

ES-01

COMPARACION DE LA ESTRATIGRAFIA PARA CUENCAS DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA, B.C.S.

Jorge Ledesma Vázquez
Facultad de Ciencias Marinas, UABC
E-mail: ledesma@faro.ens.uabc.mx

La Cuenca San Nicolás se formó dentro de la provincia extensional del Proto-golfo durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma. Como resultado directo del episodio extensional principal, se formó como una cuenca asociada a una zona de transferencia de tipo sintética múltiple, relacionada con la zona de acomodamiento de Bahía Concepción. El proceso extensional exhuma al basamento regional granitoide cretácico [99 ± 2 Ma], haciéndolo aflorar en Punta San Antonio y se propone la presencia de una estructura de tipo roll-over, en un estadio postrero del proceso extensional. Las unidades sedimentarias reflejan en general un episodio post-extensional y de gran subsidencia inicial con baja sedimentación, además de un origen somero y asociado con eventos de tormenta para la mayoría de las unidades marinas. Y hacia la cima depositos por marea de hasta 18 m de espesor. La máxima edad determinada dentro de las unidades depositadas al interior de la cuenca es de 3.3 ± 0.5 Ma.

Al norte de Bahía Concepción y hasta Santa Rosalía, las unidades estratigráficas asignadas a la Formación Infierno, reflejan condiciones de sedimentación continua, en condiciones de calma y con una subsidencia moderada. Para ambas regiones la posición relativa del nivel del mar fue la misma.

De lo anterior se propone que conexión entre las aguas del Proto-golfo y el actual Golfo de California no se había alcanzado hasta finales del Plioceno y la cabeza del actual Golfo de California se presentaba muy cercana al área de Cuenca San Nicolás, durante el Plioceno tardío. El límite oriental de la provincia extensional del Proto-golfo para esta región, lo constituye el Escarpe Concepción, actualmente bajo las aguas del Golfo de California y asociado a este estadio tectónico.

ES-02

FORMACIÓN POZO NUEVO, UNA SECUENCIA BIOESTRATIGRÁFICA DE PLATAFORMA DEL ORDOVÍCICO TEMPRANO EN LA REGIÓN CENTRAL DE SONORA

Oscar Franco Vega, Alba Cynthia Mendoza Madera, Rosario Aguilar A. y Emilio Almazán Vázquez
Depto. de Geología, Universidad de Sonora

En la porción central del Estado de Sonora afloran rocas carbonatadas y detríticas de edad Ordovícico Temprano y las que han sido designadas con el nombre de Formación Pozo Nuevo.

Específicamente en los Ranchos Pozo Nuevo y Las Norias, ubicados el primero a 72 Km al noroeste y el segundo a 33 Km al sureste de la Ciudad de Hermosillo, las secuencias se caracterizan por una litología similar y constituyen columnas bioestratigráficas de un espesor de 1 600 m, en el rancho Pozo Nuevo y de 2 000 m en el área del rancho Las Norias.

La base es concordante y transicional con rocas carbonatadas del Cámbrico Tardío en el rancho Pozo Nuevo; mientras que su límite superior ha sido erosionado y no se observa en ninguna de las dos zonas.

En consideración a las características bioestratigráficas de la columna en el rancho Pozo Nuevo, se han establecido doce facies; las cuales se han denominado de la A a la L.

Los estratos presentan un rumbo promedio Noroeste 43° Sureste y un echado de 60° al Noreste, sin embargo se presentan invertidos debido a que constituyen el flanco occidental de una estructura anticlinal, cuya longitud es de unos 5 Km en total; mientras que en el área del rancho Las Norias, los estratos constituyen un homoclinal y tienen un rumbo Noroeste 20° Sureste, con un echado promedio de 40° hacia el Suroeste.

Las rocas encierran en su composición diversos grupos de organismos fósiles, bien preservados debido a un proceso de silicificación, de gasterópodos, braquiópodos, trilobitas, nautiloideos, crinoideos, briozoarios, icnofósiles y poríferos.

Los géneros identificados de trilobitas son Ectenonotus, Trigonoceras, Kainella y Perissopliomera; entre los braquiópodos están los géneros Orthidiella, Esperonomia, Aporthophyla y Anomalorthis; mientras que de los gasterópodos se cuentan a Lecanospira y Maclurites y finalmente de los nautiloideos se han identificado los géneros Coreanoceras, Phragmosiphon y Protocycloceras.

Dados los rasgos litológicos y el contenido de fauna fósil de las secuencias bioestratigráficas expuestas en las áreas de los ranchos Pozo Nuevo y Las Norias, es posible establecer que las rocas fueron sedimentadas durante el Ordovícico Temprano en un ambiente de plataforma en la margen suroccidental del Cratón Norteamericano.

ES-03

RECENT DISCOVERY OF A LIASSIC AMMONITE IN CERRO CHINO FOOTHILLS, SONORA: TECTONIC IMPLICATIONS

Roberto S. Molina Garza¹ and Spencer G. Lucas²

¹ UNICIT, Instituto de Geofísica, UNAM

² New Mexico Museum of Natural History, Albuquerque, NM, USA

A single ammonite discovered in the western foothills of Cerro Chino ($30^\circ 27' N$ $111^\circ 59' W$) can be identified as *Pseudoskirroceras* cf. *P. imlayi* Smith & Tipper, 1998. This discovery confirms previous reports of Liassic strata in the area by Longoria and Pérez (1978). The specimen shows characteristic features of this taxon, including relatively large size, evolute, nearly flat flanks ornamented with regular, prosiradiate primary ribs that bear rounded tubercles just above the mid-flank and weaker secondary ribs. *P. imlayi* is an early Pliensbachian index taxon known from Oregon, Washington and British Columbia, and *Pseudoskirroceras* also is known from Chile where its oldest records are late Sinemurian. This specimen is the first record of *Pseudoskirroceras* from Sonora, and given its similarity to *P. imlayi*, it almost certainly indicates an early Pliensbachian (*imlayi* zone) age. The ammonite was found in a volcanosedimentary sequence that includes siliciclastic rocks, andesitic flows, pyroclastic rocks, and carbonate rocks. It is intruded by Mesozoic (?) granodiorite and exhibits low-grade

metamorphism. The sequence rests disconformably on Cambrian (?) miogeoclinal strata. Ammonite-bearing strata of essentially the same age are also found in Sonora in the Sierra de Santa Rosa Formation in the Sierra de Santa Rosa, the Cerro Pozos de Serna, and the upper Antimonio Formation in Sierra del Alamo. It is thus evident that a Liassic marine basin was widespread in the Caborca region south of the Jurassic Cordilleran arc. Evidence discussed elsewhere suggests that this basin has the characteristics of a forearc basin. The most parsimonious interpretation of the origin of this Liassic basin is that of an essentially autochthonous forearc basin associated to the Jurassic arc of northern Sonora.

ES-04

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE FLUJOS DE DETRITOS EN UN AMBIENTE DE INTRA-ARCO DURANTE EL CRETÁCICO EN EL NORTE-CENTRO DE SONORA, MÉXICO

Juan Carlos García y Barragán¹, José Luis Rodríguez Castañeda¹ y Thomas H. Anderson²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM

² Dept. of Geology and Planetary Science, University of Pittsburgh

Alrededor de una centena de olistolitos calcáreos de muy diversas dimensiones incluidos en la Form. El Tuli del Cretácico Tardío, se encuentran bien expuestos en el norte-centro de Sonora. Los olistolitos dieron los primeros indicios de una serie de grandes flujos de detritos con un espesor mínimo de 2 km y que originalmente pudieron extenderse por más de 900 kilómetros cuadrados en un ambiente de intra-arco.

La sección estratigráfica de esta formación está caracterizada por gruesas unidades alternadas de brechas y conglomerados polimícticos, arenitas volcánicas, y en menor proporción limolita, caliza fosilífera, toba riolítica y pórfido andesítico. La edad de El Tuli está definida por un fechamiento U-Pb en zircón de una toba riolítica, de 76 Ma, esto es Campaniano (Cretácico Tardío), y por la presencia de palmas fósiles recién descubiertas del Cretácico Tardío.

