



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGIA

SEDIMENTOLOGÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO
DE UNA SUCESIÓN VOLCANICLÁSTICA CON
RESTOS DE DINOSAURIOS EN EL ESTADO DE
MICHOCÁN, MÉXICO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRA EN CIENCIAS (ESTRATIGRAFÍA)

PRESENTA

ROSA ELENA TOVAR LICEAGA

DIRECTOR DE TESIS: DR. DAVID E. FASTOVSKY

MÉXICO, D.F.

NOVIEMBRE, 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco todo el apoyo brindado por las siguientes instituciones durante mis estudios de maestría: National Geographic Society (Grant no. 7953-05) por su apoyo durante todas las salidas al campo, a CONACYT por la beca otorgada durante la realización de este trabajo de investigación, al Instituto de Geología y a la Universidad de Rhode Island por permitirme hacer uso de sus instalaciones y equipo. Al poblado de Tiquicheo por toda la ayuda prestada durante el trabajo de campo.

Asimismo quiero agradecer el tiempo y comentarios hechos por mi comité tutorial y jurado de examen: Drs. Mouloud Bennami, David Fastovsky, Dante Morán, Elena Centeno, Marisol Montellano y Sergey Sedov, que me ayudaron a darle forma a este trabajo final. Agradezco de forma particular al Dr. David Fastovsky, todo el apoyo que me brindó tanto a distancia como cuando tuve la oportunidad de visitarlo en la Universidad de Rhode Island, y a la Dra. Marisol Montellano que me ha apoyado siempre tanto de forma académica como personalmente.

Agradezco a mi familia por el apoyo inagotable que siempre me han brindado. A mi esposo, que es mi mayor cimiente y quien me da la mano cada vez que me caigo o el apretón de orejas cuando ya no quiero continuar.

Al Colegio Madrid, por la oportunidad que me ha dado al formar parte de su equipo de trabajo y también por permitir que me desarrollara

académicamente, por esos congresos a los que me permitieron asistir y por ser buenos amigos. A mis estudiantes que me crean un reto día a día al tener que idear miles de formas para explicar un concepto. A ellos, porque enseñar es la mejor manera de educarse a uno mismo.

Por último, pero no menos importante, a todos mis amigos, cuya lista es infinita pero que saben que todos están presentes: amigos de mi infancia, del CCH, de la carrera, del Instituto, de Rhode Island, del Madrid, etc. Muchas gracias a todos porque todos han influido en mi forma de pensar y ser.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	6
ÍNDICE DE TABLAS	9
RESUMEN	10
INTRODUCCIÓN	12
MATERIAL Y MÉTODOS	14
CAMPO.....	14
LABORATORIO.....	14
AREA DE ESTUDIO.....	16
UBICACIÓN	16
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	17
FACIES PRESENTES EN LA SUCESIÓN VOLCANICLÁSTICA DE LA	
BARRANCA LOS BONETES	25
<i>Facies 1. Conglomerado soportado por matriz.....</i>	<i>27</i>
<i>Facies 2. Areniscas sin estructuras</i>	<i>30</i>
<i>Facies 3. Areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala.....</i>	<i>36</i>
<i>Facies 4. Calcretas (Paleosuelos)</i>	<i>38</i>
<i>Facies 5. Areniscas gravosas y areniscas con laminación planar</i>	<i>46</i>
<i>Facies 6. Conglomerado soportado por clasto</i>	<i>48</i>
PETROLOGÍA Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS.....	51
AMBIENTE DE DEPÓSITO	60

CONTENIDO FÓSIL Y PALEOCLIMA	64
HADROSAURIOS.....	66
CONCLUSIONES.....	70
REFERENCIAS.....	71

Índice de figuras

Figura 1. Ubicación de la Barranca Los Bonetes dentro del estado de Michoacán.....	16
Figura 2. Distribución de las secciones estudiadas y sus facies. El número de facies corresponde al orden de aparición de las mismas en el texto. Debido a la escala, el detalle de la secuencia de facies ha sido omitido. Todas las secciones están mostradas a escala. Las letras corresponden a las secciones levantadas que se pueden observar a detalle en la Figura 4.	17
Figura 3. Distribución de facies de la región Sureste del estado de Michoacán. Modificado de Centeno-García (2008; comunicación escrita).....	24
Figura 4. Sucesión sedimentaria levantada a lo largo de la carretera #51. Las letras se corresponden con las de la Figura 2. L= odo; Li= Limo;.....	26
F= Areniscas finas; M= Areniscas medias; G= Areniscas gruesas; Gr= Gravas.....	26
Figura 5. Conglomerados soportados por matriz. Obsérvese que los clastos son más abundantes y mejor redondeados en A que en B, y que es mayor la cantidad de matriz en B así como los clastos son de menor tamaño. Estas diferencias pueden deberse a que B corresponde a flujos de detritos que viajaron mayores distancias. Para que puedan ser apreciados los clastos en la Figura B, éstos fueron contorneados.....	28
Figura 6. Areniscas sin estructuras en paquetes. Obsérvese que los paquetes van disminuyendo en espesor hacia la cima.....	30
Figura 7. Icnofósiles presentes en la zona estudio. A. Galerías de los icnofósiles. B. Icnofósil con patrón de meniscos, que se observa como una serie de líneas oblicuas paralelas a la entrada de la galería.....	32
Figura 8. Estratificación cruzada hamacada de baja escala en la zona de estudio. Este estrato suprayace a una arenisca gravosa grano-decreciente.....	37

