rocas están dispuestas en tres ensambles, el primero es un conjunto de esquistos de moscovita (Metagranitoides Esperanza), el segundo son esquistos y roca verde (Formación Xayacatlán), ambos intrusionados por metagranitos (Metagranitos Teticic-Progreso) y el tercero es una secuencia de rocas metasedimentarias (filitas y cuarcitas de la Formación Cosoltepec). Durante los trabajos de campo se descubrieron evidencias claras de intrusión de los Metagranitos Teticic con los Metagranitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán por lo que se considera que estos metagranitos son una unidad litoestratigráfica diferente.

En esta zona se observa un estilo de deformación regional con una vergencia hacia el NW determinada con la medición estadística de superficies de foliación S_1 . En el área de Papalutla la Formación Cosoltepec cabalga sobre calizas y terrígenos cretácicos de las formaciones Zicapa y Morelos que forman parte de la Plataforma Guerrero-Morelos. La Cabalgadura de Papalutla acaba al SW y se torna en una relación normal en el Anticlinorio Tres Vestidos. Mientras que en el área de Olinalá, las rocas verdes y esquistos de moscovita de las Formaciones Xayacatlán y Metagranitoides Esperanza, constituyen el basamento del ensamble de rocas detríticas y calizas pérmicas de la Formación Olinalá, sobre las cuales descansan las ignimbritas y terrígenos del Jurásico Medio de las formaciones Ignimbrita Las Lluvias, Conglomerado Cualac y Grupo Tecocoyunca, cubiertas a su vez por calizas y yesos cretácicos del llamado Golfo de Huamuxtitlán que en conjunto forman el Sinclinorio Olinalá.

El análisis petrográfico de las secciones delgadas muestra una fábrica con diversidad de microestructuras: micropliegues, microestructuras intracrystalinas, indicadores de sentido de cizalla, porfiroblastos de los que al menos hay dos tipos a) sintectónicos y b) sintectónicos tardíos o postectónicos, microfallas y microfracturas. Todas las microestructuras se orientan en el sentido de la vergencia de la foliación S_1 , la asociación mineral que caracteriza el metamorfismo de los Metagranitoides Esperanza consiste de cuarzo + feldespato-potásico + plagioclasas + moscovita \pm biotita \pm granate \pm epidota \pm clorita, mientras que para la Formación Xayacatlán es actinolita + plagioclasa + epidota \pm clorita \pm granate \pm moscovita \pm esfena \pm cuarzo \pm calcita, por lo que se infiere que ambas formaciones se metamorfizaron en facies de esquistos verdes.

Las fases de deformación que pudimos sustentar con certidumbre en dos escalas -en afloramiento y en microscopio- son cuatro: dos de carácter dúctil y dos de carácter frágil. La primera es definida por una foliación S_1 expresada por la orientación de moscovita y actinolita y la segunda, es definida como una foliación S_2 expresada por planos axiales de pliegues. Sobrepuetas a las anteriores se observan fracturas y microfracturas rellenas de cuarzo y/o calcita y fracturas, fallas, microfracturas y microfallas, rellenas de hematita. Las cuatro fases siguen una secuencia progresiva que pudiera corresponder a uno o varios eventos tectónicos.

GET-36

ESTILO Y ORIENTACIÓN DE LOS PLIEGUES, DE PRIMER Y SEGUNDO ORDEN, EN EL SINCLINORIO DE PACHIVIA, FRONTERA ENTRE EL ARCO TELOLOAPAN Y LA PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS

Israel Castrejón González y Julio Gama Lagunas¹

¹ Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero
E-mail: icastrejon@yahoo.com

El Sinclinorio de Pachivia está constituido por una secuencia terrígena de lutitas y areniscas (Flysch) con esquistosidad y bandas de crenulación que corona a la secuencia del Arco Teloloapan (porción oriental del Terreno Guerrero). La distribución cartográfica de esta formación conforma una franja alargada de orientación general NNE-SSW. Al Este sobreyace cabalgando a la secuencia de carbonatos de la Fm. Morelos (Plataforma Guerrero-Morelos cubierta carbonatada del Terreno Mixteco). En su límite occidental es cabalgado por las calizas de la formación Teloloapan (secuencia de carbonatos del Arco Teloloapan). Al norte y al sur es limitado por unidades litológicas del Cinturón Volcánico Transmexicano y del Terreno Xolapa respectivamente.

Se midieron planos de: estratificación (S_0), esquistosidad penetrativa de plano axial (S_1), crenulación penetrativa o bandas de minipliegues kink band (S_2), lineaciones minerales y sentidos de cizalla en indicadores cinemáticos. La

representación estereográfica de estos elementos geométricos-estructurales, permitió determinar con precisión el estilo y orientación de los pliegues de primer y segundo orden, vergencia de los pliegues de crenulación y sentido de cizalla. El análisis comparativo del conjunto de estructuras medidas sugiere que la correlación en el estilo de los pliegues de primer y segundo orden es válida, ya que ambos presentan características geométricas similares.

Tanto las superficies de S_0 como de S_1 , evidencian una dirección de echado general hacia el W, misma que es correlacionable con la dirección de echado de cabalgaduras mayores que ponen en contacto al Flysch de Pachivia sobre la Fm. Morelos y bajo la Fm. Teloloapan. los planos de S_2 muestran inclinación hacia el E (opuesta al echado de las superficies previas S_0 y S_1), la lineación mineral refleja una dirección general ENE-WSW.

El plegamiento mayor o de primer orden presenta dimensiones en la escala de decenas de metros, la forma de sus pliegues son isoclinales con inclinación media de su plano axial moderadamente inclinada (entre 350 y 400), con buzamiento medio de su eje ligeramente inclinado (200). Por su parte, el plegamiento menor o de segundo orden presenta dimensiones en la escala de unidades métricas. La forma de sus pliegues también son isoclinales con inclinación media de su plano axial moderadamente inclinada (450), con buzamiento medio de su eje desde subhorizontales hasta moderadamente inclinados (80 y 250). Pliegues de vetillas de calcita en la escala de centímetros de tercer orden están presentes y reflejan características geométricas similares a los pliegues de primer y segundo orden antes mencionados.

Dichos pliegues tienen como común denominador planos axiales subparalelos a S_0 , a S_1 y entre sí, y vergencia general hacia el NE. Aceptando la posibilidad de que la causa principal de plegamiento fue cizalla simple ésta actuó hacia el ENE (entre 700 y 800) respecto a su cima, con base en: la vergencia deducida de sus planos axiales y de sus ejes, la lineación mineral y al sentido de cizalla de sus indicadores cinemáticos observados en la escala de centímetros (minipliegues en bandas de calcita paralela a la S_0 , estructuras S-C y profiroclastos imbricados) y en sección o lámina delgada.

Respecto a la cizalla al W deducida con base en la vergencia de S_2 , ésta es causada posiblemente por: a) como estructuras inversas conjugadas a las estructuras asociadas a S_0 y S_1 , b) por una etapa final de deformación progresiva o c) por una segunda fase de deformación con sentido de rotación hacia el W respecto a su cima. Se prefiere la primer opción en virtud del subparalelismo existente entre el rumbo de S_2 con S_0 y S_1 .

GET-37

MOVIMIENTOS VERTICALES Y ROTACIONES CONTROLADAS POR HETEROGENEIDAD CORTICAL DURANTE LA DEFORMACIÓN TERCIARIA DEL SUR DE MÉXICO, COMPARACIÓN CON MODELOS ANALÓGICOS

Mariano Cerca y Luca Ferrari

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro., México

E-mail: mcerca@geociencias.unam.mx

Modelos analógicos de convergencia transpresiva que involucran diferencias corticales en resistencia, espesor y densidad nos permiten estudiar la propagación de la deformación durante el inicio y desarrollo del límite de placas Norte América-Caribe en el sur de México. Los modelos se enfocaron en simular las estructuras formadas alrededor de un bloque cortical rígido y con espesor mayor de la corteza adyacente, formado por rocas metamórficas producto del orogeno Acatecano del Paleozoico (Bloque Mixteco-Oaxaca: BMO), cuya geometría esta limitada por los afloramientos en superficie. Los modelos se deformaron previamente por acortamiento para producir las estructuras laramídicas que fueron presumiblemente afectadas por la transpresión Terciaria. A pesar de sus limitaciones, la semejanza de las estructuras modeladas y naturales nos sugiere una analogía cercana entre los procesos de deformación en la naturaleza y en el modelo y nos permite reinterpretar estructuras clave para entender la evolución geológica del sur de México. Las rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj de las estructuras modeladas son consistentes con el arrastre y rotación del eje vertical de pliegues laramídicos que se observan en el prototipo natural al poniente del BMO (cerca de Chilpancingo). Los movimientos verticales del BMO modelado son inducidos por el régimen transpresivo y pueden explicar los movimientos terciarios de la Falla Papalutla y el levantamiento y deslizamiento gravitacional de la cobertura en la Sierra del Tentzo. El movimiento terciario de la Falla Papalutla se infiere por una banda de deformación por acortamiento al frente de la misma, que afecta una secuencia de lechos rojos Paleocenos y depósitos volcanosedimentarios, mientras que el levantamiento de la Sierra del Tentzo involucra secuencias del Cretácico Superior (flysch Mezcala). El crecimiento y propagación de los cabalgamientos controlados por la geometría del bloque a lo largo de su flanco oriental también predicen un movimiento Terciario a lo largo de la Falla Vista Hermosa. En este contexto, esta estructura se propagaría hacia el noroeste siguiendo la geometría del bloque rígido. La propagación de la deformación hacia el norte se incrementa cuando el contraste en resistencia y densidad del bloque con respecto a la corteza adyacente es mayor. Los modelos fallaron en reproducir las estructuras observadas dentro del BMO. Estas pueden estar controladas por discontinuidades pre-existentes las cuales se simularon en uno de los experimentos. En general, los resultados demuestran que una heterogeneidad cortical de mayor rigidez y espesor, ubicada al norte del límite de placas transforme difuso puede explicar los complejos patrones de la deformación terciaria observados en el sur de México.

GET-38

REVISIÓN DE LA EDAD DE LA FORMACIÓN OAPAN Y SU SIGNIFICADO EN EL GRABEN DE SAN AGUSTÍN OAPAN Y EL SINCLINORIO DE ZACANGO, ESTADO DE GUERRERO

María Fernanda Campa Uranga¹, Elisa Fitz Díaz² y Enrique
Martínez Hernández²¹ Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma
de Guerrero

E-mail: mfernanda@data.net.mx

² Instituto de Geología, UNAM

La Formación Oapan es una secuencia de depósitos continentales de limolitas, conglomerados, yesos y calizas lacustres, que afloran en el graben de San Agustín Oapan situado en la cuenca del río Balsas-Mezcala. Su autor, Jesús Nájera-Garza (1965), la consideró con una posible edad del Plioceno, basado en que forma grandes mesas subhorizontales con bloques inclinados por fallas lístricas.

Sin embargo, en el Sinclinorio de Zacango, una secuencia continental de capas rojas similares aflora en el núcleo del pliegue, especialmente deformada hacia su terminación periclinal al Norte, y fue confundida quizás por ello como Formación Zicapa del Cretácico e interpretada erróneamente la estructura como anticlinal (Mariano Cerca *et al.*, 2001).

Entre el graben y el sinclinorio -desde el Río Amacuzac hasta el Río Balsas a lo largo de unos 50 Km del Anticlinorio Floreado- se observan diversos afloramientos de la Formación Oapan. Para fecharlos, buscamos fósiles y se encontraron hongos pertenecientes al género *Phragmothrites* en capas de caliza lacustre que afloran interestratificadas en la secuencia deformada del sinclinorio de Zacango, lo que nos permite establecer la cronoestratigrafía de la Formación Oapan como perteneciente al Eoceno.

Al mismo tiempo, encontramos ignimbritas de la porción basal del Grupo Tilzapotla sobreyaciendo discordantemente sobre limolitas Oapan. El depósito de ignimbritas fue fechado en dos localidades clave, Tequicuico-N y Cruz de Palma, donde se obtuvieron edades de 31 ± 2 Ma y 34.2 Ma (Oligoceno) respectivamente, por medio del método Ar-Ar. Ambas ignimbritas son tarditectónicas y fechan bien a las grandes estructuras del Anticlinorio Floreado de la plataforma Guerrero-Morelos, conjuntamente con los basaltos de Atenango de 33.6 Ma, localizados a lo largo del sistema de fallas de Iguala.

Finalmente se observa en algunos afloramientos la transición entre la Formación Oapan y la Balsas con discordancias internas.

Con esta nueva información quedará fundamentada una edad eocénica no sospechada antes para la Formación Oapan. El hecho de que la Formación Oapan esté involucrada en grandes pliegues y bloques, significa además que su

deformación no es laramídica, sino post-eocénica con lo cual se confirma una fase posiblemente miocénica en las estructuras de la plataforma Guerrero-Morelos (Fitz y Campa, 2001).