Sedimentológicamente las brechas y conglomerados presentan las siguientes características: bases planas y abruptas con evidencia de baja erosión, trama pobremente desarrollada sin arreglo geométrico definido de los clastos, cantos y bloques que flotan dentro de una matriz volcánico-clástica, o bien que se proyectan por arriba de la superficie superior del flujo correspondiente, cimas irregulares del flujo que indican relieve primario por encima del nivel del mar o de algún cuerpo de agua, y márgenes de flujo acuñados. Otras rasgos importantes son conglomerados soportados por clastos con estratificación graduada inversa y que transicionalmente cambian a conglomerados soportados por matriz arenosa o grava fina, y de forma espectacular, numerosos megaclastos u olistolitos aislados con pseudolaminación en su base en zona de cizallamiento.

Todo el conjunto de rasgos sugiere que el mecanismo de transporte fue una serie de flujos de detritos subaéreos con características reológicas similares al modelo «Cohesivo» de Coulomb. Los sedimentos tuvieron su origen en las partes altas y medias de abanicos aluviales pertenecientes a un paleosistema montañoso lineal importante, tal como lo sugiere la distribución geográfica de los olistolitos. En el marco geográfico de la Hoja Santa Teresa, de aproximadamente 950 kilómetros cuadrados, los

olistolitos se han encontrado distribuidos en una sección este-oeste que abarca aproximadamente 30 km, por lo que esta disposición sugiere una fuente lineal más que puntual.

Los probables detonantes de los flujos de detritos son múltiples, como pudieron ser: coluivión volcánico depositado en una pendiente en equilibrio inestable bajo un régimen de lluvias abundantes y probable actividad sísmica moderada a intensa, concomitante o anterior a un marco de actividad volcánica importante manifestada en el carácter de las arenitas líticas volcánicas, así como la abundancia de andesita porfídica y de toba riolítica. El análisis petrográfico de las areniscas y de la matriz de los conglomerados y brechas, así como el carácter parcialmente subaéreo de los sedimentos, sugieren un ambiente de transarco disectado. Las implicaciones tectónicas de este estudio sugieren que la segmentación del Mar de Bisbee durante el Cretácico Tardío se debió a una prominencia topográfica importante, como el Alto de Cananea, anteriormente propuesto por otros autores.

ES-05

COMPLEJO OFIOLÍTICO: UN TÉRMINO LITODÉMICO POCO COMPRENDIDO

Rafael Rodríguez Torres y Emilio Almazán Vázquez
Universidad de Sonora

El uso correcto de la terminología estratigráfica ha adolecido del conocimiento y adecuada comprensión, lo que ha redundado en una aplicación incorrecta en forma endémica y crónica.

Este hecho en realidad no nos causa preocupación alguna y de facto se acepta como un mal necesario.

Lo realmente preocupante es que organismos de vanguardia en el conocimiento científico de México, como lo es el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, no tengan el debido cuidado al integrar sus cuadros de árbitros suponiendo, sin constatar, que los mismos cuentan, primero con el conocimiento y después con el criterio, para evaluar los proyectos que les son sometidos.

Este es el caso de árbitros que evaluando un proyecto cuyo tema central fue las secuencias correspondientes a Complejos Ofiolíticos, perfectamente contempladas y definidas en el Código Estratigráfico de Norteamérica, lo hayan confundido simplemente con estudios de geoquímica y petrografía.

Secuencias estratigráficas definidas por Hardy (1973, 1981) expuestas en la Sierra Santa Rosa y caracterizadas por rocas intrusivas/volcánicas/sedimentarias no fueron correctamente identificadas como Complejos Ofiolíticos.

A fin de dar claridad y sustentación a los comentarios anteriores, nos permitimos esgrimir que los artículos del 31 al 42 del North American Stratigraphic Code, publicado en 1982 por la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature y de la cual el Instituto de Geología, de la UNAM, es la contraparte en México.

Finalmente haremos particular énfasis en el artículo 37 que hace referencia al término Complejo Ofiolítico, aplicado a secuencias intrusivo/volcánico/sedimentarias y el que posteriormente ha sido respaldado por Ortega y col. (1979).

Nuestro deseo tiene la intención de que éste tipo de casos sean menos frecuentes en el futuro y con ello la superación del conocimiento científico adquiera la velocidad y el respaldo que el país necesita.

ES-06

UNIDADES ALOESTRATIGRAFICAS DE LA COSTA DE HERMOSILLO, SONORA (MIOCENO-HOLOCENO)

Rodríguez-Torres R., Montijo-González A., Grijalva-Noriega F.J. y Minjarez-Sosa I.
Depto. de Geología, Universidad de Sonora

El alogrupo Costa de Hermosillo se define preliminarmente con ayuda de la información generada por PEMEX, IMP y CNA (SARH), a partir de las características litológicas obtenidas de varios de pozos y por cartografía superficial en la porción costera de Hermosillo, en el centro de Sonora.

La base de esta unidad se encuentra definida por la aloformación «Miguel Alemán», representada por una secuencia sedimentaria y volcanosedimentaria, de composición principalmente ácida. La porción media esta definida por la aloformación «El Triunfo», la cual se caracteriza en su porción basal por una alternancia de conglomerados arenosos con clastos ígneos y areniscas conglomeráticas que continen fauna marina; mientras que la porción superior la representa una unidad de evaporitas (yeso-anhidrita) y lutitas silicificadas con microfauna marina del Mioceno Temprano-Medio. Lateralmente esta unidad presenta una variación litológica muy marcada, perdiendo su caracter fosilífero y acuñandose las unidades más finas. La aloformación «Kino» es la unidad superior de este alogrupo y está constituida por una secuencia de conglomerados polimícticos y areniscas mal cementadas, los que varían lateralmente hacia la costa a sedimentos más finos fosilíferos. Las discontinuidades que limitan a estas unidades están definidas a partir de una discordancia erosional basal con el basamento ígneo-sedimentario que aflora en las inmediaciones de la ciudad de Hermosillo, y las discordancias erosionales marcadas por la presencia de los conglomerados basales de las aloformaciones El Triunfo y Kino.

La aloformación El Triunfo representa la sedimentación producida por una invasión marina a finales del Mioceno temprano; mientras que la aloformación Kino, se interpreta como el desarrollo de la sedimentación dentro de un complejo deltaico progradante que inicia probablemente durante el Mioceno tardío y se extiende hasta el Holoceno.

A partir de información generada en otras porciones costeras de Sonora y utilizando la presencia de la unidad arcillosa marina como un horizonte de correlación, se sugiere que este tratamiento aloestratigráfico también puede ser aplicado en los deltas del Río Matape en Guaymas y del Río Asunción en Caborca.

ES-07

CAMBIOS DE FACIES Y VARIACIONES DEL CONTENIDO DE CARBONO ORGÁNICO EN SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DEL BARREMIANO/APTIANO DEL NORESTE DE MÉXICO

Ricardo Barragán Manzo
Instituto de Geología, UNAM

Excelentes secciones estratigráficas Barremiano-Aptianas afloran en los Estados de Durango y Nuevo León, Noreste de México. Dos secuencias estratigráficas estudiadas en el área se han dividido en tres unidades litológicas, las cuales han sido descritas como la Formación Cupido, su equivalente lateral, la Formación Tamaulipas Inferior y la Formación La Peña. Análisis de las microfacies de las secciones muestran que la parte superior de la Formación Cupido está caracterizada por biocalcarruditas con rudistas, biocalcarenitas con oolitas y algas, y facies ricas en asociaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Estas facies están relacionadas paleogeográficamente con condiciones sedimentarias dentro de una plataforma carbonatada somera. La Plataforma Cupido fue el elemento paleogeográfico predominante en el Noreste de México del Barremiano al Aptiano temprano. La facies pelágica equivalente en tiempo a la Formación Cupido se extendía hacia el sureste, y está representada por la Formación Tamaulipas Inferior. Los bioclastos más comunes de esta formación son restos de foraminíferos planctónicos, ostrácodos, moluscos y equinodermos. El inicio de la deposición de la Formación La Peña al término del Aptiano temprano se caracteriza por un aumento en los componentes terrígenos y una disminución significativa en la abundancia de la fauna bentónica. Esta formación está caracterizada por una alternancia de margas, lutitas y calizas margosas, que contienen amonitas, foraminíferos planctónicos, ostrácodos y radiolarios hacia la parte superior. La acumulación de la Formación La Peña fue continua durante el resto del Aptiano, registrando los cambios en las condiciones sedimentarias y en la productividad en la columna de agua, lo cual interrumpió de manera abrupta los depósitos carbonatados de la Plataforma Cupido en el Noreste de México. Amonitas índice de la Formación La Peña permiten una correlación de estos cambios sedimentarios en base a la biocronología de estos macrofósiles.