Figura 9. Calcretas y estructuras presentes en la Barranca Los Bonetes. A. Calcreta tabular. B. Calcretas intercaladas con lodos. C. Trazas de raíces presentes en las calcretas. D. Estructuras de canal. Lo. Cada línea representa 1 cm. E. Presencia de una probable alga o cianobacteria debido al tipo de pared celular. F. Raíz o tallo de una planta vascular. La línea representa 1 cm.....	40
Figura 10. Calcretas nodulares. A. Acercamiento a los nódulos. B. Agregados. C. Revestimientos de arcilla alrededor de granos de calcita. Obsérvese que sobre un grano de calcita crece calcita acicular. D. Revestimiento de arcillas de un grano volcánico. Las flechas en C y D señalan las coberturas de arcilla.....	42
Figura 11. A. Ciclo pedodiagenético. B. Suelo idealizado de la evolución del perfil. Tomado de Klappa (1983).....	45
Figura 12. Laminación planar sobreyaciendo un microconglomerado grano-decreciente.	47
Figura 13. Secuencia de Bruma. Estructuras sedimentarias internas que se presentan en los estratos de areniscas debido a corrientes unidireccionales que desaceleran rápidamente. Tomado de Collinson y Thompson, 1989.....	48
Figura 14. Acercamiento a uno de los paquetes de conglomerados. Las gravas están arregladas dentro de pequeños canales, los cuales están contorneados para una mejor visibilidad.	49
Figura 15. A. Clasificación de las areniscas de acuerdo a su composición con base en los diagramas de Folk (1974). B. Abundancia de elementos líticos. Los triángulos corresponden a las areniscas sin estructuras; los círculos a areniscas con estratificación cruzada; y los cuadrados a areniscas con estratificación planar. Q= Cuarzo, F= Fedespatos, L= Líticos, Ls= Líticos sedimentarios, Lv= Líticos volcánicos.....	56
Figura 16. Procedencia de las areniscas presentes en la Barranca Los Bonetes. Diagrama tomado de Dickinson <i>et al.</i> (1983).	58

Figura 17. Procesos y depósitos asociados al vulcanismo. Modificado de Scott (1988).....	61
Figura 18. Distribución temporal y espacial de los hadrosaurios en México. Las figuras en forma de pisada corresponden a icnofósiles asignados a esta familia mientras el resto de las figuras corresponde a elementos esqueléticos.....	68
Figura 19. Elementos esqueléticos de hadrosaurios. Las flechas señalan dos costillas. Esta capa se localiza en la sección A (Figura 4) y es de donde han sido recuperados la mayoría de los huesos.....	69

Índice de tablas

Tabla 1. Flujos sedimentarios gravitacionales.....	33
Tabla 2. Características texturales de las areniscas sin estructuras. Los números corresponden a las muestras tomadas a lo largo de la sección estratigráfica (Figura 4). Selección: B= Buena, R= Regular, M= Mala. Contactos: F= Flotantes, P= Puntuales, L= Longitudinales, CC= Cóncavo-convexos. Forma: D= Discoidales, Sp= Subprismáticos, P= Prismáticos. Redondeamiento: A= Angulosos, Sa= Subangulosos, Sr= Subredondeados, R= Redondeados.	52
Tabla 3. Características texturales de las areniscas con estratificación cruzada. Idem. Tabla 2.	53
Tabla 4. Características texturales de las areniscas con laminación planar. Idem. Tabla 2.	54
Tabla 5. Porcentajes de los componentes principales presentes en las areniscas sin estructuras. Q= cuarzo, F= Feldespatos, Lv= Líticos volcánicos, Ls= Líticos sedimentarios, Lm= Líticos metamórficos.	54
Tabla 6. Porcentajes de los componentes minerales principales presentes en las areniscas con estratificación tangencial de pequeña escala. Idem. Tabla 5.....	55
Tabla 7. Porcentajes de los componentes minerales principales presentes en las areniscas con laminación planar. Idem. Tabla 5.	56