GET-39

**REESTRUCTURACION FORMAL DE LOS GRUPOS
CONSUELO Y TECOCOYUNCA (*SENSU* JORGE JIMÉNEZ-
RENTERÍA), CON BASE EN EL ESTUDIO
PALINOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMACIONES
CONGLOMERADO PRIETO Y CONGLOMERADO
CUALAC DE LA CAÑADA DE ROSARIO NUEVO,
TEZOATLAN, OAXACA**

Jorge Jiménez-Rentería y Jaime Rueda-Gaxiola
Unidad de Ciencias de la Tierra, ESIA, IPN
E-mail: jaimerueda@compuserve.com.mx

La región de Tlaxiaco, Oaxaca, ha sido objeto de estudios geológicos desde finales del siglo XIX, cuando se descubrieron yacimientos de carbón mineral que propiciaron el estudio estratigráfico de las secuencias sedimentarias que los contienen. En el siglo XX, nuevos estudios permitieron conocer con mayor detalle la columna estratigráfica, así como delimitar la cuenca y conocer las condiciones tectónicas que originaron el Anticlinorio de Tlaxiaco. Sin embargo, la gran abundancia de estudios lito-, bioestratigráficos y paleomagnéticos no resolvieron las dudas acerca de la posición cronoestratigráfica detallada de las formaciones que constituían los grupos Consuelo y Tecocoyunca, aunque el primero contiene abundantes fósiles vegetales de gran alcance geocronológico y el segundo amonitas de Edad Bajociense Media-Tardía en la Formación Taberna, dejando un enorme lapso para ubicar con mayor precisión a las formaciones Conglomerado Prieto, Conglomerado Cualac y Zorrillo.

Esa imprecisión motivó, en 1994, a Jorge Jiménez-Rentería a iniciar un estudio palinoestratigráfico integral que permitiera, al menos, conocer con mayor detalle la cronoestratigrafía de las citadas formaciones, conociendo de antemano la dificultad para datar este tipo de rocas conglomerádicas, consideradas como "azoicas". Este estudio tuvo éxito y permitió situar, con base en palinomorfos, al Conglomerado Prieto en la Edad Sinemurensis y al Conglomerado Cualac en una Edad Pliensbachense-Aalenense. Algunos palinomorfos y la materia orgánica dispersa permitieron identificar intercalaciones de ambientes marinos en estas secuencias de conglomerados. Además, con base en su contenido orgánico y en su litología, fue posible establecer una nueva estructuración del Grupo Consuelo (formaciones Rosario y Conglomerado Prieto) y del Grupo Tecocoyunca (formaciones Cuarcítica Cualac, Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucunúti), correspondientes a dos secuencias sedimentarias depositadas bajo condiciones tectónicas diferentes en una cuenca comunicada inicialmente con el mar Pacífico, hacia el Occidente, y posteriormente también con el Golfo de México, hacia el Oriente, al inicio de su formación. Estas edades permiten correlacionar cronoestratigráficamente al Conglomerado Prieto con la base de la Formación La Boca

y con las formaciones Las Juntas, Temascalapa y Despi del Grupo Huayacocotla de la Cuenca de Huayacocotla-El Alamar y a la Formación Cuarcítica Cualac con las formaciones Tenango y Capas de Plantas de este Grupo y con la Formación Rosario de la Cuenca de Tampico-Misantla.

GET-40

**LA FORMACION PUNTA MALDONADO Y LA
EVOLUCION TECTONICA DEL LIMITE AUSTRAL DE
NORTEAMERICA**

Maria Fernanda Campa-Uranga¹ y Tomás González Morán²

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

E-mail: mfernanda@data.net.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

En la Costa Chica guerrerense-oaxaqueña aflora la Formación Punta Maldonado (Campa *et al.*, 2000), un depósito sedimentario con fósiles del Mioceno-Pleistoceno formado por 2 secuencias sobrepuestas de areniscas volcanoclásticas carbonatadas bien estratificadas y consolidadas con abundantes fósiles que incluyen especies tubiformes, sobre las cuales descansa lodo gris-verdoso que pasa transicionalmente a arenas sueltas mal clasificadas. Interpretamos este depósito como restos fósiles de una ventila hidrotermal oceánica que transita hacia raíces en depósitos de laguna costera con relleno de arenas acarreadas por un cañón submarino, que evoluciona en proceso activo de levantamiento y exhumación hasta aflorar en Punta Maldonado acrecionado sobre la franja costera de granito-gneisses conocida como terreno Xolapa.

Se realizaron investigaciones para medir la intensidad total del campo magnético con dos magnetómetros portátiles G-816, uno de los cuales se usó de estación base en el poblado de Cuajinicuilapa que registró el campo magnético en intervalos de 5 minutos. Con el otro se registraron medidas cada 400m en 37 km con observaciones y medidas estadísticas estructurales para construir secciones geológicas a lo largo de 4 carreteras cruzadas.

Por otro lado, se describen granulitas y nuevas edades con el método Ar-Ar de granito, gneiss, esquisto y pegmatita sintectónica: 24 ± 1 Ma, 28 ± 1 Ma, 53 ± 2 Ma, 56 ± 2 Ma y 50.8 ± 0.6 Ma respectivamente, cuya distribución espacial no confirma los modelos de migración de edades más antiguas a más jóvenes orientados del NW al SE, en el sentido del deslizamiento lateral del bloque Chortis.

Con los datos anteriores, se obtuvo un modelo de bloques con fallas subverticales en 3D, como la falla lítrica de Los Hoyos orientada NWW-SEE mostrada en un perfil de Cuajinicuilapa a Punta Maldonado. Las arenas de la secuencia superior sobreyacen tanto a la secuencia de areniscas volcanosedimentarias como a la unidad de gneisses, de tal manera que ese hecho se interpreta como la edad de la acreción del bloque de Punta Maldonado con el terreno Xolapa.

Finalmente, la presencia del bloque Punta Maldonado y las investigaciones en avance de tasas de levantamiento y exhumación conjunta con el terreno Xolapa, nos obligan a revisar los diversos modelos de evolución tectónica asociados al simple traslado del bloque Chortis.

TECTÓNICA DEL NORTE DE MÉXICO

GET-41

LA ZONA DE FALLA CANANEA: UN EJEMPLO DE INVERSIÓN TECTÓNICA Y CONTRAFUERTE GRANÍTICO

José Luis Rodríguez Castañeda¹, Pedro Herrera López² y Juan Carlos García y Barragán¹

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM
E-mail: jlrod@servidor.unam.mx

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM

Cartografía geológica a detalle y de reconocimiento permiten reconocer la configuración de un levantamiento del basamento, el Alto de Cananea y dos cuencas ligadas al mismo, la cuenca Bisbee y la cuenca San Antonio que en conjunto forman una zona orientada al noroeste que se define por la juxtaposición de terrenos precámbricos, paleozoicos y rocas jurásicas. El Alto de Cananea compuesto por rocas precámbricas (1700 1600 1400 Ma), paleozoicas (Misisípico) y jurásicas (160 Ma) está limitado al noreste por la Falla Los Ajos que se interpreta ser la extensión hacia Sonora de la Falla Sawmill Canyon del sur de Arizona, mientras que en el suroeste esta limitado por la Falla San Antonio que es casi paralela a la Falla Los Ajos.

Hacia el noreste del Alto de Cananea la Falla Los Ajos Sawmill Canyon limita la cuenca Bisbee que es una estructura elongada orientada al noroeste donde se acumulo el Grupo Bisbee, ampliamente distribuido en el sur de Arizona y noreste de Sonora. La cuenca San Antonio, cuyo basamento es compuesto por rocas del arco magmático jurásico esta limitada en el noreste por la Falla San Antonio, y hacia el suroeste por la megacizalla Mojave Sonora. Al sur de la megacizalla Mojave Sonora el basamento conocido se ubica en el rango de los 1800 1700 Ma.

Colectivamente se propone la ZONA DE FALLA CANANEA que es un grupo de tres fallas regionales jurásicas (Falla Los Ajos, Falla San Antonio y Megacizalla Mojave Sonora) que ponen rocas del Neoproterozoico, del Paleozoico Inferior y del Jurásico Medio en contra de rocas supracorticales asociadas y depositadas en cuencas de extensión. La fallas se interpretan como fallas extensionales asociadas originalmente a cuencas por separación formadas en el Jurásico Tardío y que fueron reactivadas como fallas verticales durante levantamientos regionales en el Cretácico Temprano y como fallas inversas (inversión tectónica) en el Neógeno. La deformación contraccional involucra inversión de las fallas extensionales, es

decir, la inversión de fallas normales a fallas inversas acomoda mucha de la contracción observada y donde los pliegues son escasos y por lo tanto no registran una parte significativa de la inversión.

Es claro que las rocas plutónicas jugaron un importante papel en la contracción debido a la inversión tectónica. Las diferencias mecánicas entre el basamento granítico de grano grueso y la cubierta de rocas estratificadas fueron un importante factor si consideramos que las rocas estratificadas debieron de haberse deformado más rápidamente que el basamento. Los bloques de rocas rígidas plutónicas pudieron actuar como contrafuertes durante la contracción y ser parte fundamental en la evolución de la geometría de las estructuras reactivadas.

Las cuencas San Antonio y Bisbee son llenadas con gruesas secuencias sedimentarias pertenecientes al Grupo Bisbee del Cretácico Temprano y a la Formación El Tuli del Cretácico Tardío.

Los pliegues y cabalgaduras no son las estructuras mayores observadas, sino las estructuras deformacionales asociadas con deslizamientos de bloques por gravedad, junto con fracturamiento y los depósitos sinsedimentarios que son las principales manifestaciones de la evolución de la Zona de Falla Cananea.

GET-42

RELACIÓN ENTRE LA DEFORMACIÓN COMPRESIVA Y LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA DEL PALEOGENO EN EL CINTURÓN PLEGADO DE COAHUILA, MÉXICO

Chávez-Cabello G.^{1,2}, Aranda-Gómez J.J.¹, Tovar-Cortés J.A.¹, Morton-Bermea O.³ y Iriando A.⁴

¹ Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM, Querétaro, Qro., México

E-mail: gabchavez@hotmail.com

² Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L.

³ Instituto de Geofísica, UNAM,

⁴ DOI, U.S. Geological Survey Argon Thermochronology Lab MS 974, Denver Federal Center Denver, CO.

La actividad magmática durante el Paleogeno en el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) está representada por los complejos intrusivos del Cinturón Candela Monclova (CCM) y la Sierra de Picachos (SP). El CCM es más antiguo y con afinidad geoquímica de subducción, mientras que la SP es más joven y de tipo intra-placa. Los intrusivos del CCM son granitoides magnesianos, metaluminosos (A/CNK < 1), de tipo calco-alcalino a alcalino, con hornblenda y esfena, y con edades entre 45 y 35 Ma. La SP es más joven y está compuesta por sienitas, gabros y piroxenitas alcalinas. El CPC presenta tres regiones con estilos de deformación contrastantes, uno al sur, otro al norte y el tercero localizado en la Cuenca de La Popa. Los estilos de deformación fueron controlados principalmente por cambios en la estratigrafía, relacionados a variaciones en la geometría del basamento. Sus límites coinciden con zonas de

altos en el basamento (i.e. Bloque de Coahuila al sur y el cratón Coahuila-Texas al norte) y se caracterizan por tener deformación menos intensa. Las rocas sedimentarias predominantes en el CPC son evaporitas, rocas clásticas y carbonatadas de edad Jurásico tardío-Terciario temprano (Eoceno medio). La actividad magmática intrusiva se observa al sur de la Cuenca de Sabinas, en la región con el estilo de deformación más quebradizo, en zonas sin evaporitas y muy cerca del límite paleogeográfico meridional de la cuenca. La deformación en el CPC tiene un estilo muy diferente al de la Sierra Madre Oriental y se cree que el plegamiento es más joven. Sin embargo, debido a la erosión del contacto entre sedimentos sin- y post-orogénicos en la cuenca de La Popa, la edad más joven de la deformación se desconoce. Además, se cree que hay dos fases de deformación compresiva en el noreste de México. La más antigua que generó la deformación en Sierra de Parras y Curvatura de Monterrey, y la más joven (post-Ypresiano) en el CPC.

Para establecer con mayor precisión la edad de la deformación en el CPC, se realizó cartografía geológico-estructural en cuatro de los catorce complejos intrusivos del CCM, identificándose plutones sintectónicos (Cerro Mercado) y posttectónicos (Marcelinos, Providencia y al posiblemente Soledad). El Cerro de Mercado tiene edades Ar-Ar de 44.29 ± 0.19 Ma (hornblenda) y 41.23 ± 0.02 Ma (biotita). Esto sugiere contemporaneidad con sedimentos sin-orogénicos de la Formación Carroza del Grupo Difunta. Hasta el momento, lo anterior estaría indicando que la edad de la fase compresiva post-Ypresiana, alcanza edades más jóvenes que 41 Ma y, sobre todo que, podrá ser definida con el fechamiento de los intrusivos post-tectónicos presentes en el CCM (determinaciones en proceso).

GET-43

ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA DEFORMACIÓN DISTENSIVA EOCÉNICA EN LA REGIÓN ARCABUZ-CULEBRA, CUENCA DE BURGOS, MÉXICO

Arturo Ortiz Ubilla^{1,2}, Gustavo Tolson Jones¹, Elvira Maldonado Romaldo³ y Carlos García Hernández³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM
E-mail: aoubilla@geol-sun.igeolcu.unam.mx

² Instituto Mexicano del Petróleo

³ Instituto Politécnico Nacional

En la interpretación de una sección sísmica de orientación sensiblemente W-E de la región Arcabuz-Culebra, porción occidental de la Cuenca de Burgos, se identifica la ocurrencia combinada de los estilos estructurales de Fallas Normales Despegadas y de Estructuras de Lutita caracterizando la Deformación Distensiva de tipo Despegado o de Basamento no Involucrado acaecida durante el Eoceno. La porción deformada de la sección incluye la secuencia sedimentaria Paleoceno-Oligocénica conformada de materiales clásticos, lutitas, areniscas y conglomerados, cuyo depósito se asocia con ambientes de carácter transicional y marino mayormente. Esta

parte deformada se encuentra sobreyaciendo a otra porción de la sección característicamente sin deformación aparente, la cual se interpreta constituida por una secuencia mesozoica calcáreo-arcillosa de ambientes marinos y un basamento paleozoico de carácter ígneo-metamórfico. La zona deformada sobreyace a la no deformada a lo largo de la cima del Ks.