Resultados de los análisis del contenido en carbono/carbonatos sugieren que el cambio de asociaciones ricas en foraminíferos bentónicos de la Formación Cupido a asociaciones pobres en organismos bentónicos de la Formación La Peña, es coincidente con un incremento del carbono orgánico desde menos de 0.5 a más de 18%, respectivamente. Caracterizaciones de los procesos sedimentológicos en el área de estudio permiten posibles correlaciones de los niveles ricos en contenido del carbono orgánico, con eventos disóxicos/anóxicos aptianos reconocidos en otras partes del mundo.

ES-08

**CICLICIDAD ESTRATIGRÁFICA DE LA PARTE
INFERIOR DE LA FORMACIÓN CUPIDO
(NORESTE DE MÉXICO): UN ANÁLOGO PARA
YACIMIENTOS PETROLEROS DE PLATAFORMAS
CARBONATADAS DEL CRETÁCICO INFERIOR DE
LA REGIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO**

Gustavo Murillo-Muñetón¹ y Steven L. Dorobek²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo

² Universidad Texas A&M

La Formación Cupido del Cretácico Inferior forma parte de un amplio sistema de plataforma carbonatada que se extendía desde el noreste de México y subsuelo de la región costera del Golfo (formaciones Sligo y Pettet) hasta la península de la Florida (Formación Pumpkin Bay). Se analizó la arquitectura estratigráfica de la parte inferior de la Formación Cupido en los cañones y/o potreros Huasteca, Potrero García, Potrero Chico, Minas Viejas, El Potrero y Bustamante en el Estado de Nuevo León. En estas localidades la transición margen de plataforma-cuenca está bien expuesta y en el caso del Cañón de Bustamante esta transición se observa a lo largo de afloramientos continuos de varios kilómetros de longitud. El análisis detallado de la distribución vertical y lateral de facies y geometrías de estratos indican que el sistema calcáreo Cupido tenía un perfil depositacional tipo rampa durante el depósito de su porción inferior.

Los principales atributos empleados para identificar ciclicidad estratigráfica en la parte inferior de la Formación Cupido incluyeron: tendencias verticales en la batimetría, tendencias verticales en el tamaño de grano de los componentes carbonatados, cambios en el espesor de los estratos, evidencias de exposición subaérea y diagénesis meteórica, y contenido fósil. Dentro de un contexto de estratigrafía de secuencias, la parte inferior de la Formación Cupido puede dividirse en tres paquetes estratigráficos correlacionables regionalmente, cuyos espesores varían de 25 a 170 m y cada uno caracterizado por una tendencia de grano creciente y facies de aguas más someras hacia su parte superior. Estos paquetes estratigráficos se interpretan como secuencias depositacionales de tercer orden (~1-3 millones de años de duración) o “secuencias de alta frecuencia”. Cada secuencia, consiste en su base de una sucesión dominada por facies de mudstone de aguas relativamente profundas que gradúan verticalmente a facies de packstone y grainstone de bioclastos y peloides de aguas someras. Las facies basales de ambientes profundo representan el tracto transgresivo de la secuencia (transgressive systems tract) y las facies superiores más gruesas y de aguas someras representan el tracto regresivo de la secuencia (highstand systems tract). Estas “secuencias de alta frecuencia” tienen un patrón de apilamiento a mayor escala de tipo progradacional lo que refleja el comportamiento progradacional general de la plataforma carbonatada Cupido. Los principales factores que controlaron la evolución de la plataforma carbonatada Cupido incluyen: el perfil depositacional tipo rampa que heredó la Formación Cupido de la unidad sedimentaria subyacente (Formación Taraises), la tasa de subsidencia lenta y relativamente uniforme asociada a la etapa temprana de post-rift del Golfo de México, la tendencia mayor de acomodamiento, las condiciones de invernadero del Período Cretácico y el régimen oceanográfico.

La ciclicidad de la parte inferior de la Formación Cupido representa un análogo de yacimientos petroleros

compartimentalizados en una zona de transición de margen de plataforma-cuenca, en los que las facies del tracto regresivo de cada secuencia funcionan como roca almacenadora, mientras que las facies del tracto transgresivo funcionan como roca sello. Un evento de dolomitización masiva asociado a diagénesis de sepultamiento afectó localmente la Formación Cupido y resultó en una distribución más compleja y más amplia de las rocas almacenadoras.

ES-09

**NUEVOS DATOS SOBRE LA GEOLOGIA DE LA
MARGEN OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA
VALLES-SAN LUIS POTOSI**

Ruben Lopez-Doncel

Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

La porción central de México durante principios y mediados del Cretácico se caracterizó como una zona donde ocurrieron grandes transgresiones e inundaciones, las cuales cubrieron parcial hasta totalmente las estructuras positivas aún expuestas. De ese modo se desarrollaron importantes plataformas de aguas someras donde una intensa producción de carbonatos así como el constante desarrollo de cuerpos arrecifales en los bordes de estos las caracterizaron.

Por otra parte alrededor de estas plataformas se encontraron comúnmente zonas con dominio de aguas profundas donde sedimentos de cuenca fueron depositados. Importantes acumulaciones de material proveniente de las zonas de plataforma fueron removilizados a lo largo de una pendiente de talud hacia las zonas de cuenca.

Uno de los mejores ejemplos de estas estructuras paleogeográficas lo constituye la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), la cual ha representado una de los modelos para el desarrollo de una plataforma aislada mejor documentados.

Los bordes oriental y suroccidental de esta Plataforma así como sus transiciones hacia zonas de cuenca han sido ampliamente descritos por WILSON, CARRILLO-BRAVO, AGUAYO y ENOS entre otros. El borde occidental por el contrario ha sido muy poco estudiado y se conoce así mismo, muy poco de su relación Plataforma -Talud - Cuenca y su transición hacia la llamada Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM).

Estudios sedimentológicos, estratigráficos, paleontológicos y faciales realizados a lo largo de la parte Occidental-Noroccidental del borde de la PVSLP y su transición hacia la CMCM en un área que abarca de las ciudades de San Luis Potosí a Matehuala, S.L.P. nos han permitido distinguir los siguientes detalles:

- Entre la PVSLP y la CMCM corre una franja con un rumbo NNW-SSE de 5 a 10 Km. de espesor en la que se identificaron depósitos de prácticamente todos los niveles del talud y los cuales en litología y génesis pueden ser comparados con los depósitos de la Formación Tamabra del borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí.

- Rudstones, Floatstones, Packstones y Grainstones que contienen clastos y componentes de zonas de aguas someras de la plataforma, del arrecife y de la zona de pos-arrecife se intercalan con Wackestones y Mudstones autóctonos, típicos de zonas de cuenca.

- Estos sedimentos fueron depositados en forma de Debris-Flows, Slumps, Turbiditas calcáreas, Grain Flows y en menor grado depositos tipo Talus.

- La asociación Debris Flows-Slumps-Turbiditas y Slumps-Turbiditas son las que ocurren con mas frecuencia. Por el contrario depositos del tipo Talus y Grainstones ocurren solo ocasionalmente.

La litología así como el tipo de deposito de los sedimentos de esta zona de transición son característicos para márgenes abruptos entre plataforma y cuenca.

ES-10

FACIES TURBIDITICAS RELACIONADAS A MOVIMIENTOS OROGENICOS EN EL CENTRO ORIENTE DEL ESTADO DE QUERÉTARO, MEXICO.

R. Hernández Jáuregui¹, J. J. Valencia Islas¹ y V. González Casildo²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo

² Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional

Se hizo un estudio tectónico sedimentario en la porción centro oriental del estado de Querétaro (Cuenca de flexura de Maconí), con la finalidad de establecer una relación entre la generación de las grandes estructuras geológicas del área de carácter laramídico y el depósito de la Formación Soyatal y obtener un modelo geológico que explicara su depósito.

Los estudios de campo realizados en afloramientos del área de estudio de la Formación Soyatal, permitieron establecer que esta formación además de presentar características de sedimentación sinorogénica, también tiene implícita varias facies típicas de depósitos turbidíticos que indican la intensidad de la actividad tectónica que afectó a las formaciones pre-orogénicas.