RESUMEN

Los depósitos sedimentarios continentales de edad cretácica son poco conocidos en el Sur – Centro de México y más raros han sido los hallazgos de restos de dinosaurios dentro de ellos, limitándose a huellas. Debido al hallazgo de restos óseos de dinosaurios, principalmente hadrosaurios, hechos por Moloud Benammi en el 2003 dentro de la sucesión sedimentaria presente a lo largo de la Barranca Los Bonetes, el objetivo de este estudio es conocer el ambiente de depósito y hacer inferencias climáticas de dicha sucesión sedimentaria.

La Barranca Los Bonetes, localizada en el Sur-Centro de México, contiene sedimentos volcaniclásticos de edad cretácica tardía y los hadrosaurios más antiguos conocidos para México. Los sedimentos de la Barranca Los Bonetes fueron depositados como una sucesión de sedimentos volcaniclásticos finos (areniscas finas a medias) intercalados con sedimentos gruesos (conglomerados soportados por matriz y conglomerados soportados por clasto). Con base en sus características sedimentarias 6 litofacies fueron reconocidas: areniscas sin estructuras, areniscas con laminación tangencial, areniscas con laminación planar, conglomerado soportado por matriz, conglomerado soportado por clasto y calcretas pedogenéticas. Las areniscas son principalmente feldespáticas y litarenitas feldespáticas. Los feldespatos corresponden a feldespatos potásicos y plagioclasas. Los fragmentos líticos son de origen volcánico y sedimentario, el

cuarzo, que se presenta en cantidades reducidas, es volcánico. Algunos paquetes de sedimentos finos contienen elementos esqueléticos desarticulados de dinosaurios, principalmente hadrosaurios.

El análisis detallado de las facies sugiere que los sedimentos fueron depositados por flujos sedimentarios gravitacionales en la zona distal de un volcán. Esta premisa se hace con base en el predominio de flujos sedimentarios arenosos intercalados con flujos de detritos, la mineralogía y las estructuras sedimentarias. La ausencia de lavas y/o texturas piroclásticas confirma el hecho de que el depósito se encuentra en la zona distal.

Los únicos elementos que se encuentran *in situ* son la bioturbación y los paleosuelos (calcretas), los cuales se formaron en periodos de no-depósito. Las calcretas se forman generalmente en áreas áridas o semi-áridas.

La Barranca Los Bonetes es el segundo lugar conocido en México donde han sido encontrados restos de dinosaurios en depósitos volcanoclásticos y el único conocido en México conteniendo hadrosaurios en depósitos volcánicos.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos volcánicos son muy comunes en todo el mundo, sin embargo, la presencia de fósiles en los mismos es rara (Lockley y Rice, 1990). En México, los pocos estudios conocidos que incluyen biota fósil en este tipo de depósitos corresponden principalmente al Cuaternario (p. ej. Siebe *et al.*, 1999). El único estudio pre-Cenozoico conocido, donde se describen vertebrados fósiles mexicanos dentro de un depósito volcánico, corresponde al Cañón del Huizachal (Tamaulipas), un depósito volcánico distal de edad jurásica donde fueron encontrados fósiles de reptiles, mamíferos y dinosaurios (Fastovsky *et al.*, 1995; Fastovsky *et al.*, 2005).

Los objetivos del presente estudio fueron: a) medir a detalle una columna estratigráfica, con el fin de contar con una referencia para la prospección paleontológica; b) con base en las estructuras primarias y características texturales, determinar las facies y los ambientes de depósito; c) realizar un estudio petrológico general para determinar composiciones y hacer inferencias acerca de la procedencia de las rocas clásticas; d) proponer un modelo de los procesos y ambientes de depósito que originaron la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes.

En la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes, Benammi *et al.* (2005) han reportado huesos de dinosaurios, donde la mayoría han sido

asignados a la familia Hadrosauridae. Los restos corresponden a huesos largos y vértebras que se depositaron dentro de sedimentos de grano fino.

En esta tesis se describe a detalle las características sedimentarias presentes en las rocas expuestas a lo largo de la Barranca Los Bonetes, tanto a nivel microestructural como macroestructural. Estas características indican que los procesos involucrados en su formación fueron flujos sedimentarios gravitacionales que ocurrieron en las laderas de algún volcán, dando como resultado un depósito volcánico distal.