El análisis cinemático del estilo estructural de Fallas Normales Despegadas, el cual se caracteriza por una serie de sistemas de fallas de este tipo principalmente de carácter lítrico que progresan en tiempo y en espacio en dirección al oriente, permite considerar que este estilo se desarrolló probablemente en tres diferentes etapas, una de carácter postdeposicional (?) para el Eoceno Temprano, y dos etapas de tipo sinsedimentario, una durante el Eoceno Medio-Tardío y la otra en el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano.

El estilo de Estructuras de Lutita por su parte, también muestra un desarrollo de los rasgos diapíricos arcillosos con una progresión en el mismo sentido espacial y temporal, de Oeste a Este, y su evolución se caracteriza con una etapa reactiva para el Eoceno Medio-Tardío, con una etapa activa para el Eoceno Tardío, y posteriormente, con una nueva etapa reactiva para el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano.

La conjunción espacial y temporal de ambos estilos durante el Eoceno Medio-Tardío permitió el desarrollo de un depocentro hacia la porción media de la sección, donde se tiene un marcado engrosamiento de la secuencia asignada a la Formación Queen City. Un rasgo similar se manifiesta en la parte oriental de la sección para la nueva conjunción de los dos estilos estructurales durante el Eoceno Tardío ? Oligoceno Temprano, en donde los depósitos de la formaciones Jackson y Vicksburg muestran considerables engrosamientos de espesor.

GET-44

IMPLICACIONES TECTONICAS DE NUEVAS EVIDENCIAS DE TRANSGRESION MARINA EN LOS LECHOS ROJOS DE LA ALOFORMACIÓN HUIZACHAL, EN LA FOSA DE HUAYACOCOTLA-EL ALAMAR

Jaime Rueda-Gaxiola¹, José Guadalupe López-Oliva², Fernando Velasco-Tapia² y Teresa Pinzón-Salazar¹

¹ Unidad de Ciencias de la Tierra, ESIA, IPN

E-mail: jaimerueda@compuserve.com.mx

² Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

En 1993 y 1994, Rueda-Gaxiola, J. *et al.* propusieron el Alogrupo Los San Pedros, para incluir los lechos rojos triásico-líasicos de las aloformaciones Huizachal y La Boca, que afloran en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina y se encuentran en el subsuelo de la denominada Cuenca de Magiscatzin. Además, estos propusieron que este alogrupo se depositó como parte continental, al norte, en la Fosa de Huayacocotla-El Alamar, donde, al sur, se depositó el más marino Grupo de Huayacocotla, que aflora en el Anticlinorio de Huayacocotla. La presencia de materia orgánica algácea, dinoflagelados, acritarcas y glauconita en delgados intervalos de los lechos

rojos del Alogrupo, permitió crear un modelo de la Fosa que consideraba transgresiones liásicas hasta el norte del Anticlinorio de Huizachal–Peregrina. La existencia de un mar epicontinental en esta Fosa, permitía explicar la actividad piscícola del pterosaurio del Género *Dimorphodon* encontrado por investigadores de la Universidad Nacional Autónoma de México, de las universidades de Chicago, de Rhode Island y George Washington en Estados Unidos, en la localidad del Valle del Huizachal.

Sin embargo, no se habían encontrado indiscutibles rocas marinas dentro de las secuencias de lechos rojos del Alogrupo aunque, en el subsuelo de la Cuenca de Magiscatzin, en ellos se tenían evidencias del incremento de los elementos marinos hacia el sur. En Noviembre de 1991, durante una práctica de Geología de alumnos de la Unidad-Ticomán de Ciencias de la Tierra, el Dr. José Guadalupe López-Oliva propuso visitar los afloramientos de lechos rojos recién cortados por la nueva carretera de Juan Capitán-Jaumave en el Valle del Huizachal. En uno de ellos encontramos la evidencia de calizas dentro de la secuencia de lechos rojos de la Alfm. Huizachal, a una distancia de aproximadamente 3 Km. de la localidad donde se encontró el pterosaurio y a 5 Km. de donde se había encontrado glauconita en esta formación. En la base de la secuencia se encuentran areniscas conglomerádicas y limolitas, alternando con capas rojas volcánicas. La secuencia roja termina en un discordancia que está cubierta por estratos de calizas transgresivas, con oquedades de disolución. En la parte media del paquete de calizas se encuentra una capa limolítica rojiza-anaranjada que marca el inicio de la regresión con calizas bien estratificadas que terminan en un estrato de color verdoso. Las calizas terminan y ahí se inician lechos rojos bien estratificados en capas alternas de color rojo y amarillento, depositados en un ambiente acuoso de baja energía, posiblemente también marino. Estas unidades litológicas son actualmente el objeto de estudios de microfacies, micropaleontológicos y de geoquímica inorgánica, tendientes a determinar a cuál de las transgresiones identificadas corresponde, relacionarla con eventos tectónicos conocidos y corroborar o modificar la paleogeografía preestablecida.

GET-45

ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL EN LOS LÍMITES DE LOS TERRENOS SIERRA MADRE Y TOLIMÁN, EN EL NORESTE DE QUERÉTARO, QRO.

Joel Rosales Rodríguez, Juan José Valencia Islas y Jorge Jacobo Albarran
Instituto Mexicano del Petróleo
E-mail: jo31_rr39@hotmail.com

El área de estudio se localiza en la porción central del Estado de Querétaro, en las inmediaciones del poblado de Vizarrón de Montes y dentro del Anticlinal el Chilar, abarca al Terreno Tolimán, en su límite con el Terreno Sierra Madre (Cabalgadura Higuerrillas).

El presente trabajo consistió en un análisis microestructural para establecer las diferencias entre ambos terrenos. Partiendo de la proyección estereográfica de los polos de S0 (echados) de la Formación La Peña Azul, fue posible determinar un σ_1 con una dirección de NE40°, para esta unidad; mientras que de la proyección de los datos de S0 para las rocas de la Formación el Doctor, se obtuvo un σ_1 con una dirección NE66°. Finalmente, contrario al comportamiento de los esfuerzos en las Formaciones San Juan de la Rosa y el Doctor, en la Formación Soyatal, como resultado de la proyección de los datos reportados en Charco Frío-Puerto la Cruz y Sombrerete-Membrillo se obtuvieron contrastantes direcciones entre ambos, siendo en el primero NW17° y en el segundo NE54°. En el análisis del fracturamiento por medio de rosetas de frecuencia para cada una de las unidades se observa que para la Formación San Juan de la Rosa sobre el Arroyo la Virgen se presentan dos sistemas de fracturamiento uno NNW-SSE y el otro NEE-SWW. Por otro lado, en la roseta general de frecuencias de la Formación el Doctor se puede observar un sistema de fracturamiento principal NWW, mismo que se presenta sobre el Arroyo la Virgen, mientras que de los datos cercanos a Sombrerete el comportamiento de las fracturas no presenta un patrón definido.

Considerando la historia tectónica de México, los (σ_1) σ_1 obtenidos son el resultado del evento compresivo del Turoniano, en donde el σ_1 =NE40° (Fm. San Juan de la Rosa) correspondería con la etapa inicial de este evento y el σ_1 =NE66° (Fm. El Doctor) con la fase intermedia o final del mismo, considerándose así que durante este tiempo el σ_1 tuvo una evolución en su dirección de NE hacia ENE.

TECTÓNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

GET-46

CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS MARINAS DE LA ZONA DE DESGARRAMIENTO DE BAHÍA DE BANDERAS

Román Álvarez
IIMAS, UNAM
E-mail: rab@leibniz.iimas.unam.mx

La zona del valle de Banderas, entre los estados de Jalisco y Nayarit, ha sido catalogada como un graben o zona de hundimiento. La prolongación de esta estructura hacia el ENE, a través del río Ameca hasta la porción SE del volcán Ceboruco, llevó a otros autores a proponer una zona de desgarramiento (rift) que llamaron la Zona de Desgarramiento del Río Ameca. Estudios recientes de la topografía marina de Bahía de Banderas han permitido proponer que la bahía es también una zona de desgarramiento y representa la continuación de la zona arriba mencionada, conformando en conjunto la Zona de Desgarramiento de Banderas (ZDB), de

150 km de longitud. Esta zona fue propuesta recientemente como el límite NW del Bloque de Jalisco. La ZDB presenta dos direcciones de fallamiento: NE y ENE, de las cuales por lo menos una está activa. Al interior de la bahía hemos identificado tres cuencas: la cuenca de Cabo Corrientes, la cuenca de Yelapa y la cuenca de Majagua, cuyas profundidades máximas respectivas están dadas por 1930, 1710 y 1310 m. Identificamos también dos subcuencas de menor tamaño y profundidad. Una está al NE de la cuenca de Majagua, cercana a la costa, que llamaremos la subcuenca de Vallarta, con una profundidad máxima de 810 m; la segunda está al norte de la cuenca de Yelapa, hacia las Islas Tres Marietas, que llamaremos la subcuenca de Las Marietas, con una profundidad máxima de 1000 m. La Bahía de Banderas y su continuación en tierra como Valle de Banderas se diferencian en que la segunda está rellena de los sedimentos del río Ameca; para integrar las dos estructuras es necesario hacer modelos gravimétricos del relleno del valle.

GET-47

ESPESOR DE SEDIMENTOS EN EL VALLE DE BANDERAS: UN MODELO PRELIMINAR

Jorge A. Arzate¹, Román Alvarez² y Jesús Pacheco¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

E-mail: rab@leibniz.iimas.unam.mx

² IIMAS, UNAM

Recientemente ha sido propuesto que el Valle de Banderas y la Bahía de Banderas forman parte del mismo sistema de rift y que conforman el límite NW del Bloque de Jalisco. La topografía marina de la Bahía indica que el margen sur de la costa es el más profundo, alcanzando más de 1500 m de profundidad en algunas regiones. La continuación de esta estructura en la parte del valle, se encuentra rellena de sedimentos acarreados por el Río Ameca, por lo que resulta necesario llevar a cabo modelos físicos para estimar los espesores correspondientes. Con este propósito efectuamos un estudio magnetotelúrico, que comprende un total de 11 estaciones y un levantamiento gravimétrico de 17 km de longitud, consistente de una línea de estaciones con separaciones promedio de 200 m, a lo largo del margen costero del valle, que correspondería en principio a la zona con mayor espesor de sedimentos. Aunque este perfil todavía no cruza completamente el valle, nos permite junto con la interpretación de los sondeos MT ubicados en la zona central, construir un modelo a partir del cual se puede estimar el espesor de los sedimentos con cierto grado de confiabilidad. En vista de que la anomalía de Bouguer en el perfil gravimétrico decrece monotónicamente hacia el centro del valle se asume que ésta es simétrica con respecto a la posición del río para lo cual se extrapolan los valores del campo hacia el extremo SW del mismo. A partir de ésta curva de anomalía y utilizando un contraste de densidad de 0.7 g/cm³ entre el basamento y los sedimentos que rellenan el valle, se invirtieron los valores de campo y los extrapolados utilizando un algoritmo convencional 2-D y ajustando la respuesta del modelo a las observaciones.

El espesor interpretado para los sedimentos a partir de los modelos MT de capas y gravimétrico es de más de 1000 metros en la zona del valle más cercana a la costa, lo cual es consistente con las profundidades observadas en la bahía.

GET-48

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DE LA LITOSFERA EN LA REGIÓN CENTRAL DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

José M. Romo, Enrique Gómez-Treviño, F. Esparza, Juan García-Abdeslem y Carlos Flores-Luna

Depto. de Geofísica Aplicada, CICESE

E-mail: jromo@cicese.mx

Un perfil magnetotelúrico (MT) a través de la región central de Baja California reveló que ciertas regiones de la litósfera peninsular tienen una conductividad eléctrica anormalmente alta. Este hallazgo podría ayudar a entender la evolución tectónica de este segmento tan peculiar de la frontera entre las placas Pacífico y Norte América. Las anomalías conductoras encontradas en la actual corteza peninsular pueden asociarse a las zonas de sutura entre los terrenos mesozoicos que se agregaron al continente Norteamericano hace mas de 100 Ma. Por otra parte, debajo de la corteza peninsular encontramos vestigios de una antigua placa oceánica, posiblemente una porción de la micro-placa Guadalupe, que quedó atorada al cesar su subducción hace ~12 Ma. En este trabajo mostramos el modelo de resistividad que resulta de la inversión en 2-D de 37 sondeos MT, realizados a lo largo de un transecto de ~200 km de longitud, que cruza la península en la latitud del paralelo 28°. Los campos electromagnéticos se registraron en dos sitios simultáneamente, para estimar la impedancia de manera robusta, usando la técnica de referencia remota. El efecto estático fue corregido utilizando información independiente, obtenida de sondeos electromagnéticos transitorios (TDEM), que se realizaron en cada sitio de observación MT. El modelo interpretado se basa en la inversión de impedancias estimadas con la metodología de Groom-Bailey, que supone un medio regionalmente bidimensional, perturbado con heterogeneidades locales de carácter tridimensional. Finalmente, el modelo de resistividad obtenido se usó para constreñir un modelo 2-D de la densidad de masa, que explica la anomalía de Bouguer observada a lo largo de un perfil cercano al transecto MT.