Los estudios petrográficos y el análisis sedimentológico hechos en los sedimentos que componen a la Formación Soyatal, indican que efectivamente, se trata de una secuencia que alterna lutitas calcáreas, calizas arcillosas, calizas hemipelágicas y margas, apiladas en típicos lóbulos de turbiditas con facies que en su mayoría son características de corrientes de turbidez de baja intensidad.

Algunos horizontes estratigráficos denotan estructuras sedimentarias relacionadas con la inestabilidad tectónica del margen de la cuenca durante la etapa compresiva laramídica, mientras que otros tienen una disposición prácticamente indescifrable, lo cual es una constante en ambientes tectónicos de cinturones de pliegues y cabalgaduras como es el caso de la zona de estudio.

El sistema turbidítico de la zona de estudio esta compuesto por dos componentes básicos: (1) El componente erosional, ubicado pendiente arriba y tipificado por el alto estructural del banco El Doctor que significaba la fuente principal de sedimentos; y (2) el componente depositacional (cuenca de Maconí) donde se alojan los sedimentos erosionados de la parte alta.

El estudio bioestratigráfico fue de gran importancia por el hecho de que dató no sólo el inicio del depósito de la Formación Soyatal, (Turoniano Medio) sino también el de la Orogenia Laramide en la zona de estudio, considerando para ello la naturaleza sinorogénica de esta formación.

ES-11

DINOFLAGELADOS Y SECUENCIAS DEL NEÓGENO EN EL POZO CHAC MOOL 1, SONDA DE CAMPECHE

Aarón Del Valle Reyes

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

La Sonda de Campeche ha recibido sedimentos desde el Triásico y en el Terciario la cuenca se caracterizó por un gran aporte de sedimentos siliciclásticos. El intervalo Mioceno - Pleistoceno en el pozo Chac Mool 1 está caracterizado por una secuencia de lutitas, lutitas arenosas y areniscas arcillosas, cuya cronoestratigrafía está basada en datos de nanofósiles.

Los dinoflagelados y otros palinomorfos observados permiten distinguir intervalos con carácter marino o continental. Entre las formas observadas, los siguientes taxa marinos, ayudan a identificar ciertos ambientes sedimentarios: *Tuberculodinium vancampoe* (estuario), *Lingulodinium machaerophorum* *Polysphaeridium zohary* y *Selenopemphix* (ambientes costeros) y por último *Impagidinium* (oceánico). En combinación con estos, la abundancia y riqueza de los palinomorfos continentales indican mayor o menor aporte de terrígenos y por lo tanto cercanía a la costa.

En el Pozo Chac Mool 1, se puede observar dos ciclos, donde se observan dos eventos transgresivos y uno regresivo. El primer evento transgresivo se observa desde los 1200 metros y presenta una superficie de máxima inundación a la profundidad de 1020 metros. El evento regresivo se observa en los 980 a 840 metros, en donde disminuyen las abundancias de palinomorfos marinos y continentales. El otro evento transgresivo se observa a partir de los 700 y tiene su superficie de máxima inundación a los 660 metros.

ES-12

PLATAFORMAS CARBONATADAS EN AMBIENTES DE ARCOS VOLCÁNICOS DEL CRETÁCICO INFERIOR EN EL TERRENO GUERRERO, SUR DE MÉXICO

Martin Guerrero Suastegui y Joel Ramírez Espinosa
Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

Durante el Cretácico Temprano calizas de plataforma se presentan alternando con rocas volcánicas y volcanoclasticas del Terreno Guerrero en las areas de Teloloapan y Zihuatanejo, Guerrero, así como, en la región de Huetamo, Michoacán. Estos depositos de plataforma fueron originados durante el último estadio de evolución o bien en periodos de relativa quietud de arcos magmáticos en los altos topográficos de los mismos edificios volcánicos. Los desarrollos calcáreos exhiben características litológicas y paleontológicas propias en cada área, lo cual permite interpretar una historia contemporánea con los arcos magmáticos, que difiere de la sedimentación calcárea de margen pasivo hacia la parte oriental de estos desarrollos, denominados Plataforma Morelos-Guerrero.

El análisis sedimentológico y estratigráfico de cada una de estas areas sugiere que el ambiente de depósito de las calizas asociadas a sedimentación volcanosedimentaria exhiben litofacies y características paleontológicas que cambian rápidamente, típico de

ambientes de margen activo. El análisis de litofacies permite inferir de manera general una evolución sedimentaria en tres estadios: 1) depósitos representados inicialmente por el desarrollo de biostromas de rudistas y/o nerineas con matriz volcánico-lávica, caracterizando áreas de alta energía en zonas relativamente someras; 2) las calizas continúan con una sedimentación de tipo híbrido, donde es común la alternancia de calizas y sedimentación piroclástica y/o epiclástica fina; y 3) finalmente, se desarrolla un depósito donde predominan calizas formadas en ambientes de intermarea y el desarrollo de parches o montículos arrecifales de rudistas. En la región de Teloapan las facies arrecifales son cubiertas por depósitos de tormenta, utilizado aquí como un litomarcador de correlación.

A pesar de que la fauna en cada área presenta características propias y algunos de los fósiles (principalmente nerineas y rudistas) han sido también reportados en la Plataforma Morelos-Guerrero, es posible plantear dudas respecto a su contemporaneidad con éstas. El desarrollo de las plataformas calcáreas asociadas a los arcos volcánicos (i.e. Huetamo y Teloapan) son generalmente de edad más antigua (Aptiano) que el desarrollo de la Plataforma Morelos-Guerrero (Albiano). La correlación litológica utilizando como base una edad aptiana permite inferir que posiblemente la sedimentación en estas áreas asociadas a arcos volcánicos se llevó a cabo del margen Pacífico hacia el Oriente, contrario a la concepción clásica, que postula una migración de las plataformas del Golfo al Occidente. Para corroborar lo anterior, es necesario realizar un estudio bioestratigráfico comparativo más detallado usando especies, géneros o familias específicas en todo el Terreno Guerrero y el bloque conformado por los terrenos Mixteco y Oaxaca.

ES-13

FACIES, PALEOAMBIENTES Y PALEOCLIMAS DEL PALEOCENO - EOCENO DE LA ZONA NORTE DE TIERRA CALIENTE, ESTADOS DE MICHOACÁN Y GUERRERO

Armando Altamira Areyán, Enrique Martínez Hernández y
Elena Centeno García
Instituto de Geología, UNAM

En el área comprendida entre El Limón de Papatzingán (Michoacán) y Cutzamala (Guerrero), se estudiaron las características texturales y composicionales de las rocas sedimentarias más recientes, así como la arquitectura que guardan entre sí los diferentes paquetes litológicos, con lo que se hicieron agrupaciones por litofacies. En esta zona Norte de Tierra Caliente los lechos rojos están constituidos en su parte más antigua expuesta, por secuencias de areniscas masivas (parte media de abanicos aluviales), que gradúan estratigráficamente a paquetes conglomeráticos (reellenos de canal), los cuales están cubiertos de manera transicional por alternancias rítmica de limolitas a areniscas muy finas (planicies de inundación con desarrollo de miles de horizontes de paleosuelos). Sobreyaciendo a estas capas, se manifiestan horizontes de areniscas gravillentas (lóbulo de abanicos aluviales) que transicionalmente aumentan hacia arriba en su granulometría hasta conglomerados cuyos clastos son predominantemente calcáreos (reellenos de canal y partes distales de los abanicos aluviales). A partir de este conglomerado se inicia el vulcanismo que se encuentra interstratificado con la secuencia sedimentaria, la actividad ígnea está representada por coladas ácidas a intermedias, depósitos piroclásticos y epiclásticos que se depositaron mientras se llevaba a cabo la sedimentación fluvial.

Esta última representada por areniscas muy finas a limolitas (planicies de inundación y paleosuelos), conglomerados (lóbulo gravillentos) y calizas lacustres.

La mayoría de los palinomorfos contenidos dentro de los paleosuelos están representados por el Grupo Normapollis con *Pseudoplicapollis*, *Myrtaceipollenites*, *Nudopollis* y *Trudopollis pertrudens*. Otros palinomorfos de importancia bioestratigráfica son el Grupo *Momipites microcoriphæus* (sensu Nichols, 1973), *Caryapollenites* y *Momipites aff. tenuipolus*. De acuerdo con los rangos de ciertas taxas, tales como *T. pertrudens*, la edad máxima asignada para las rocas muestreadas es de Paleoceno Tardío. Estas rocas fueron descritas hacia el sur del área como la Formación Cutzamala y se pensaba que eran de edad Cretácica. En el área han sido descritas como parte de la Formación Balsas, y/o Formación Tzitzio y Serie Tafetán. Sin embargo en este estudio se concluye que las capas rojas podrían subdividirse al menos en tres sistemas de cuencas sucesivas. El tipo de palinoflora recuperada de los paleosuelos, indica asociaciones autóctonas con poco o nulo transporte, sugiriendo una temperatura calurosa de clima paratropical, donde prevaleció el bosque deciduo a elevaciones aproximadas de mil metros sobre el nivel del mar. Los datos paleoambientales a partir de los paleosuelos están en concordancia con los palinomorfos y sugieren depósitos de planicies de inundación, asociados con zonas de anegamientos temporales donde se depositaron las calizas.

ES-14

CONGLOMERADOS ROJOS DEL CENTRO DE MÉXICO Y VULCANISMO ASOCIADO: INDICADORES DE EXTENSIÓN EPISÓDICA DURANTE EL TERCIARIO TEMPRANO Y MEDIO

Torres-Hernández J.R.¹, Tristán-González M.¹, Labarthe-Hernández G.¹, López-Doncel R.¹, Aranda-Gómez J.J.², McDowell F.³, Ortega A.², Vasallo L.² y Solorio J.G.²

¹ Instituto de Geología, UASLP

E-mail: jrtores@uaslp.mx

² Instituto de Geología, UNAM

³ University of Texas, Austin

En trabajos recientes de cartografía en el límite San Luis Potosí y Zacatecas hemos identificado afloramientos de conglomerados rojos distintos de los reportados por Edwards (1956) y una secuencia conglomerática "no roja" entre la que se intercalan rocas piroclásticas. Ambas secuencias continentales parecen haberse depositado en semifosas tectónicas e indican que fallamiento, vulcanismo y sedimentación fueron sincrónicos.

Ponce (1986) asignó a los conglomerados rojos de Zacatecas una edad Paleoceno-Eoceno medio. Este rango de edad es dado porque las rocas volcánicas interstratificadas con los conglomerados dan una edad radiométrica de ~47 Ma, y por la identificación de polen del género *Bernapollenites sp.* (Nájera-Garza, 1997), cuyo alcance de edad es Paleoceno-Eoceno temprano. A los conglomerados rojos de Guanajuato, por estudios paleontológicos de vertebrados (Ferrusquía, 1987) y por el fechamiento de una lava andesítica intercalada entre estos (~49 Ma), se les asigna una edad Eoceno medio a tardío. Además, están cubiertos por rocas volcánicas del Eoceno tardío (37.0±3.0 Ma). Otra lava andesítica intercalada con conglomerados rojos continentales al SE de Aqualulco, S. L. P. fue fechada en 44.1±2.2

Ma por Labarthe *et al.* (1982). Las capas rojas de Pinos, Zac. incluyen una ignimbrita con una edad K-Ar de 29.9 ± 2.5 Ma.

La secuencia de “conglomerados no rojos” intercalada con rocas piroclásticas incluye conglomerados cribados (sin matriz). La unidad piroclástica más extensa contenida en éstos, es la Ignimbrita Guanamá (32.7 ± 1.6 Ma; Labarthe y Jiménez, 1997), indicando una edad Oligoceno medio para la secuencia conglomerática. La ignimbrita antes citada y otros cuerpos volcánicos han sido cortados a distintas profundidades por pozos perforados en fosas tectónicas de orientación N-S y N-NE entre Chupaderos, Zac. y La Herradura, S.L.P., indicando fallas normales escalonadas. Al norte de Pinos, Zac. también existe una ignimbrita de 27.1 ± 0.6 Ma, intercalada con conglomerados continentales no rojos. Otro manto delgado de conglomerados “no rojos” (Conglomerado Halcones) se depositó en semifosas tectónicas de orientación NW-SE en las inmediaciones de la ciudad de San Luis Potosí, sobre depósitos piroclásticos de 25.3 ± 0.5 Ma. Estos datos confirman edades Eoceno medio a Oligoceno medio para los conglomerados rojos y rocas volcánicas asociadas, y edades Oligoceno medio a tardío para los conglomerados no rojos del centro de México.

Los conglomerados rojos presentan basculamiento hasta de 50° al N. Las fallas normales principales tienen orientaciones N45-85°W y buzan al SW y presentan un arreglo tipo dominó. Sobrepuesto a este sistema existen fallas más jóvenes. Los conglomerados no rojos se inclinan 10° a 20° al NE y se acumularon en depresiones tectónicas con orientación NW-SE. Estos depósitos están ahora expuestos en pilares tectónicos limitados por fallas normales N-S y N-NE, que constituyen algunas de las estructuras más notables de la región. En la región de Pinos se ha observado el contacto entre ambos conglomerados existiendo entre ellos una discordancia angular. Lo anterior indica que en el Centro de México la sedimentación, vulcanismo y fallamiento, sucedieron durante al menos dos periodos de extensión durante el Terciario temprano y medio.

ES-15

NUEVOS CONCEPTOS SOBRE LA RELACIÓN DE SUELOS ROJO Y LA TECTÓNICA DE CENTRO Y OESTE DE MÉXICO

John A. Randall Roberts
Universidad de Guanajuato

Los afloramientos de suelos rojos en el centro al oeste de la República han sido estudiados en los Estados de Jalisco, Michoacán, Zacatecas, Durango y Guanajuato en donde hay parches de suelo residual que ha sobre vivido a la rápida erosión característica de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central. En este trabajo se refiere a suelos ya maduros con una predominancia de minerales secundarios, mayormente hematita, arcillas y esencialmente nada de mineralogía primaria; solamente se nota cuarzo en escasos granos restantes. En esto se distinguen los mencionados suelos rojos maduros de los andosoles rojos en el eje neovolcánico Mexicano que son rojos en color pero contiene muchos restos de minerales primarios muy susceptibles al intemperismo como piroxenos y hasta fragmentos de roca. Otro suelo rojo que se puede confundir con los del tema de este trabajo son los desarrollados como regosoles inmaduros sobre el Terciario rojo en los cuales también abundan minerales primarios. Los suelos rojos de mineralogía secundaria y textura madura alcanzan tres metros de grosor en los Altos de Jalisco en donde cubren un ancho

semi continuo de 60 kms. En sentido este-oeste. Su mineralogía es semejante en los afloramientos mencionados y se caracteriza por una abundancia de plaquitas de hemática que muestran una alta resistividad en sondeos eléctricos verticales que se han realizado para caracterizar la transición desde la superficie y el material parental; este puede ser casi cualquier tipo de roca o sedimento. En la parte sur-central de Durango, se observaron suelos alóctonos de este tipo que se habían sido erosionados de las colinas hacia los valles; aún así el material rojo hematítico estaba intacto. Al contrario de otros compuestos de hierro férrico sobre todos los hidratados, la hemática es bastante estable en un ambiente semiárido, dándose de entender que el mineral más común en estos suelos es simplemente hemática. La tesis de este trabajo consiste en hacer hincapié en que un suelo rojo de este tipo no debe de formarse en un ambiente seco, semiárido tendiendo a templado. Este tipo de suelo tiene su formación en climas cálidos e húmedos de la costa. De hecho, en varios afloramientos de sitios de 1800 mts. sobre el nivel mar o más se encuentran suelos grises o cafés formados actualmente arriba de los suelos rojos. Muchos autores han propuesto levantamientos en bloques de Sierras entre la costa y la Mesa Central, se propone aquí que estos suelos rojos son testigos de una formación más cerca al nivel del mar y que han sido levantados muy rápidamente a su cota actual. Por ejemplo en la Sierra de Guanajuato, los derrames basálticos pleistocénicos han sido cortados por fallas longitudinales así mostrando levantamientos de un kilómetro en un máximo de 1-2 m.a.