GET-49

RECONOCIMIENTO ESTRUCTURAL DE PLUTONES LOCALIZADOS ENTRE LA COSTA PACÍFICO Y SAN PEDRO MÁRTIR, BAJA CALIFORNIA

Delgado Argote Luis A., Frías Camacho Víctor M. e Hinojosa Corona Alejandro

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

E-mail: ldelgado@cicese.mx

Con base en la interpretación estructural de un área de 90 por 105 km entre la costa del Océano Pacífico y el Escarpe del Golfo en la parte central del estado de Baja California, se

identificaron estructuras con arreglo curvilíneo que se asocian con cuerpos plutónicos cretácicos. Los cuerpos son discretos en su mayoría, pero los puede haber anidados. En la parte central del área destaca una serie de lineamientos de gran longitud (hasta 25 km) orientada aproximadamente N40°W y N20°W, en las latitudes correspondientes a San Pedro Mártir (SPM) y San Quintín (SQ), respectivamente, que es paralela y se localiza al occidente de la línea magnetita-ilmenita (Fe-Ti). Las estructuras dominantes en SPM se orientan hacia el NW, mientras que las dominantes en el sector SQ son casi N-S, preservándose la orientación de estas últimas en el Escarpe del Golfo; en las dos regiones los rasgos orientados N40°E son muy notables y se considera que se formaron como resultado de la captura del extremo W de Norteamérica por la placa Pacífico. La línea Fe-Ti separa a los plutones ricos en Fe del occidente de los ricos en Ti del oriente. En general, los plutones orientales son más grandes y se emplazan en rocas paleozoicas, mientras que los occidentales están asociados con rocas del arco cretácico del Grupo Alisitos.

En los mismos sitios de un muestreo sistemático con fines paleomagnéticos en los plutones San Telmo (T), Aguaje del Burro (B), La Zarza (ZA), San José (SJ), Potrero (PO), San Pedro Mártir (SP), El Milagro (MI) y El Socorro (SOC), se hicieron mediciones de estructuras primarias y de fallamiento. Las fallas son presumiblemente contemporáneas al periodo comprendido entre el cese de la subducción en el Pacífico (ca. 15 Ma) y el inicio del sistema transforme San Andrés-Golfo de California (ca. 6 Ma). Es notable que de los ocho plutones estudiados, sólo en los sitios de B (10), SJ (15) y SP (21), se observaron fallas con estrías asociadas. Se aplicó el método de inversión directa y se obtuvieron las orientaciones siguientes para los plutones B, SJ y PM, respectivamente:

$$\sigma_1 = 141/76, 21/48 \text{ y } 76/58;$$

$$\sigma_2 = 286/12, 308/11 \text{ y } 297/17; \text{ y}$$

$$\sigma_3 = 17/8, 216/18 \text{ y } 205/37.$$

El conjunto de resultados indica esfuerzos extensionales cuyo promedio es N26E, casi ortogonal a la orientación de las fallas normales del Escarpe del Golfo en el sector San Pedro Mártir, donde la deformación es más intensa. También es notable la mayor densidad de fallas en el oriente que en el occidente, esto es, que mientras más cerca del escarpe la deformación es mayor, lo que sugiere a su vez que la deformación más definida es posterior al cese del fenómeno de subducción. En consecuencia, el fallamiento NE-SW parece reflejar el resultado de un sistema similar al de cizalla simple producido por el movimiento de la península de Baja California hacia el NW.

GET-50

EVOLUCIÓN DEL SISTEMA DE FALLAS MIOCENO-CUATERNARIAS SOBRE LA MARGEN ORIENTAL DE LAGUNA SALADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

Ronald Spelz Madero y John Fletcher Mackrann
Depto. de Geología, División Ciencias de la Tierra, CICESE
E-mail: rspelz67@msn.com

Laguna Salada, localizada en el noreste de la península de Baja California, es una cuenca extensional con subsidencia activa la cual posee la geometría típica de un rift continental con sistemas de fallas que controlan sus márgenes. La margen oriental de la cuenca, donde se presenta la mayor actividad de subsidencia, está limitada por las Sierras Cucapá en el norte y El Mayor (SEM) en el sur. Esta margen es controlada por dos sistemas de fallas maestras: (1) la falla Laguna Salada que es una falla oblicua dextral-normal de alto ángulo que define la margen Oeste de la Sierra Cucapá sobre una distancia de ~35 km, y (2) la falla de "detachment" Cañada David (CDD) que es una falla normal de bajo ángulo, con transporte hacia el Oeste, que define la margen Oeste de la SEM sobre una distancia de ~60 km. Típicamente a lo largo de la falla Laguna Salada se localiza un solo escarpe sintético que coincide con la traza de la falla maestra. En contraste, la falla CDD por sí misma no corta las terrazas cuaternarias ubicadas al pie de la sierra, sin embargo existe una franja de escarpes de falla sobre estas terrazas y abanicos aluviales localizados al Oeste de la SEM. Las características de estos escarpes de falla permite inferir que, al igual que la falla Laguna Salada, la falla CDD ha experimentado cizalla durante el Cuaternario. Los escarpes de falla adyacentes a la falla CDD forman un amplio arreglo, compuesto de hasta 15 escarpes, que sigue en la misma forma las curvas macroscópicas de la traza de la falla CDD la cual define el borde irregular de la SEM. En forma paralela existe una banda de microsismicidad hacia el oeste del arreglo de escarpes y es posible que la deformación sismogénica este ligada a la deformación superficial a través de una falla de bajo ángulo. Aunque los escarpes tienen hasta ~7 m de altura, existen muchos escarpes antitéticos que restan la componente de cizalla vertical y aumentan la componente de cizalla horizontal.

Se calculó la relación de cizalla *horizontal:vertical total* sobre 11 transectos topográficos para estimar el ángulo de buzamiento de una falla maestra que esté controlando a los escarpes a profundidad. Se observó que la relación de deformación *horizontal:vertical total* cambia sistemáticamente con distancia de la SEM: Dentro de 150 m de la Sierra la relación varía entre 1.3 a 4 indicando ángulos de inclinación de la falla maestra de ~23° en promedio, sin embargo a distancias de 2.5 km la relación varía entre 0.45 y 0.70. Esto indica que el ángulo de inclinación de la falla maestra cambia de ~23° a ~60° con distancias de 150 m y 2.5 km respectivamente. Estas variaciones en el ángulo de buzamiento de la falla maestra son consistentes con una geometría antilítrica que pudo haber sido producida por el proceso de anticlinal

migrante (e.g., Wernicke y Axen, 1988). El radio de curvatura de la falla maestra se calculó en ~ 8.5 km. No obstante, una segunda posibilidad es que la variación del ángulo de inclinación de la falla maestra podría deberse a la manera a través de la cual fue acomodada la deformación antitética y no necesariamente debido a un cambio en la orientación de la falla maestra. Una falla maestra que conecte los escarpes con cizalla hacía los hipocentros de microsismicidad tendría una inclinación de $\sim 36^\circ$ que es un ángulo intermedio entre los 23° y 60° calculados con los perfiles.

GET-51

MODELO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA WAGNER (GOLFO DE CALIFORNIA) BASADO EN SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL

Angel David Hurtado Artunduaga¹, Antonio González
Fernández², Arturo Martín Barajas², Juan Contreras P.² y Carlos
Mortera Gutiérrez¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: adhurtado@yahoo.com

² Depto. de Geología, CICESE

En este trabajo se presenta un estudio de la estructura de la Cuenca Wagner en el Norte del Golfo de California. Los datos fuente son secciones de sísmica de reflexión multicanal adquiridas en las campañas ULLOA-1999 con 1 s de penetración en tiempo doble (TD) y secciones sísmicas de PEMEX-1980 con 6 s de penetración en TD.

La Cuenca Wagner es una depresión alargada NNE-SSW de ~ 30 km de larga, ~ 20 km de ancha y está cubierta por un tirante de agua máximo de ~ 210 m. La parte E de la cuenca está cortada por la traza de la Falla Wagner en dirección $\sim N23E$. Hacia la parte W de esta traza, la cuenca está dominada por flexión de los horizontes sismoestratigráficos, los cuales están afectados por un fallamiento secundario antitético y sintético asociado a la Falla Wagner, que ocasionan pliegues de tipo rollover. La Cuenca Wagner además está influenciada por un grupo de fallas en el borde NW de la Cuenca, que transfieren la deformación al sistema de Falla Cerro Prieto (SFCP).

La Falla Wagner es la principal estructura que controla la subsidencia del semigraben que conforma la Cuenca Wagner. La Falla de dirección $\sim N23E$ tiene una geometría lítrica buzando en su parte somera $\sim 79^\circ$ al NW y disminuye gradualmente a profundidad $\sim 58^\circ$ a 0.6 s de TD y $\sim 28^\circ$ después de ~ 1.8 s de TD. El fallamiento antitético y sintético tiene longitudes de trazas menores a 10 km y una dirección NE. La mayoría de estas fallas tienen componente lateral oblicua. La tendencia de migración de los depocentros es hacia el NNE-NE, lo que sugiere que el fallamiento en la Cuenca Wagner ha migrado en esa misma dirección como respuesta a una constante actividad de la Falla Wagner.

En el borde NW de la Cuenca Wagner el fallamiento tiene una dirección N-NNE y buza preferentemente hacia el E. Su relación con la Falla Wagner es incierta. Sin embargo, se interpreta que este fallamiento es una prolongación hacia el SSE de un dominio estructural al NNW de la Cuenca Wagner, definido en este estudio como Dominio Estructural Wagner-Cerro Prieto (DWCP). Aparentemente es de naturaleza transcurrente, por el cual se transfiere la deformación hacia SFCP de dirección NW-SE. La parte S de la conexión entre DWCP y SFCP ($\sim 31.35N$) limita dos segmentos de actividad del SFCP. Hacia el SE, el sistema tiende a ser inactivo, mientras que hacia el NW, el segmento del SFCP presenta evidencias de actividad reciente.

Bajo estas condiciones tectónicas, la Cuenca Wagner está limitada por dos sistemas transcurrentes, al N por DWCP y al S por el fallamiento NW-SE de la Cuenca Consag, lo cual sugiere que la subsidencia de la Cuenca Wagner esta relacionada con la deformación por extensión de una cuenca pull-a-part.

GET-52

SUBSIDENCE AND EXTENSION RATES OF LAGUNA SALADA BASIN, NORTHEASTERN BAJA CALIFORNIA, MEXICO, OBTAINED FROM CYCLICITY IN GAMMA RAY LOGS

Juan Contreras¹, Arturo Martín-Barajas¹ y Juan Carlos Herguera²

¹ Depto. de Geología, CICESE, Ensenada, B.C., México
E-mail: juanc@cicese.mx

² Depto. de Ecología, CICESE, Ensenada, B.C., México

Laguna Salada basin in northeastern Baja California, Mexico, is an active half-graben product of the trans-tensional tectonics of the Gulf of California. It lies at the boundary between the North America and Pacific plates, 15 km west of the Cerro Prieto-Imperial fault system. We present the results of a time series analysis of the uppermost 980 m of a gamma ray log from a geothermal exploratory well drilled in the proximity of the Laguna Salada fault, which bounds the basin on its eastern margin. Our analysis indicates its stratigraphy is cyclical and that the spectrum of the gamma ray log is similar to the spectrum of Pleistocene variations of oxygen isotopes, which strongly suggest an orbital origin. Based on this, we establish a correlation between the gamma ray log and oxygen stages to constrain ages of sediments with an estimated uncertainty of ~ 10 kyr. We found that sedimentation rates at ELS1 site have remained constant during the last 780 kyr. The sedimentation rate at the drilling site is 1.6 mm/yr. This value is extrapolated to obtain the vertical and perpendicular to strike slip rates of Laguna Salada fault. It is found that the vertical component is 4.22 mm/yr and the perpendicular to strike component is 1.55 mm/yr. These values are in agreement with values reported by other authors.

Our extrapolation indicates that the Laguna Salada fault system accommodates $\sim 20\%$ of the E-W relative motion between the North America and Pacific plates. The rest is being accommodated by other faults, most likely the Imperial-Cerro Prieto fault system. This is also of relevance for the seismic hazard of the region. On February 23, 1892 Laguna Salada fault ruptured generating an earthquake of estimated magnitude M 7-7.5 and a scarp with a mean height of 6m. Our displacement rate estimate places the recurrence interval for such events at ~ 1400 yr.