ES-16

DEPÓSITOS MASIVOS DEL PLEISTOCENO TARDÍO ASOCIADOS AL COLAPSO DEL FLANCO SUR DEL VOLCÁN NEVADO DEL HUILA (COLOMBIA)

Bernardo Pulgarín¹, José Luis Macías² y Héctor Cepeda²

¹ INGEOMINAS, Colombia

E-mail: uop@emtel.net.co

² Instituto de Geofísica, UNAM

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

E-mail: hcepeda@ingecoin.gov.co

El Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), con 5,364 msnm, está situado en el SW colombiano y consta de 4 centros eruptivos principales, llamados picos Norte, La Cresta, Central y Sur. Hace aproximadamente 46,000 años A.P., colapsó el flanco S, originando una gran avalancha de escombros que viajó 14 km hacia el S hasta el río Páez bloqueando el cauce del mismo. El flujo alcanzó velocidades hasta de 130 m/s a 7.5 km del origen y de 50 m/s, al llegar río Páez, antes de detenerse contra la pared granítica W del valle del río Páez, con un tiempo total de recorrido de 3.0 minutos. El depósito tiene un espesor mínimo de 150 m, cubrió una superficie de 36 km² con un volumen aproximado de 5.4 km³ y un H/L de 0.17. Por sus características morfológicas la avalancha de escombros se divide en tres zonas, que desde el inicio hasta la parte distal comprende: zona de montículos, zona de lóbulos y zona de terraza, las cuales por su continuidad, reflejan la transformación de la avalancha de escombros hasta un flujo de escombros.

La ausencia de material juvenil y de depósitos de oleadas piroclásticas asociados al depósito, así como la presencia de minerales de arcilla en el depósito y la ocurrencia del Sismo de Páez, el 06-06-94, con epicentro a 10 km al SW del volcán, sugiere que la causa del colapso volcánico fue la debilidad del edificio volcánico (por alteración y fracturamiento), probablemente asociado a actividad sísmica.

La acumulación de estos escombros sobre el valle del río Páez ocasionó su represamiento y originó un lago con un volumen < 0.5 km³, el cual tardó aproximadamente 3 días en rellenarse. El rompimiento de la represa dio origen a un flujo de escombros que avanzó por lo menos 67 km a lo largo del valle del río Páez. El flujo de escombros alcanzó una velocidad mínima de 26 m/s en los primeros 32 km, disminuyéndola gradualmente, en las curvas del valle. El flujo de escombros formó una terraza a lo largo del valle del río Páez, cubriendo un área cercana a los 82 km², con espesor promedio de 100 m y un volumen aproximado de 4 km³; morfológicamente se divide en una zona inicial de canal estrecho y otra final, de canal amplio. Los componentes de este depósito complejo de avalancha de escombros/flujo de escombros, son principalmente de lavas andesíticas con diferentes texturas y estados de alteración y un contenido $< 3\%$ de fragmentos del basamento.

El estudio sedimentológico de los depósitos muestra el predominio de fracciones de grava, para ambos, con valores cercanos o mayores a 50% y modas dominantes localizadas entre las fracciones -6ϕ y -4ϕ . Los parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas, en general muestran valores del tamaño promedio de fragmentos entre -2ϕ y -3ϕ , para el depósito de avalancha y entre 0.1ϕ y -2.5ϕ , para el de flujo de escombros del Páez y en ambos depósitos muy mala clasificación de las partículas y asimetría hacia las fracciones más finas. El contenido de arcilla varía con la distancia recorrida, pero en general, aumenta en ambos depósitos. Los minerales de arcilla y las estructuras en rompecabezas encontradas en ambos depósitos tanto a escala macroscópica como microscópica, indican que están genéticamente relacionados y podrían considerarse como un mismo evento que sufrió varias transformaciones a lo largo de su recorrido. El depósito de avalancha se emplazó de manera masiva al inicio pero luego sufrió transformaciones hacia porciones más diluidas y el depósito de flujo de escombros del río Páez, se emplazó mediante un mecanismo de acreción normal controlado por la gravedad en los primeros 32 km (con gradación normal) y luego fue dominado por una depositación selectiva (gradación inversa), en la cual la fuerza boyante de la matriz cohesiva en la parte inferior, mantuvo los clastos mayormente en la porción superior.

Si un evento de esta magnitud ocurriera en el futuro pondría en peligro a más de 400,000 habitantes a lo largo del valle del Páez y parte del valle del río Magdalena, con daños incalculables.

ES-17

NUEVA LOCALIDAD DEL PALEOZOICO SUPERIOR AL NOROESTE DE ACATLÁN, PUEBLA

Joel Ramírez¹, Antonio Flores¹, Blanca Buitrón², Alicia Silva² y Daniel Vachard³

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

² Instituto de Geología, UNAM

³ Université de Lille. France

La localidad se sitúa en el primer arroyo al norte de la comunidad de Los Hornos de Zaragoza, en el camino que comunica los poblados de Tehuiztzingo y San Pedro Cuayuca en el estado de Puebla. En línea recta, el afloramiento se encuentra a 15 km al sureste de Patlanoaya y a 25 km al noroeste de Acatlán.

La secuencia, de un espesor aproximado de 60 m, consiste de tres horizontes litológicos en una sedimentación continua con

cambios transicionales tanto vertical como lateralmente. De la base a la cima presenta: a) un conglomerado de aproximadamente 25 m de espesor constituido principalmente de fragmentos pequeños de feldespato y cuarzo (de 1 a 2 cm de diámetro), y en menor proporción de fragmentos volcánicos de composición básica, la matriz es areno-limosa con los mismos componentes, la cima del conglomerado se caracteriza por una gradación a areniscas de grano grueso a medio con variaciones a areniscas calcáreas de grano fino; b) unidad de caliza fosilífera de 8 m de espesor formada por horizontes y lentes irregulares de estratificación delgada a mediana, se observan laminaciones y delgados horizontes de pederal, texturalmente está constituida de un packstone-grainstone de bioclásticos de gasterópodos, equinodermos y bivalvos, algunos horizontes presentan abundantes fusulínidos y crinoides; c) en un cambio transicional las calizas gradúan a una secuencia de areniscas de grano medio a fino y lutitas de color negro, se observan estructuras de gradación, laminación y huellas de icnofósiles. La asociación faunística determina una edad Leonardiana del Pérmico Temprano.

La secuencia descrita sobreyace, en un contacto discordante y tectonizado, al granito de La Noria-Hornos de Zaragoza del Devónico Tardío (371 Ma), y a la secuencia volcánica-sedimentaria de la Formación Tecomate ambos del Complejo Acatlán. A diferencia con la región de Patlanoaya y Olinalá, la secuencia está intensamente deformada en pliegues cerrados y recumbentes con una vergencia al WNW, a su vez, la cima es cabalgada por la Formación Tecomate siguiendo un plano NS, lo que explica y hace más evidente su deformación. La edad de deformación se considera post-Permiana, posiblemente Jurásica ó bien Laramídica por las estructuras regionales del Terreno Mixteco.

ES-18

PALINOESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DE LA FM. COAYUCA, IZUCAR DE MATAMOROS

Martínez-Hernández Enrique y E. Ramírez-Arriaga
Instituto de Geología, UNAM

Esta investigación es parte del proyecto «Palinoestratigrafía de la Fm. Balsas. Implicaciones cronoestratigráficas y ambientales», cuyo objetivo es el fechamiento de las facies lacustres y continentales que caracterizan a parte de dicha formación en el sur de México. Las inferencias estratigráficas sobre la Fm. Balsas, dan una edad que comprende desde Cretácico Tardío al Oligoceno (Fries, 1960, C'erna *et al.* 1980, C'erna, 1983), lo que indica un diacronismo en la deposición de dicha unidad.

Por primera vez en base a polen fósil, se obtiene datos cronoestratigráficos en la extensión más oriental de dicha Fm. en Tepexi de Rodríguez Puebla, donde los datos arrojan una edad de Eoceno Tardío a Oligoceno Temprano (Martínez y Ramírez, 1996 y Martínez y Ramírez, en prensa).

A fin de continuar con la prospección palinoestratigráfica en el sur de México, se decidió muestrear la Fm. Coayuca para determinar los cambios florísticos que se daban después del Eoceno, ya que dicha formación fué establecida por Fries (1966), en la parte suroriental de la Hoja Cuernavaca como perteneciente al Mioceno.

Las secciones estudiadas, pertenecientes a la Fm. Coayuca en el Cerro del Calvario, al poniente de Izucar de Matamoros, Coayuca, arrojaron resultados palinológicos que indican una edad

eocénica a oligocénica para dicha formación. Posteriormente se muestrearon los estratotipos de la Fm. Coayuca, en las cercanías del pueblo de San Antonio, Coayuca, corroborándose la edad Paleogena para dicha formación.

La florula recuperada es en parte similar a los conjuntos palinológicos en la región de Tepexi de Rodríguez, con presencia del complejo Momipites, Picea, Pinus, Corsinopollenites, Eucommiadites, Caryapollenites, Armeria, Platycaria, Pandanus, escasas gramíneas y compositas. La diferencia principal de la florula de la Fm. Coayuca es la presencia de facies de pantano con abundancia del *Stereosporites* spp. y *Cicatricosisporites* *paradorogensis*. El ambiente lacustre se confirma por la abundancia de algas dulceacuicolas como *Spirogira*, *Tetraporina*, y ficomas de agua dulce.

En conclusión, los palinomorfos recuperados de la Fm. Coayuca, parecen indicar que ésta pertenece al Paleogeno y en consecuencia se podría considerar como parte del Grupo Balsas sensu Fries (1960).

ES-19

DATACIÓN DE ROCAS SEDIMENTARIAS POR EL MÉTODO K/AR MEDIANTE GLAUCONITAS

Solé Jesús
Instituto de Geología, UNAM

La datación absoluta de rocas sedimentarias siempre ha sido problemática cuando éstas no contienen fósiles. En el caso de rocas carbonatadas los métodos más usados son el paleomagnetismo y la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. Para las rocas detríticas las dificultades son mayores. El objetivo del presente resumen es exponer una breve revisión de uno de los principales métodos de datación de niveles estratigráficos. Se presentará la metodología que debe usarse para seleccionar y procesar las muestras que contienen glauconita con fines geocronológicos, mostrándose varios ejemplos de datación por los métodos K/Ar y Ar/Ar de material glauconítico del NE de la Península Ibérica.

La glauconita es un mineral del grupo de las micas dioctaédricas de composición general $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}) (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_2 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$. Es similar a la illita, pero parte de su aluminio octaédrico está substituido por Fe y Mg. Su principal catión interfoliar es el K, de ahí su interés como geocronómetro K-Ar. Tiene estructura monoclinica y se presenta como granos o pátinas de color verde claro a verde oscuro, a veces negro. La glauconita se forma únicamente en medio marino por sustitución del sustrato, especialmente pellets fecales, bioclastos y filosilicatos. Puede remplazar a casi cualquier material, pero su crecimiento requiere de la presencia del agua marina, que le aporta los cationes indispensables. Es necesario que la interfase agua/sedimento esté próxima (de unos centímetros a un máximo de un metro).

Esta substitución catiónica es lenta y requiere de decenas a centenares de miles de años para completarse. El elemento K sirve como control del grado de substitución, puesto que se añade a la estructura del mineral progresivamente, desde niveles muy bajos (entre 0 y 1% de K en peso) en los primeros estadios de formación, hasta la glauconita bien cristalizada con aproximadamente 8% de K. Por medio de este elemento se caracteriza a la glauconita como naciente (<2% K₂O), ligeramente evolucionada (4-6% K₂O), evolucionada (6-8% K₂O) y muy evolucionada (>8% K₂O).

Durante décadas se pensó que su presencia en los niveles sedimentarios marinos era indicativa de baja profundidad. Los estudios realizados en los años setenta y ochenta muestran que la glauconita se forma actualmente en el fondo marino sin que la profundidad sea un factor decisivo. Por lo tanto, la presencia de glauconita no es indicativa de aguas someras, aunque en muchas ocasiones se forma a unos 100-200 m de profundidad. El factor más importante para su formación es en realidad una tasa de sedimentación muy baja o nula durante largos períodos de tiempo. Si la tasa de sedimentación es rápida, la glauconita incipiente no puede desarrollarse, pues el sedimento acumulado encima del posible nivel glauconítico impedirá el intercambio catiónico con el agua marina. En este caso o no se forma glauconita o esta es poco evolucionada (bajo contenido en potasio). Esto explica su presencia abundante en muchos niveles de suelos marinos endurecidos (hard grounds), que tienen a menudo otras características como la presencia de fosfatos o acumulaciones de restos fósiles, depositados durante largo tiempo en épocas de sedimentación casi nula.

En México se ha citado la presencia de glauconita en varios afloramientos, pero casi nunca ha sido usada con fines de datación o correlación. Creemos que sería interesante una revisión sistemática de los estudios estratigráficos o sedimentológicos publicados para detectar la presencia de glauconita y su posible utilidad geocronológica.

ES-20 CARTEL

APLICACIÓN DE LA CORRELACIÓN GRÁFICA EN UNA SUCESIÓN DEL CENOMANIANO-TURONIANO EN LA CUENCA DE GUERRERO-MORELOS

Noem Aguilera Franco¹ y Norman Macleod²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo, Geociencias

² Department of Palaeontology, The Natural History Museum, London, UK

Diversas secciones estratigráficas de la Cuenca Guerrero-Morelos que incluyen el límite Cenomaniano-Turoniano, fueron correlacionadas mediante el método de correlación gráfica. Esta técnica fue basada en las primeras y últimas apariciones de fósiles (bioeventos) así como eventos de extinción del conjunto fósil. La aplicación de esta metodología, permitió comprobar la sincronidad de los eventos y establecer su potencial de correlación, sobre todo en donde el conjunto fósil es escaso y/o mal preservado o en cambios laterales de facies, como es el caso de este trabajo. Así mismo, la consideración de tasas relativas de espesor de roca, permitió inferir intervalos con tasas de sedimentación constante, niveles condensados o no depositados (hiatus), haciendo posible el establecimiento de una correlación más confiable.

Varios bioeventos, fueron identificados y parecen ser intervalos sincrónicos con gran potencial de correlación cronoestratigráfica regional y global. Dichos bioeventos son: a) La última aparición de *Pseudorhapydionina* dubia en el Cenomaniano superior; b) La última aparición de la mayoría de los grandes foraminíferos bentónicos en la parte superior del Cenomaniano superior. La mayoría de hiatus o intervalos condensados caen dentro de la parte superior de la Zona de *Pseudorhapydionina* dubia y la parte inferior de la Zona de *Whiteinella* archaeocretacea.

La sección de referencia del estándar compuesto y el establecimiento de las unidades de tiempo permitió la subdivisión de la sucesión del Cenomaniano-Turoniano en intervalos

equivalentes de tiempo. La distribución de los hiatus entre las secciones, muestra diferencias sistemáticas entre ambientes marinos someros y ambientes pelágicos. Las secciones depositadas en ambientes de rampa media-externa parecen estar más completas hacia el límite Cenomaniano-Turoniano. En contraste, en las secciones en donde se registró sedimentación pelágica, la parte inferior de la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* esta ausente. La discrepancia en los ambientes parece estar relacionada con el ahogamiento de la Plataforma que comenzó del noroeste de la cuenca, con la continuación de condiciones marinas abiertas someras (rampa media-externa) hacia la parte centro-oriental de la cuenca.

ES-21 CARTEL

INTEGRACION BIOCRONOESTRATIGRAFICA Y BIOSECUENCIAS DEL MESOZOICO EN EL POZO AZTLAN (SURESTE DE MEXICO)

María Ornelas Sánchez, Sonia Franco Navarrete, Mónica Granados Martínez y Victoria González Casildo
Gerencia de Geociencias, Instituto Mexicano del Petróleo

El pozo Aztlan, se localiza en la porción central del Estado de Tabasco, Sureste de México, su columna estratigráfica comprende del Oxfordiano al Maastrichtiano y es una secuencia marina carbonatada en la que se observa una sucesión de facies de plataforma somera semi-restringida (intermarea-submarea y lagunar) a facies de talud y cuenca.

Durante el Oxfordiano se depositaron calizas marinas someras con algas codiáceas (*Cayeuxia kurdistanensis*), solenoporáceas (*Solenopora* sp.) y udoteáceas (*Arabicodium* sp. A. cf. *aegraphyloides* y *Bouenia* sp.), así como foraminíferos bentónicos y ostréidos en ambiente de plataforma somera en facies de submarea.

Para el Kimmeridgiano temprano, un aumento relativo del nivel del mar es interpretado por el depósito de facies de plataforma abierta y caracterizado por la presencia de estomiosféricos tales como *Stomiosphaera moluccana* y *Hemistomiosphaera parvula*.