GET-53

**PATRÓN ESPACIO-TEMPORAL DE RUPTURAS
SUPERFICIALES EN LA MARGEN ORIENTAL DE
LAGUNA SALADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO:
DETERMINACIONES A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE LA
DEGRADACIÓN DE ESCARPES DE FALLA**

Ronald Spelz Madero, John Fletcher Mackrain y Juan Contreras Pérez

Depto. de Geología, División Ciencias de la Tierra, CICESE
E-mail: rspelz67@msn.com

Laguna Salada, situada en el extremo noreste de la península de Baja California, es una cuenca estructural con subsidencia activa ubicada en la zona de deformación entre las placas Pacífico y Norteamérica. La cuenca tiene la morfología típica de un rift continental y su margen oriental, donde se presenta la mayor subsidencia, se encuentra limitada por las Sierras Cucapá en el norte y por la Sierra El Mayor (SEM) en el sur. En este estudio se presentan resultados de la distribución espacio-temporal de un sistema de escarpes de falla cuaternarios en terrazas y abanicos aluviales, que está relacionado a una falla maestra de bajo ángulo que controla la porción centro sur de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, a lo largo del límite oeste de la SEM. Los parámetros de altura, ángulo de la pendiente máxima y ángulo de la pendiente regional fueron analizados para un total de 61 escarpes de falla, contenidos en 11 perfiles topográficos, utilizando el modelo de difusión para la degradación de escarpes. Las edades relativas calculadas, denominadas edades de difusión kt (e.g., Colman y Watson, 1983), muestran de manera general una disminución de la edad de los escarpes hacia el norte e la SEM. Esta tendencia es consistente tanto con la morfología de los escarpes, los cuales en algunos casos preservan caras libres, así como con la ubicación de eventos sísmicos históricos de importancia en la región norte de la SEM y suroeste de la Sierra Cucapá. La distribución multi-modal de la frecuencia de edades de difusión (kt) de los escarpes de falla en la margen oriental de Laguna Salada sugiere múltiples eventos de formación de escarpes. El intervalo de recurrencia de estos eventos no fue precisado, sin embargo existe evidencia a partir de la cual se puede especular que dicho intervalo podría oscilar en el orden de tiempo equivalente a una edad de difusión $kt = \sim 3$.

Finalmente, utilizando una edad absoluta (t) de 60,000 años (series-U) en un paleosuelo en los abanicos aluviales del extremo sur de la SEM (Carter, 1977), se calculó un valor *mínimo* $k = 4.01 \times 10^{-5}$ m²/año. Este valor de la constante de difusión de masa es menor que otros valores de k , que oscilan entre 10×10^{-4} m²/año y 60×10^{-4} m²/año y que han sido reportados para ambientes de clima árido, por lo que se considera que el valor de $k = 4.01 \times 10^{-5}$ m²/año refleja razonablemente las condiciones climáticas hiperáridas, y tipo de litología, de la región de Laguna Salada. Sin embargo, debe considerarse como una primera aproximación del valor de la constante de difusión de masa para la región en lo que se llevan a cabo un mayor número de fechamientos absolutos de abanicos aluviales que permitan precisar aún más el valor de k .

CARTELES

GET-54 CARTEL

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA PORCIÓN ORIENTAL DE
LA SIERRA LOS AJOS, NOROESTE DE SONORA,
MÉXICO**

Pedro Herrera López¹ y José Luis Rodríguez Castañeda²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Sonora
E-mail: geociencia@yahoo.com

² Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Sonora

La Sierra de Los Ajos, en el noreste de Sonora, es compuesta por varias secuencias rocosas entre las que destacan rocas proterozoicas asignadas al Esquisto Pinal (1715 Ma), Granito Mesteñas (1400 Ma); rocas paleozoicas como la Cuarcita Bolsa y la Caliza Escabrosa del Misisípico; y rocas mesozoicas compuestas por un granito del Jurásico, por la Formación El Tuli y por el Grupo Cabullona del Cretácico Tardío. Dentro de la secuencia mesozoica es notable la ausencia del Grupo Bisbee del Cretácico Temprano, el cual presumiblemente ha sido erosionado. Esta diversidad de secuencias de diferentes periodos registra la evolución tectónica de la región y posiblemente del noreste de Sonora. Las relaciones estratigráficas las cuales nos muestran parte de la evolución del área son las siguientes: El Granito Mesteñas está intrusionando al Esquisto Pinal, las secuencias paleozoicas están en discordancia angular con las rocas proterozoicas. El granito jurásico está intrusionando tanto al Proterozoico como a las secuencias paleozoicas, a las secuencias vulcanosedimentarias del Cretácico Tardío, y las rocas Terciarias cubren discordantemente a todo el paquete de rocas descrito. Estructuralmente, las secuencias expuestas en la Sierra de Los Ajos parecen formar parte de lo que se le ha denominado el Alto de Cananea y la falla que pone en contacto a las rocas de la Formación El Tuli con las rocas proterozoicas y paleozoicas es una estructura mayor que puede ser el límite estructural noreste del Alto de Cananea. La porción oriental del área estudiada (Sierra Las Mesteñas) representa un bloque con

orientación NNW. Este bloque corresponde litológicamente con la porción oriental de la Sierra de Los Ajos y puede ser parte de otros que se han descritos algunas decenas de kilómetros al norte del área de estudio. Una observación importante del presente trabajo es que la deformación observada en el área está representada solamente por un basculamiento en general hacia el noreste, siendo notable la ausencia de pliegues asociados a compresión. También la presencia de fallas es menor, observándose algunas fallas normales dentro de la secuencia del Cretácico Tardío y en las rocas del basamento.

Este bloque representa una zona de potencial minero para prospectos a tajo abierto, ya que como un alto de basamento puede ser susceptible de exploración, si consideramos que en los principales yacimientos de cobre del estado se encuentra involucrado el basamento cristalino. El área ha sido explorada por pórfidos cupríferos, se observan vetas de fluorita, galena y particularmente se observa una mineralización tipo skarn en calizas paleozoicas que son intrusionadas por el granito jurásico.

GET-55 CARTEL

MAPA GEOLOGICO ESTRUCTURAL DEL ORIENTE DEL ESTADO DE GUERRERO

Maria Fernanda Campa-Uranga y Francisco Javier Avila-Ramos
Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

E-mail: mfernanda@data.net.mx

Los modelos e hipótesis en torno a la naturaleza y evolución geológica de la Sierra Madre del Sur -terminación austral del continente Norteamericano- tienen respaldos con información básica estadísticamente no representativa, a pesar de la información aportada por las escasas investigaciones realizadas hasta hoy.

Los recortes a los de por si bajos presupuestos otorgados a la investigación en México, han producido en los últimos tiempos un fenómeno de bajo rendimiento en las observaciones directas de campo y en los análisis de laboratorio que produce cada día menor información básica en mapas geológicos y en sus bases de datos asociadas, fenómeno acumulado que va deteriorando el sustento confiable de hipótesis y modelos propuestos. La creación de mapas geológicos no tiene reconocimiento quien-sabe-porqué y el resultado es el copiado creciente nada creativo de mapas anteriores sin reconocimiento de sus fuentes originales. A pesar de ello, se realizó un proyecto de mapeo de geología básica en el oriente del Estado de Guerrero, CONACYT-29018 que aporta nueva cartografía geológica para investigación y docencia, con sus bases de datos y hallazgos anexos, y que nos permite revisar hipótesis y modelos previos.

El mapa abarca una superficie cercana a 70,500 km² del Oriente del estado de Guerrero y áreas colindantes de los estados de México, Morelos, Puebla y Oaxaca, superficie equivalente a más de la mitad del territorio guerrerense que

comprende una de las problemáticas geológicas más complejas. Fue digitalizado en escala 1:250,000 pero con algunas áreas clave mapeadas en escala 1:50,000 y 1:25,000.

El proceso mismo de mapeo geológico es parte integral y fundamental de cualquier investigación de rocas de la litósfera que afloran, y como tales, muestran la composición, edad y el estado de deformación de la corteza terrestre en el área investigada que se representa en el mapa geológico. No significa solamente la meta concreta de producir un mapa, sino la riqueza misma de la problemática real que refleja y el espectro completo de actividades de campo y laboratorio requeridas para el análisis preciso de la composición, edad y geometría de los conjuntos de rocas que forman una unidad mapeable que pretende definir el evento geológico que les dio origen y su representación geométrica tridimensional en tres escalas: regional, afloramiento y muestra-microscopio. Las técnicas de observación, análisis y mediciones son específicamente geológicas para mapear unidades litoestratigráficas y ensambles cartografiables en escala regional que reúnen formaciones en función de eventos y fenómenos geológicos con orígenes en paleogeografías comunes, información básica para modelos interpretativos.

GET-56 CARTEL

LA APERTURA DEL GEOSINCLINAL CORDILLERANO EN MEXICO, UN EVENTO TECTONICO DEL PROTEROZOICO MEDIO (1600-1000 M.A.)

S. Bazán Barrón y S.D. Bazán Perkins
Industria Minera Indio, S.A.
E-mail: bazanba@hotmail.com

Por definición tectónica la Faja Estructural Cordillerana (FEC) constituye uno de los cinturones orogénicos más conspicuos de la corteza terrestre que se distribuye a lo largo del Continente Americano, justo al occidente de los escudos arqueanos: Canadiense, Mexicano, de la Guayana, Brasileño y Platense en donde se definen las características propias de la FEC para cada segmento, según su ambiente paleogeográfico de sedimentación y ciclo geotectónico generado hacia la margen de cada uno de los mencionados escudos.

Tanto en el Cratón de América del Sur como en el territorio de México, la FEC exhibe una posición estructural definida; consistentemente distribuida por unos 8000 Km en forma paralela al poniente de las fajas parasincrónicas: Sunsás de Bolivia y Brasil como de la Oaxaqueña de México. Estas relaciones paleogeográficas, no se observan con respecto a la Faja Estructural Grenvilliana (FEG) que aparece como un evento parasincrónico aislado, al SE del Escudo Canadiense y de evolución tectónica diferente y con mayor intensidad metamórfica que las anteriores. No obstante, todas estas fajas precámbricas determinan su clausura compresiva con un evento sincrónico, hacia los 1000 m.a. para sus respectivos cierres orogénicos.

Otro rasgo paleogeográfico y tectónico peculiar se relaciona al hecho de que a lo largo del Cratón de América del Sur y en el territorio de México, la FEC se encuentra consistentemente distribuida también paralela, al oriente de la cadena laramídica de los enormes plutones anatexíticos de "cobre y molibdeno porfirítico" que básicamente bordean al mencionado continente, desde Alaska hasta la República de Chile. Esto sugiere que los depósitos de Cu y Mo corresponde a removilizaciones de una faja cratonizada bastante anterior, posiblemente del Proterozoico Temprano (2500-1800 m.a.).

Para determinar en México, el inicio de apertura del rift que originó el Geosinclinal Cordillerano, se parte de la conspicua discordancia que separa al eratema del Supergrupo Zimatlán del Proterozoico Temprano (2500-1800 m.a.), del Supergrupo Telixtlahuaca del Proterozoico Medio (1600-1000 m.a.) referida por Bazán (1984, 1985, 1987) y Bazán-Perkins (1990, 1994, 1996). Esta apreciación tectónica, parte del hecho de que la Faja Estructural Oaxaqueña (FEO) de característica concentración de minerales de titanio, tuvo su clausura orogénica debido a un evento de subducción en dirección oriente, mismo que originó el Arco Insular de Telixtlahuaca, (1375-1000 m.a.), del Proterozoico Medio en un proceso de mineralización tipo Kuroko, postulado por Bazán (1987) reconocido también para las secuencias del Gneis Huiznopala, Gneis Novillo y Gneis Carrizalillo.

Este evento de subducción en dirección oriente, se identifica por el acuíñamiento hacia el poniente de los depósitos de plataforma del Geosinclinal Oaxaqueño, así como por el cambio litológico y estructural abrupto para definir una discordancia entre los supergrupos Zimatlán y Telixtlahuaca que marca un hiatus de cuando menos 300 m.a. Estas disarmonías sólo se pueden explicar por la apertura de un rift que se originó y evolucionó a cuenca oceánica al occidente, de la Faja Estructural Oaxaqueña, (Bazán 1982). Estas relaciones estratigráficas y estructurales están bien expuestas en los cortes de caminos que parten del Valle de Oaxaca y se dirigen a La Herradura, Santa María Peñoles, Santiago Tlazoyaltépec, San Miguel Peras y Asunción Mixtepec, lugares donde también está expuesta la extensa Nappa de La Carbonera, identificada así por el poblado homónimo de la carretera federal Huitzo-La Herradura por Bazán y Bazán-Perkins (1984) cabalgando en sucesivas hojas de cobijadura sobre el antepaís, integrado por los paragneises de los grupos El Trapiche y Valdeflores del Proterozoico Temprano, en un plano de aloctonía casi horizontal que separa un intervalo erosionado de más de 1100 m.a. Estas mismas relaciones tectónicas, se han identificado para las secuencias del Gneis Huiznopala, Hidalgo y Gneis Novillo, Tamaulipas.

De esta consistente descripción de campo, se desprende que la única estructura de apertura oceánica en expansión que pudo haber ocasionado el evento de subducción en la FEO en dirección oriente, corresponde precisamente a la posible apertura del Geosinclinal Cordillerano al occidente y durante el Proterozoico Medio (1600-1000 m.a.), si no mucho antes.

Para determinar la edad precisa de la apertura del Geosinclinal Cordillerano, podemos partir que los depósitos de "Iron Formation" del Grupo Valdeflores, generados por actividad bacteriana a nivel global y parasincrónicos, culminó hacia los 1800 m.a. y aparentemente, estos sedimentos marinos cubrieron todo el territorio de México, antes de ser disectados por los rifts de las FEO y FEC. La existencia de estos yacimientos, se desprende de los afloramientos del Grupo Coyotillo, Santa Ana, Sonora, así como en la Sierra de Juárez y Vigallo, Oaxaca; condiciones que también se determinan para los emplazamientos o inyecciones de fierro tipo Kiruna de origen precámbrico que extensamente se distribuyen en todo el territorio de México, mismos que se relacionan a concentraciones ferríferas, residuales arenosas y brechadas de la parte superior de los mencionados grupos del Proterozoico Tardío.

Por tanto, la problemática a resolver está en determinar cual de los dos rifts que dieron origen a las FEO y FEC se abrió primero para originar la destrucción fragmentada y brechada de los "Iron Formación" del Grupo Valdeflores y Grupo Coyotillo. A fin de expresar un dato consistente, los autores prefieren dejar abierta la edad del rift que originó el Geosinclinal Cordillerano y postular que fue posterior a los 1800 m.a. y antes de los 1200 m.a. cuando se iniciaba la fase compresiva de la FEO en el territorio de México. Esto es, en un tiempo intermedio entre los 1500 ± 100 m.a. que podrá ser constatado por la edad de los derrubios residuales de los depósitos ferríferos, acumulados en las márgenes de los rifts que les dieron origen, como los existentes en el yacimiento de Almagres, Veracruz; también en San Miguel Peras, Oaxaca; o bien, a partir de las removilizaciones subyacentes que originan los emplazamientos de contacto térmico, como aparecen en Los Humos, Oaxaca, Las Truchas, Michoacán; Peña Colorada, Colima-Jalisco; Cerro del Mercado, Durango; La Negra, Chihuahua y Hércules, Coahuila que derivan de los "iron formation" de origen precámbrico.

GET-57 CARTEL

DEFORMACIÓN DEL CRETÁCICO TARDÍO Y TERCIARIO TEMPRANO EN EL SUR DE MÉXICO, APROXIMACIÓN POR MODELO ANALÓGICO

Mariano Cerca¹, Marco Bonini², Giacomo Corti³, Luca Ferrari¹, Dora Carreón-Freyre¹ y Piero Manetti⁴

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro., México
E-mail: mcerca@geociencias.unam.mx

² CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Laboratorio de Modelado Analógico, CNR, Centro Studio Geologia dell'Apennino e delle Catene Perimediterranee, Sezione di Firenze, Firenze, Italia

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Pisa, Italia

⁴ CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, Italia, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad degli Studi di Pisa, Italia

Una serie de experimentos de modelado analógico se realizaron con el fin de estudiar los patrones de deformación geológica en modelos estratificados con comportamiento frágil-

dúctil y una diferencia de espesor. Los modelos analógicos permiten el estudio de la geometría, cinemática y dinámica de prototipos naturales en una escala pequeña y en tiempo menor. En este caso, los experimentos simulan dos eventos tectónicos superpuestos que afectaron presumiblemente una gran parte del sur de México: 1) Orogenia Laramide caracterizada por acortamiento progresivo hacia el oriente y 2) Exhumación de la margen continental y transpresión lateral izquierda hacia el sur oriente; con intervalos de actividad entre 88 a 67 y 60 a 34 millones de años respectivamente. La geometría simplificada del modelo se construyó con base en la información geológica, estructural, geocronológica y geofísica disponible en la literatura para el sur de México y nuestros propios estudios de campo. Los modelos se construyeron en un aparato que simula la deformación, ubicado en el Laboratorio de Modelado Analógico de la Universidad de Florencia. Este aparato permite el movimiento de dos paredes ortogonales y es capaz de simular acortamiento y tensión con ángulos variables. Los modelos se escalan de tal manera que 1 cm en el modelo es aproximadamente equivalente a 20 km en la naturaleza. Para simular la corteza inferior se utilizó una mezcla de silicón y arena de cuarzo con una densidad media de 1450 kg m^{-3} y viscosidad dinámica $\eta = 3 \cdot 10^5 \text{ Pa}$, mientras que para la corteza superior se utilizó arena de cuarzo con una densidad media de 1380 kg m^{-3} y cohesión insignificante. Las dimensiones de los modelos fueron 40 cm de longitud, 39 cm de ancho y 1.5 cm de espesor promedio. Un bloque con forma de paralelepípedo que representa un bloque continental rígido (terrenos Mixteco y Oaxaca) se construyó en uno de los lados del modelo. El bloque se construyó alternativamente de arena o arcilla plástica húmeda. La arcilla tiene una densidad de 2500 kg m^{-3} y alta cohesión ($\sim 40\text{-}60 \text{ kPa}$). El espesor del material frágil se incrementó hasta 1.15 cm dentro del bloque rígido, en el resto del modelo se mantuvo constante en 0.75 cm. El escalamiento de la tasa de deformación se hizo de acuerdo a la ecuación $\sigma^* = \sigma_{\text{modelo}} / \sigma_{\text{naturaleza}} = \rho^* \cdot g^* \cdot l^* = \varepsilon^* \cdot \eta^*$, donde el asterisco representa la relación entre la variable en el modelo y en la naturaleza. Los modelos se acortaron 42 mm con una velocidad de 6 mm/h en el primer episodio de deformación y en el segundo una pared perpendicular se movió 72 mm con una velocidad de 15 mm/h y un ángulo de 15° con respecto al lado adyacente. Se realizaron 9 experimentos con dos arreglos distintos. En el primer arreglo se construyó el bloque rígido adyacente a la pared móvil de la segunda fase de deformación, mientras que en el segundo el bloque se construyó separado de la pared móvil para permitir rotaciones. En ambos casos se varió consecutivamente el material de construcción del bloque. Los resultados muestran que patrones de deformación similares se desarrollaron en cada caso, aunque en los modelos con el bloque de arcilla las estructuras se acentuaron y se desarrolló acunamiento del bloque en la arena. Los modelos reprodujeron la mayoría de las estructuras observadas en el prototipo natural.

GET-58 CARTEL

ANÁLISIS COMPARATIVO DE DOS CUENCAS TRANSTENSIONALES: LA CUENCA DE SANTA ROSALÍA DEL MIOCENO-PLEISTOCENO, EN EL MARGEN OESTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y LA CUENCA DE MENDIBELZA EN EL GOLFO DE GASCÓN CRETÁCICO, PIRINEOS OCCIDENTALES, FRANCIA

Raúl Miranda-Avilés, Robert Bourrouilh y Enrique Hiparco Nava-Sánchez

CIBAMAR, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, Talence, France

E-mail: rmirandamx@yahoo.com.mx

La comparación se basó en el análisis secuencial evolutivo de las cuencas transtensionales de Santa Rosalía en el margen Oeste del Golfo de California y de Mendibelza, en los Pirineos occidentales al Sur de Francia. Estas cuencas evolucionaron como parte de un límite de placas divergente oblicuo. Ambas cuencas se originaron en respuesta a distensión ortogonal inicial seguida por una y distensión oblicua.

La cuenca de Santa Rosalía evolucionó como parte del rift oblicuo del Golfo de California, que nace en la fase de distensión ortogonal NE-SW del Mioceno medio (11-12 Ma) conocido como Proto-Golfo de California. El análisis secuencial muestra 3 megasecuencias principales: La megasecuencia T1 (Mioceno superior-Plioceno inferior) constituida por facies de fan-delta y controlados por la subsidencia de medios grabens, en respuesta a la distensión ortogonal (Proto-Golfo). La megasecuencia T2 (Plioceno inferior-medio) representada por facies de frente deltaico a plataforma, depositada en respuesta al inicio de la apertura generalizada del eje del Golfo. La Megasecuencia T3 (Plioceno superior-Pleistoceno) se depositó en respuesta a la apertura generalizada del Golfo de California y el inicio de una regresión y levantamiento del margen este y norte de la cuenca, asociado probablemente a la actividad de la caldera la Reforma.

La cuenca de Mendibelza evolucionó en el margen sur del Golfo de Gascón desde el Jurásico superior hasta Cretácico superior, formando parte del límite divergente oblicuo entre la placa Iberia y Europa. Inicialmente el margen estuvo sujeto a distensión ortogonal, evolucionando en transtensión durante el Cretácico como producto de la rotación y desplazamiento lateral izquierdo de la placa Iberia respecto a Europa fija. El análisis secuencial muestra 3 megasecuencias de fan-delta y fan-delta slope. La megasecuencia K1 del Aptiano medio-superior es el reflejo de distensión ortogonal, la megasecuencia K2 Aptiano superior-Albiano inferior representa facies de slope debido a la aceleración del desplazamiento de la placa Iberia en respuesta a la apertura del Atlántico Norte y al inicio de la transtensión entre Iberia y Europa.

La megasecuencia transgresiva K3 Albiano inferior-Albiano superior representa un periodo de apertura generalizada en transtensión del Golfo de Gascón.

Las dos cuencas transtensionales analizadas presentan características en común tales como medios grabens, que forman segmentos kilométricos entre 5 a 20 Km. En ambas cuencas las fallas preexistentes y las creadas en los estadios iniciales del rift ortogonal, controlaron la evolución posterior de la cuenca, funcionando como fallas oblicuas o laterales en los estadios de transtensión.

GET-59 CARTEL

TECTONICA Y PALEOGEOGRAFIA DURANTE EL LIASICO Y JURASICO MEDIO, BASADA EN LA INFORMACIÓN PALINOESTRATIGRAFICA DE LAS CUENCAS DE HUAYACOCOTLA-EL ALAMAR , DE TLAXIACO Y TAMPICO-MISANTLA

Jaime Rueda-Gaxiola

Unidad de Ciencias de la Tierra, ESIA, IPN

E-mail: jaimerueda@compuserve.com.mx

La reciente información palinoestratigráfica, ha permitido conocer la distribución de las rocas continentales y marinas depositadas durante el Liásico y el Jurásico Medio en las cuencas de Huayacocotla-El Alamar y de Tlaxiaco, facilitando la construcción de un modelo tectono-sedimentario que ayuda a conocer la historia geológica jurásica.

En el Valle de Huizachal, se ha podido comprobar al menos una transgresión liásica de las propuestas por Rueda-Gaxiola en 1994 con base en el estudio palinoestratigráfico de las secuencias de lechos rojos aflorantes en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, apoyado con análisis de Rayos X y de Rock-Eval. En efecto, en Noviembre de 2001 durante una práctica de Geología de Campo, fue descubierto un afloramiento de calizas intercaladas entre los lechos rojos de la Aloformación Huizachal, cerca de la localidad donde, en 1999, fueron muestreados lechos rojos que contienen glauconita. El emplazamiento de las calizas se encuentra arriba de una discordancia, y debajo de lechos rojos laminados y calcáreos. Esta discordancia representa un cambio notable de las condiciones de depósito de las unidades infra- y supra-yacentes, ya que en la secuencia inferior predominan las rocas volcánicas del Alomiembro Río Blanco y en la superior las rocas equivalentes al Alomiembro Volcanosedimentario. Esta discordancia probablemente corresponde a la que se encuentra entre la Aloformación Huizachal (Rethiense) y la base de la Aloformación La Boca (Sinemurens-Pliensbachense) en varias secuencias de lechos rojos del Anticlinorio, arriba de la cual se encontraron fósiles marinos y glauconita. Esta probabilidad hace que se considere que el Alomiembro Río Blanco sea propiamente la Aloformación Huizachal y que el Volcanosedimentario probablemente es Liásico y equivalente a la Aloformación La Boca.

Por otra parte, los resultados palinoestratigráficos obtenidos por Jorge Jiménez-Rentería, en el Anticlinorio de Tlaxiaco, sitúan al Conglomerado Prieto (parte superior del Grupo Consuelo) en la Edad Sinemurens y a la Formación

Cuarcítica Cualac (parte inferior del Grupo Tecocoyunca *sensu* Jiménez-Rentería) en una Edad Pliensbachense-Aalenense. Además, con base en su contenido orgánico y en su litología, se estableció una nueva estructuración del Grupo Consuelo (formaciones Rosario y Conglomerado Prieto) y del Grupo Tecocoyunca (formaciones Cuarcítica Cualac, Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucunúti), correspondientes a dos secuencias sedimentarias depositadas bajo condiciones tectónicas diferentes en una cuenca comunicada inicialmente con el mar Pacífico, hacia el Occidente, y posteriormente también con el Golfo de México, hacia el Oriente, al inicio de su formación. Estas características de las secuencias de los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Tlaxiaco, donde se han reportado también algunos intervalos de rocas calcáreas dentro de la secuencia de lechos rojos liásicos de la Fm. Rosario, permiten encontrar una continuidad entre la Fosa de Huayacocotla-El Alamar y el Graben de Tlaxiaco durante el Liásico Temprano y de éste con la Cuenca de Tampico-Misantla durante el Liásico Tardío y Jurásico-Medio.

GET-60 CARTEL

CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL VALLE DE SAN MARCO, COAHUILA, MÉXICO

Montemayor-Sanchez Iair, Chavez-Cabello G, Cossio-Torres T.,

Aranda-Gómez J. y Jenchen U.

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

E-mail: iair_mont@hotmail.com

El Valle de San Marcos corresponde a una de las escasas localidades donde aflora una falla de basamento en el noreste de México. Esta falla corresponde a la Falla de San Marcos, la cual limita estructuralmente al Bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila. Rocas del Pérmico (pizarras) fueron levantadas verticalmente y están expuestas en el sur del Valle. Este mismo levantamiento expone a rocas del Jurásico de las Formaciones Palomas, Tanque Nuevo y Norias. Además de granitos del Triásico que presentan deformación quebradiza. Esta localidad es controversial debido a que se ha sugerido que existió desplazamiento lateral izquierdo importante a lo largo de la Falla de San Marcos. Sin embargo, en este trabajo se discute el origen de la zona de falla vertical en el sur del Valle de San Marcos, de rumbo WNW-ESE, la cual presenta un cambio de orientación a cercanamente N-S en el límite noroeste de la Sierra de San Marcos-Pinos. De acuerdo al análisis de ejes de pliegues y los diferentes tipos de fallas existentes, sugerimos que el estilo de deformación presente es producto de levantamiento diferencial de bloques de basamento, los cuales generan zonas con transporte tectónico cercanamente perpendicular (p. ej. Provincia Laramide de los Estados Unidos de Norteamérica).