En el Kimmeridgiano inferior-superior, la plataforma tuvo una variación de facies de intermarea, banco oolítico y laguna. Los bancos oolíticos están representados por calizas oolíticas y pelespatitas con una microfauna representada por algas calcáreas (*Acicularia elongata elongata*, *Cayeuxia kurdistanensis* y *Lithophyllum*) y foraminíferos bentónicos (*Pseudocyclammina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Mesoendothya* cf. *croatica*, *Everticyclammina virguliana* y *Glomospira* sp.) En las facies lagunares se desarrollaron las dasicladáceas *Acicularia elongata elongata*, *A. jurassica*, *Salpingoporella grudii*, *Acroporella* sp., *A. podolica*, las codiáceas *Cayeuxia kurdistanensis* y otras algas verdes *Thaumatoporella* sp. Mientras que en las facies de intermarea, el conjunto biótico es escaso y mal conservado.

Para el Titoniano, un aumento del tirante de agua en la plataforma provocó la desaparición de faunas y floras bentónicas de condiciones someras restringidas y la primera aparición de los calpionélidos *Crassicollaria parvula*, *C. massitini*, y *Calpionella alpina* característicos de condiciones de mar abierto y cuenca.

Durante el Berriasiano-Valangianiano Medio persistieron las mismas condiciones pero con los calpionélidos *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Lorenziella hungarica*, *Tintinnopsella*

carpathica y *T. longa*, además de *Calpionella alpina* en el Berriasiano y *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpathica*, *Lorenziella hungarica*, *Tintinnopsella longa* y los nanocónidos *Nannoconus colomi* y *N. steinmanni minor* en el Valangianiano.

Del Hauteriviano al Aptiano persistieron las condiciones de cuenca pero con otros conjuntos faunísticos. Un aumento en la profundidad del agua así como condiciones de alta productividad orgánica, causó la desaparición de la mayoría de los calpionélidos del Valangianiano, y la aparición de nanocónidos (*Nannoconus boneti*, *N. bermudezi*, *N. colomi* y *N. boneti*) y foraminíferos planctónicos (*Globigerinelloides ferreolensis*, *G. maridalensis*, *Hedbergella excelsa* y *H. trocoidea*) que continúan hasta el Aptiano.

Durante el Albiano-Cenomaniano el predominio fue de los calciferúlidos *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*, *Bishopella ornelasae* y *B. diazi*. característicos de facies de plataforma externa, coexistiendo con *Favusella washitensis*.

Del Cenomaniano al Maestrichtiano las facies variaron de plataforma externa a talud y cuenca con predominio de foraminíferos planctónicos representados por *Pessagnella coarctata*, *Dicarinella hagni*, *Marginotruncana sheegansi*, *Dicarinella canaliculata*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana calcarata* y *Globotruncana havanensis*.

ES-22 CARTEL

VARIACIÓN SEDIMENTOLOGICA DE LAS BAHÍAS DE AKUMAL Y MEDIA LUNA, QUINTANA ROO

Marquez-García, Antonio Zoilo, Pérez- Aguilar, Virginia y Salas-Colunga, Ricardo
Lab. de Geología y Limnología, Depto de Hidrobiología.
Universidad Autonoma Metropolitana, Iztapalapa

Durante los meses de marzo y julio del año 2000, se muestreo la Bahía de Akumal y de la Media Luna en 11 estaciones de monitoreo, 6 en playa y 5 en la zona prearrecifal a profundidades menores de 10 metros.

El análisis sedimentológico de las muestras se llevo a cabo por el método de tamizado de acuerdo a Folk y Ward (1957) y el análisis de la composición mineralógica se realizo por microscopio estereoscópico en muestra de grano.

La Bahía de la Media Luna presenta en el mes de marzo un predominio de arenas medias, bien clasificadas, simétricas, mesocurticas, mientras que para el mes de julio prevalecen arenas gruesas de moderada a muy bien clasificadas, simétricas y muy leptocúrticas, es notorio que en las dos épocas se ve reflejado en los sedimentos las condiciones de secas y lluvias.

Para la Bahía de Ahumal, en marzo esta presente la arena muy fina, de moderadamente bien clasificado a mal clasificado, teniendo una asimetría hacia arenas muy finas, muy leptocúrticas, mientras en el mes de julio predomina arena media de moderadamente clasificada a mal clasificada, simétricas muy platicúrticas al igual que la bahía anterior se nota claramente las condiciones de secas y lluvias, sin embargo la Bahía de Akumal, presenta una textura de sedimentos más fina que la Bahía de la Media Luna, a pesar de que la Bahía de Akumal es una Bahía abierta, donde la zona arrecifal esta protegiendo y disminuyendo la energía del oleaje de manera más efectiva en comparación con la Bahía de la Media Luna que es una bahía cerrada.

En cuanto a composición mineralógica la Bahía de Akumal para el mes de marzo predomina Biocalcarenita micritica y para el mes de julio Biocalcarenita, en el caso de la Bahía de la Media Luna para las dos épocas de muestreo son Biocalcarenitas, es importante recalcar que gran parte de estos sedimentos presentan algunos materiales antropogénicos como son vidrios, hidrocarburos y plásticos.

ES-23 CARTEL

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE BEAZLEY, SAN LUIS, ARGENTINA

Giaccardi A., H. Ulacco y D. Aguilera

Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad
Nacional de San Luis, Argentina

E-mail: ulacco@unsl.edu.ar

La Cuenca de Beazley ocupa una importante porción de territorio en la provincia de San Luis, extendiéndose entre la zona Sur de la Sierra de San Luis y el Río Desaguadero en sentido Este-Oeste, y desde el Norte de la Sierra de El Gigante hasta el Sur de la Sierra de Varela en sentido meridiano, cubriendo una superficie aproximada de 5000 km².

El relleno de la Cuenca se compone de sedimentos de origen continental y en menor medida vulcanitas acumulados durante el Mesozoico y Cenozoico. La columna estratigráfica se inicia con rocas del basamento cristalino del Precámbrico-Paleozoico inferior (esquistos-gneises-migmatitas) y se continúa con la Formación Permo-Triásica Cerro Varela (riolitas-ignimbritas-tobas), cubierta por las sedimentitas del Mesozoico y Cenozoico correspondientes al Grupo del Gigante, Formación San Roque y Las Mulitas.

La disposición estratigráfica y estructural, el condicionamiento geomorfológico evolutivo sobre el paisaje, el sistema de drenaje actual y las características provenientes de cada una de las etapas de su desarrollo, componen una interesante fuente de información que ha sido analizada desde las siguientes líneas internas de investigación: Estratigrafía y Estructura Geológica, Geofísica, Geomorfolología, Hidrogeología y Geoquímica.

La integración de diversos datos (perforaciones, líneas sísmicas y análisis químicos), ha permitido obtener un modelo preliminar de la evolución tectosedimentaria de la Cuenca. El mismo, en este sentido, tuvo su periodo máximo de colmatación y subsidencia entre el Triásico inferior y el Cretácico superior (rift y sinrift), disminuyendo la tasa de sedimentación en el Terciario inferior a medio, correspondiente a las Formaciones San Roque y Las Mulitas. Dicha secuencia sedimentaria tiene un espesor máximo total de 4000 m.

Desde la fase inicial del Ciclo Andico, el sistema distensivo imperante sufre una inversión tectónica generándose una etapa compresiva desde el Mioceno-Plioceno hasta el presente. La primera fase de la etapa compresiva ha estado representada por un ascenso y basculamiento de bloques de basamento. Las estructuras, presumiblemente generadas en el Terciario superior, están representadas por plegamientos asociados a fallas lístricas con planos buzantes al Este. Estas últimas se encuentran en el límite occidental de la cuenca, en el sector Sur de la Sierra de El Gigante.

La morfología del sustrato rocoso de la cuenca, basada en la interpretación sísmica, presenta un perfil transversal asimétrico en sentido Este-Oeste. El límite más abrupto se ubica hacia el Este, con el depocentro muy próximo continuándose hacia el Oeste con pendiente más suave. El límite oriental descripto podría corresponder a un borde de cuenca, representado por el basamento cristalino aflorante de la Sierra de San Luis y Varela, el cual la separaría de la Cuenca de Mercedes.

Desde el punto de vista geomorfológico e hidrogeológico la configuración superficial de la cuenca no es totalmente coincidente con su expresión en el subsuelo.