GET-61 CARTEL

DIGITAL GEOLOGIC CARTOGRAPHY OF THE TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT AND ADJOINING AREAS: AN ILLUSTRATED SUMMARY OF THE EVOLUTION OF NEOGENE VOLCANISM IN CENTRAL MEXICO

Luca Ferrari, José Rosas Elguera, Gerardo Carrasco Nuñez,
Tania Norato Cortez y Norma Gonzalez Cervantes
Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro., México
E-mail: luca@geociencias.unam.mx

We present the first version of the digital geologic map of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) and adjoining areas of central Mexico. The basic structure of the work consists of three databases: geochronologic (over 850 ages), geochemical (over 2,000 analyses) and geologic (36 geologic units, 5 types of faults, vents and other volcanic features) that may be superposed on a geographic frame and other georeferenced documents through ArcView GIS (at present the version 8). The area covered by the cartography span 10° of Longitude (106°-96°W) and 3°75' of Latitude (19°-21°45'N). The geology has been compiled through an interpretation of all the available information and integrated with our new regional geologic surveys. The geologic units used in the compilations are basically chronostratigraphic and lithologic but are designed to emphasize the main volcanic episodes that took place since the Oligocene.

Volcanism belonging to the Sierra Madre Occidental consists of two main pulses: one during early Oligocene (34-27 Ma) and another during early Miocene (24-20 Ma). Both episodes are dominated by silicic ignimbrites and subordinates rhyolitic domes and lava flows, followed by minor mafic lavas. The early Oligocene volcanism is exposed along a wide belt with a NNW-SSE orientation from Queretaro and Jalisco to the north to Michoacan and Oaxaca to the south.

The first episode of the TMVB dates back to middle Miocene (16 to 11 Ma). It formed a broad arc mostly made of large polygenetic volcanoes of intermediate composition emplaced from western Michoacán (Long. 102°) up to the Palma Sola area along the Gulf of Mexico. Geochemical data are scarce but suggest that at least parts of the volcanic products are adakites. A calcalkaline volcanic arc was active during the same period in the area presently occupied by the Gulf of California (Comundú arc) and their remnants are well exposed in Baja California and, partly, in western Nayarit. No volcanism of middle Miocene age is present in Jalisco. In late Miocene (11 to 6 Ma) a voluminous mafic episode is recognized across the whole central Mexico to the north of the previous arc. These mafic lavas were emplaced along prominent extensional fault systems and show ages progressively younger from west (Tepic-Guadalajara) to east (Hidalgo-Veracruz). The chemical composition of the lavas span from calcalkaline to Na-alkaline, the latter located mostly at the eastern border of the altiplano and in the Gulf of Mexico plain (Poza Rica and Palma Sola). Large calderas and silicic dome complexes developed in

latest Miocene and early Pliocene (7.5 to 3.5 Ma) west of Mexico City (Long. 99°30') and at the eastern border of the altiplano (Hidalgo state). In the eastern part of the altiplano between Mexico City and the Cofre de Perote-Pico de Orizaba alignment a volcanic gap is observed between ~9 and 3.5 Ma. Lavas with an intra-plate affinity were emplaced since early Pliocene in the western and easternmost TMVB. Their volume, however, represent less than 10% of the contemporaneous subduction-related products. In the last 5 Ma many segment of the arc broaden by a southward migration of the volcanic front but volcanism remain active in the rear part of the arc.

GET-62 CARTEL

ONSHORE CRUSTAL STRUCTURE OF CHICXULUB IMPACT CRATER HINTED FROM MT STUDIES

Arzate Jorge A.¹ y Campos-Enríquez J. Oscar²

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro., México
E-mail: arzatej@unicit.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

This detailed MT study provides information about the deep continental structure of the Chicxulub impact crater (Yucatan, Mexico). In particular MT images of the electrical resistivity distribution along three radial profiles confirm the presence of shallow high resistive material at the crater center. Over this resistive high the MT soundings are featured by a sharper rise in resistivity related to the basement. This uplifted basement material coincides with the central structural high inferred in previous gravity, magnetic and MT studies. The top to the uplifted material is about 5 km in agreement with a recent seismic study. Its diameter is about 40 km and according to our images the basement material has been uplifted from a depth of about 10 km. The cenotes ring mark the rim of a deep basin featured by low resistivities. These low resistivities are interpreted as due to the fluids filling and interconnecting the fractures of this portion.

GET-63 CARTEL

FECHAMIENTO DE LAVAS ANDESÍTICAS DE LA FM. ZICAPA, EN EL LÍMITE ORIENTAL DE LA PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS

Elisa Fitz Díaz¹, Ma. Fernanda Campa Uranga² y Margarita López Martínez³

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: elisafitz@yahoo.com.mx

Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, UAG, Taxco el Viejo, Gro.

³ Depto. de Geología, CICESE

La Formación Zicapa aflora a lo largo del límite oriental de la Plataforma cretácica Guerrero-Morelos, donde subyace a la Formación Morelos, y ambas son cabalgadas por la Formación Cosoltepec en el tramo de Papalutla, pero no se observa su relación con el Conglomerado Cualac-Grupo Tecocoyunca del Jurásico medio. Hacia el Sur, sin embargo, se observa

claramente que sobreyace al Conglomerado Cualac, y éste, a su vez, sobreyace a la Formación Cosoltepec en el área de San Juan de las Joyas, en la raíz de la Cabalgadura de Papalutla o anticlinorio de Tres Vestidos (Campa, *et al.*, 1998).

Esta unidad está formada por depósitos continentales de limolita, arenisca y conglomerado, intercalados con depósitos volcánicos de composición andesítica. Hacia la cima, las capas rojas limolíticas se interestratifican con bloques de caliza arrecifal con fauna del Aptiano-Albiano (Campa, *et al.*, 1997). Una andesita porfídica que aflora en el arroyo de Piedras Grandes, río arriba de Mezquitlán, fue fechada en 127 ± 2 Ma con el método Ar-Ar, que corresponde al Cretácico temprano, congruente con la edad paleontológica reportada anteriormente.

La nueva información aquí reportada aunada al conjunto de datos acumulados hasta hoy caracterizan a la Formación Zicapa como un ensamble de depósitos continentales sedimentarios-volcánicos, que se ajustan al modelo actual de la fosa de Etiopía, en África oriental, donde nació el concepto de aulacógeno. La columna geológica cretácica del oriete de la Plataforma es congruente con el ciclo de depósitos terrígeno-volcánicos tempranos (Zicapa), calizas (Morelos-Cuautla) y flysch terminal (Mexcala-Víbora), característicos de la evolución de una fosa-plataforma.

GET-64 CARTEL

DETERMINACIÓN DEL CAMPO DEL PALEOTENSOR EN LA PARTE CENTRAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY, N.L.

Tomás Cossio Torres, Gabriel Chavez Cabello y Rolando Peterson Rodríguez

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL
E-mail: tcossio@ccr.dsi.uanl.mx

Con base a los análisis de macro y meso-estructuras, en la parte central de la Curvatura de Monterrey, se ha podido observar la inversión del campo de esfuerzo, de una orientación NNE-SSW a una posición cercanamente E-W.

La documentación estructural se realizó en los flancos, núcleos de los anticlinales: Los Muertos, San Blas, Clavelillas, San Lucas, Victoria, Santa Cruz y Las Vigas.

Los resultados obtenidos del paleotensor de esfuerzo para la parte central de la Curvatura de Monterrey son similares con los que se tienen para la Sierra de Parras. Lo anterior permite interpretar que la inversión del campo de esfuerzo no es un resultado local, producto de la influencia de la paleogeografía, sino que muy probablemente debió haber un pulso tardío de la deformación Laramídica, el cual reactivo fallas maestras del basamento.

GET-65 CARTEL

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA ORIENTAL DE LA PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS

Mariano Cerca¹, Luca Ferrari¹, Margarita López-Martínez² y Alexander Iriando³

¹ Centro de Geociencias, UNAM. Campus Juriquilla, Qro.

E-mail: mcerca@geociencias.unam.mx

² Laboratorio de Geocronología, Depto. de Geología, CICESE

³ U.S. Geological Survey, Argon Thermochronology Lab, Denver, Colorado, USA

Se presenta la cartografía geológico-estructural de la zona oriental de la Plataforma Guerrero Morelos, en un área de forma irregular comprendida aproximadamente entre 99°00' y 99°30' de longitud oeste y 17°30' y 18°15' de latitud norte. El objetivo principal del trabajo es documentar la distribución y estilo de la deformación del Terciario Inferior que afecta una amplia región del sur de México. Como documento preliminar se integró la información existente, procedente en gran medida de las cartas geológicas Chilpancingo y Cuernavaca en escala 1:250,000 editadas por el COREMI, y se realizó una interpretación de fotos aéreas 1:75,000. El trabajo de campo incluyó levantamientos estructurales detallados en transectos perpendiculares a las estructuras principales con observaciones en 800 estaciones. Además, se obtuvieron 12 edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de unidades clave para la reconstrucción de la estratigrafía y la edad de la deformación. Finalmente, los datos se integraron en un sistema de información geográfica (Arc View). Se definieron 14 unidades cartográficas divididas en secuencias pre-Mesozoicas, Mesozoicas y Terciarias. Las secuencias pre-Mesozoicas incluyen el Complejo Acatlán, secuencia metamórfica del Paleozoico y su cobertura Jurásica compuesta por una secuencia clástica ligeramente metamorfoseada. Dentro de las secuencias Mesozoicas se encuentran: la Formación Zicapa constituida por lechos rojos del Cretácico Inferior; las formaciones Morelos y Cuautla que incluyen calizas y clásticos de edad Aptiano-Cenomaniano; y la secuencia siliciclástica de la Formación Mezcala de edad Turoniano-Maastrichtiano. Las secuencias Terciarias comprenden: lechos rojos continentales con rocas volcánicas intercaladas del Grupo Balsas con edades en el intervalo Maastrichtiano-Oligoceno, ignimbritas y riolitas del Oligoceno, y depósitos lacustres y fluviales. Los fechamientos isotópicos definen dos eventos volcánicos principales durante los intervalos de 67 a 59 y de 37 a 30 Ma. El primer evento posdata el final del acortamiento E-W atribuido a la orogenia Laramide en la zona y marca el inicio de la sedimentación continental. En la secuencia del Grupo Balsas se observan discordancias angulares, plegamientos y fallas transcurrentes consistentes con un evento de transpresión izquierda que relacionamos al desarrollo de la frontera de placas Norte América-Caribe. Esta deformación es mas intensa en la base de la secuencia de la Fm. Balsas y solo afecta ligeramente a las rocas del segundo evento volcánico (Oligoceno Inferior). Algunas de las estructuras Laramídicas están evidentemente

deformadas durante el episodio Terciario. En el sur del área se observaron replegamientos y rotación de los ejes verticales en el sentido de las manecillas del reloj. Mientras que en la parte norte, el efecto más importante es una zona de acortamiento al frente de la Falla Papalutla que provoca la ruptura del anticlinorio de Zacango y pliegues en las secuencias Terciarias.

GET-66 CARTEL

ESTUDIOS GRAVIMÉTRICOS EN VALLE DEL POTOSÍ, GALEANA N.L.

Vsevolod Yutsis¹, Jorge Arzate Flores², Francisco Medina Barrera¹ y Martín Rodríguez Pimienta¹

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

E-mail: vyutsis@ccr.dsi.uanl.mx

² Centro de Geociencias, UNAM

El estudio gravimétrico en Valle del Potosí se llevó a cabo con propósito de investigar una estructura geológica de la parte superficial de la capa sedimentaria. En esta área se hicieron 120 puntos de observación de gravimetría coordinados en una red uniforme. Las medidas fueron por gravímetro de CG-3 "Scintrex" con precisión de lectura de 0.005 mGal. La posición horizontal y vertical era determinada por nivelaciones con precisión 1.0 y 0.5 cm respectivamente. La latitud era determinada por GPS portátil y un mapa topográfico.

Durante las medidas el factor de temperatura se tuvo en cuenta, eliminación de valores extremos se hizo automáticamente etc. Las medidas se hicieron en una maya de perfiles con distancia entre los puntos de observación de 50 a 100 metros. Durante procesamiento de los datos los valores de la gravedad normal fueron calculados corrigiendo para el efecto de latitud, usando la GRS67 fórmula. La corrección de Aire Libre y corrección de Bouguer se calculó. La corrección del terreno no se hizo debido a la topografía muy plana en esta área. Se diseñaron las anomalías de gravedad de Aire Libre y Bouguer, finalmente. Para cada uno de estas anomalías se prepararon los mapas y gráficos. Además para cada uno de perfiles se construyó un modelo 2D de densidad.

La interpretación cuantitativa de los datos de gravedad esta basando en la sección geológica aquí de cuatro tipos litológicos de las rocas descritas con varias medidas de densidad. La capa superior se asume que corresponde a los suelos de origen orgánico (suelo orgánico) con media densidad 1.3-1.4 g/cm³. La mayor influencia al campo de gravedad anormal la tiene la capa de arena arcillosa con densidad 2.2-2.3 g/cm³. Por fin, como un basamento de densidad en esta área nosotros interpretamos calizas masivas que tienen una densidad hasta 2.5 g/cm³.

Conclusiones:

1. El valle de Potosí representa una cuenca sedimentaria, con un basamento de calizas masivas densas, cubiertas por una capa de sedimentos del areno-arcillosos menos consolidados. El espesor del último alcanza cien metros en la parte central, disminuyendo considerablemente en la periferia de la cuenca.

2. La parte superior de la capa sedimentaria esta representada por las hondonadas aisladas rellenas de suelos friables de origen orgánico. Las hondonadas tienen formas isométricas o los elipsoidales y alcanzan profundidades hasta 10-15 metros. Sus tamaños varían de 50x50 hasta 200x500 metros.

3. La estructura general de cuenca de Potosí es complicada por una serie de fallas normales. La falla más grande con amplitud en algunos decimos de metros se localiza en parte oriental de la cuenca. Tiene rumbo Noroeste. Es posible también de asumir la presencia más varias fallas y/o agrietamientos. Uno de ellos probablemente límite la cuenca (o parte de cuenca) en el Oeste. Así es probable que tectónicamente esta cuenca representa un graben pequeño, localizando dentro de un graben más grande. Este último probablemente caracteriza la estructura tectónica del Valle de Potosí.

GET-67 CARTEL

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL SECTOR CHILPANCINGO-TIERRA COLORADA ESTADO DE GUERRERO: LIMITES ENTRE TRES TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS

Teodoro Hernández T.¹, Marcela M. Herrasti O.¹, Gabriela Solís P.², Ma del Sol Hernández B.², J. Julio Morales C.¹ y Angel Ramírez L.¹

¹ LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: tht@tonatiuh.igefcu.unam.mx

² LUGIS, Instituto de Geología, UNAM

El contacto estructural donde coinciden los límites de los Terrenos Mixteco, Guerrero y Xolapa, no está bien comprendido. El presente trabajo propone una interpretación que explica como han intervenido los procesos estructurales y magmáticos que afectaron el sector denominado como Chilpancingo-Tierra Colorada. Estos procesos estructurales y magmáticos los explicamos en tres eventos geológicos principales ocurridos entre el Eoceno y el Oligoceno, mismos que han afectado el contacto estructural de coincidencia de los terrenos antes mencionados.

Parte de la historia geológica que proponemos para el sector Chilpancingo-Tierra Colorada entre el Eoceno y Oligoceno comienza a partir de 47.7 ± 0.5 Ma, edad que se obtuvo en el LUGIS por el método de Rb-Sr, al fechar un miembro volcánico de la Formación Agua de Obispo de composición dacítica con gran contenido de biotitas. Esta edad eocénica coincide con algunos depósitos de las formaciones Balsas y Agua de Obispo. Durante el mismo tiempo geológico, interpretamos que estaba en proceso la exhumación del Complejo Xolapa desarrollando el cinturón milonítico de la Venta, con rumbo general NW-SE y una foliación inclinada de 15° a 33° al NE, mismo que se interpreta como el contacto tectónico entre el Terreno Xolapa con los terrenos Mixteco y Guerrero. Esta zona de cizalla se delimitó restringidamente hacia el W, quedando su límite con el río Xaltianguis. Sin embargo, nosotros distinguimos al norte de esta localidad dos

frangas miloníticas con las mismas características petrológicas y estructurales, nombrándolas informalmente como “cinturón del Ocotito” y “cinturón de Tlahuizapa”. Ambos cinturones los correlacionamos con el de la Venta, e interpretamos que este cinturón milonítico hace 47 Ma aún era continuo y seguía activo. El segundo evento reconocido fue la dislocación del cinturón milonítico, afectado por un conjunto de fallas laterales de desplazamiento derecho con orientación NE 40°. En la actualidad se reconocen en el Sector Chilpancingo-Tierra Colorada lineamientos que los hemos asociado con este conjunto de fallas laterales. Estos lineamientos están expuestos en una área de aproximadamente 20 km de espesor. Interpretamos que las fallas desplazaron al cinturón milonítico hacia el sur, identificándose tres segmentos dislocados del cinturón: la Venta, el Ocotito y Tlahuizapa. Paralelamente al sistema de fallas se encuentran secuencias volcánicas de composición félsica que formaron la Sierra de Alquitrán y los plutones de Tierra Colorada y Azinyehualco, coincidiendo su emplazamiento con las trazas del sistema de fallas.

El último evento reconocido que afectó la zona es la formación de una estructura de colapso subelíptica de dimensiones mayores a 20 km de diámetro, asociada a la evolución del vulcanismo que dió origen a la Sierra de Alquitrán. Este colapso reactivó las trazas de las fallas laterales en fallas normales, poniendo en contacto dos niveles corticales de edades contemporáneas, como el vulcanismo de la Sierra de Alquitrán de 30.3 ± 0.8 Ma y los plutones de Tierra Colorada y Azinyehualco de 33.7 ± 0.5 Ma.

Como parte de la evolución de este vulcanismo y estructura de colapso, reconocimos un conjunto de domos de resurgencia, de textura esferulítica y algunos vitrófidos, ambos de composición riolítica, que fueron fechados por K-Ar en 24.0 ± 0.8 Ma. Estos domos están emplazados en los bordes de la estructura de colapso.

GET-68 CARTEL

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS FÓSILES EN EL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL

Manuel Aragón-Arreola^{1,2}, Arturo Martín-Barajas¹ y Joann M. Stock²

¹ División de Ciencias de la Tierra, CICESE

E-mail: maragon@cicese.mx

² Seismological Lab, California Institute of Technology

El Rift del Golfo de California (RGC) se reconoce como un sistema “en echelon” de centros de dispersión y fallas transformantes con salto derecho que se propaga hacia el norte a un ambiente continental a través del sistema de falla San Andrés. La propagación del rift ha promovido el desarrollo y abandono de cuencas en ambos márgenes del golfo, pero aún se desconoce la estructura y profundidad de las cuencas abandonadas en el margen oriental. El procesamiento e interpretación de perfiles de sísmica de reflexión multicanal de

6 seg de registro colectados por Petróleos Mexicanos en la porción norte del Golfo de California permite analizar la estructura y evolución de este sistema de cuencas fósiles.

La Cuenca Tepoca (no reportada previamente) y la Cuenca Tiburón, son dos cuencas fósiles adyacentes con forma sigmoidal y dimensiones similares de ~110 km de largo en dirección NNW y ~70 km de ancho en dirección ENE. Estas cuencas están controladas por fallas con tendencia NW-SE que se traslapan longitudinalmente. El espesor máximo de sedimentos en C. Tepoca alcanza ~3.6 segundos de tiempo doble (TD) y el depocentro estuvo controlado por la extensión al sur de la Falla Cerro Prieto, con buzamiento al SW. En C. Tiburón la profundidad de los sedimentos llega a cerca de 5.3 seg (TD) y la máxima subsidencia se asocia a la Falla Tiburón, con buzamiento hacia el NE. Las cuencas están separadas entre sí por un alto intracuenca de dirección NW.

Las cuencas Tiburón y Tepoca presentan subsidencia sincrónica y sus unidades sismoestratigráficas se acuñan hacia el NW contra un alto estructural que las separa de las cuencas Delfín y Wagner, actualmente activas. Asociadas a este alto estructural y a la Falla Tiburón se han identificado intrusiones volcánicas. Las unidades sedimentarias más profundas de las cuencas Delfín cubren discordantemente los sedimentos de las cuencas Tiburón y Tepoca. Estos resultados indican que durante la propagación del rift hacia el noroeste, la actividad de las fallas y la subsidencia se relocalizó hacia las Cuencas Delfín Inferior, Delfín Superior y Wagner.

La estructura de las cuencas Tepoca y Tiburón sugiere el desarrollo de una gran cuenca “pull apart” que se rellena, segmenta y finalmente es abandonada al relocalizarse la subsidencia. Sin embargo, aún se desconoce si la extensión y subsidencia inicial de las cuencas se originó durante la extensión ortogonal asociada al “Basin and Range” o si es producto del régimen transtensivo relacionado a la extensión oblicua del RGC.

GET-69 CARTEL

PROCEDENCIA PAN-AFRICANA EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN COSOLTEPEC DEL COMPLEJO ACATLÁN: EVIDENCIA DEL MARGEN PASIVO ORIENTAL DEL IAPETUS EN EL SUR DE MÉXICO

Joel Ramírez Espinosa¹, Joaquín Ruiz², George Gehrels², Antonio Flores de Dios González¹ y Javier Bustamante García¹

¹ Universidad Autónoma de Guerrero

E-mail: jumil85@yahoo.com.mx

² Universidad de Arizona

La Formación Cosoltepec es la unidad más distribuida del Complejo Acatlán, representa aproximadamente el 75% de los afloramientos de este complejo metamórfico. Litológicamente consiste de pizarras negras, filitas y cuarcitas de grano fino a medio. Notoriamente esta unidad no presenta horizontes importantes de calizas. La mayoría de las estructuras sedimentarias se encuentran obliteradas por una fuerte

deformación y un ligero metamorfismo en la facie de equistos verdes. Pese a esta deformación, en algunos sitios se pueden observar laminaciones, gradaciones y estructuras de deslizamiento (slump), por lo que se le podría considerar un depósito turbidítico.

La Formación Cosoltepec frecuentemente presenta cuñas tectónicas de basalto con estructuras almohadilladas y masivas. Geoquímicamente, estos basaltos se clasifican en alcalinos y toleíticos. Los primeros presentan altos valores de TiO_2 , Zr, Y y Nb muy típicos de Islas Oceánicas (OIB), coincidentes con las altas relaciones de $(\text{La/Yb})_N$ que varían entre 4.0 y 13. Los segundos presentan valores intermedios de TiO_2 entre 0.9 y 1.4 % en peso, así como valores bajos de Nb, Hf y Zr. La relación de $(\text{La/Yb})_N$ de los basaltos toleíticos presenta valores promedio de 1.2 con un ligero empobrecimiento en Tierras Raras ligeras y son consideradas de un ambiente de Dorsal Oceánica (MORB). Ambos tipos de basalto claramente sugieren un ambiente de piso oceánico.

Desafortunadamente, la edad de la Formación Cosoltepec no ha sido determinada ya que hasta el momento no se han reportado hallazgos de fósiles, sin embargo una muestra analizada de cuarcita de grano grueso, tomada en la región de Izúcar de Matamoros, Puebla., registró una población amplia de circones detríticos de 560 Ma., lo que sugiere, por una parte, una edad de sedimentación Cámbrico-Ordovícica y por la otra, una fuente de suministro de sedimentos Precámbrica y de origen Pan-Africana.

Este reporte sobre la procedencia Pan-Africana de los sedimentos de la Formación Cosoltepec, aunada a las características litológicas y geoquímicas de la secuencia, sugieren un ambiente de depósito de margen pasivo correlacionado con el límite oriental del antiguo Océano Iapetus. De acuerdo a los modelos paleogeográficos actuales, se sugiere que el Grupo Petlacingo del cual forma parte la Formación Cosoltepec, representa la terraza continental del noroccidente de la Gondwana situada entre África y Sudamérica como una prolongación al sur de Avalonia. Depósitos similares se reportan en el Terreno Gander del Oriente de Norteamérica.

GET-70 CARTEL

SEXTA EDICIÓN DE LA CARTA GEOLÓGICA DE MÉXICO, PARTE SUR, VERSION PRELIMINAR EN FORMATO DIGITAL

Enrique González Torres¹, Luca Ferrari², Dante Morán Zenteno¹ y Jesús Uribe³

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: eagtgaia@geol-sun.igeofcu.unam.mx

² Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

³ Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo.

A poco más de 10 años de la quinta edición de la Carta Geológica de México escala 1:2,000,000 se presenta aquí la versión preliminar de la nueva edición de este documento geológico básico. En esta ocasión se presenta la mitad

meridional del mapa, al sur del paralelo 23°N. Del punto de vista técnico la mayor novedad consiste en haber migrado del mapa en papel a la cartografía digital que, en futuro, permitirá de publicar el mapa en disco compacto y en el web, así como de actualizar constantemente el mapa. La transición a la versión electrónica se ha realizado por medio de una cuidadosa digitalización del mapa geológico original en papel. Sucesivamente se han corregidos todos los errores geográficos existente en el documento original, los derivados por la deformación del papel así como los introducidos por la digitalización. El documento final, ahora georeferenciado, se ha importado a un Sistema de Información Geográfica para su posterior actualización a partir de mapas escala 1:250,000 y, en algunos casos, 1:50,000. Adicionalmente, el uso de un Sistema de Información Geográfica permite de superponer capas con información topográficas o imágenes de satélite, y de desplegar diferentes bases de datos (geocronológicos, geoquímicos, geofísicos etc.) para obtener una visión más completa de la geología.

La quinta edición del mapa, aparecida en 1992, sigue siendo un documento actual tanto en la estratigrafía utilizada como en la cartografía de muchas áreas. Sin embargo en la última década se han publicado un buen número de trabajos y fechamientos radiométricos sobre el magmatismo Cenozoico, lo que nos ha permitido de subdividir algunas de las unidades geológicas empleadas en la edición anterior y mejorar la cartografía de varias áreas de la Sierra Madre Occidental, de la provincia magmática terciaria de la Sierra Madre del Sur y de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El nuevo mapa permite apreciar con más claridad la migración de los arcos magmáticos Cenozoicos en el centro y sur de México.