La importancia de este estudio radica en que se determinó que el depósito en que fueron hallados los restos de dinosaurios, principalmente hadrosaurios, es volcánico, contrario a los depósitos donde comúnmente se les encuentra, que corresponden a sistemas fluviales, principalmente planicies de inundación y zonas marinas marginales (Fastovsky, com. pers. Junio 2008).

MATERIAL Y MÉTODOS

Campo

Se realizaron 4 salidas a la zona de estudio para levantar la sección estratigráfica. El levantamiento de la sección fue continuo a lo largo de la carretera #51 que une a los municipios de Tuzantla y Tiquicheo, sin embargo hubo trayectos que no pudieron ser analizados debido a vegetación exuberante o derrumbes. El tamaño total de la sección es de alrededor de 392 m. Los huesos de dinosaurios se localizan a lo largo de la sección embebidos en sedimentos finos (areniscas finas o limolitas) aunque su representatividad, hasta el momento, es baja.

Los datos analizados en campo fueron: litología, forma de los estratos, contenido biótico, espesor, contactos y orientación de los estratos (rumbo y echado). Asimismo fueron recolectadas 69 muestras de mano para su posterior análisis en lámina delgada.

Laboratorio

Las láminas delgadas fueron hechas para uso petrográfico, es decir con un espesor de 0.03 mm. Se analizaron con microscopio petrográfico bajo objetivos de 10x hasta 40x, usando luz polarizada y nicols cruzados para ver los colores de interferencia de los minerales.

Se hizo una primera selección de las muestras con base en el grado de diagénesis presente, ya que en algunos casos ésta imposibilitó conocer las características texturales. En esos casos, se observó que la calcita crecía alrededor de los granos o los sustituía impidiendo conocer la forma y grado de redondez de los mismos.

Los datos texturales analizados fueron: selección, tipo de contactos, forma, redondez y tamaño de los granos. Se analizaron los constituyentes principales (líticos, feldespatos y cuarzo). De las láminas delgadas donde las areniscas no presentaban matriz y tenían ausencia o un grado bajo de diagénesis, se hizo un conteo de 50 puntos para conocer de forma aproximada la procedencia de los sedimentos. Asimismo se analizó la existencia de características pedogenéticas y su tipo.

AREA DE ESTUDIO

Ubicación

La Barranca Los Bonetes se localiza sobre de la carretera #51 dentro del Estado de Michoacán a $19^{\circ} 03'$ latitud Norte y $100^{\circ}42'$ longitud Oeste, entre los municipios de Tiquicheo de Nicolás Romero y Tuzantla (Figura 1 y 2), perteneciendo a este último.

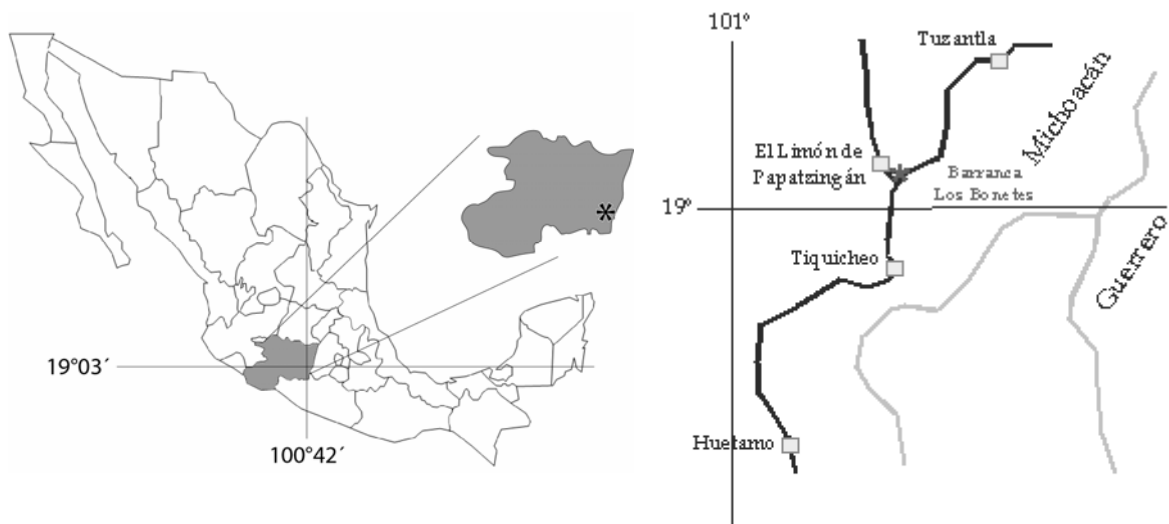


Figura 1. Ubicación de la Barranca Los Bonetes dentro del estado de Michoacán.

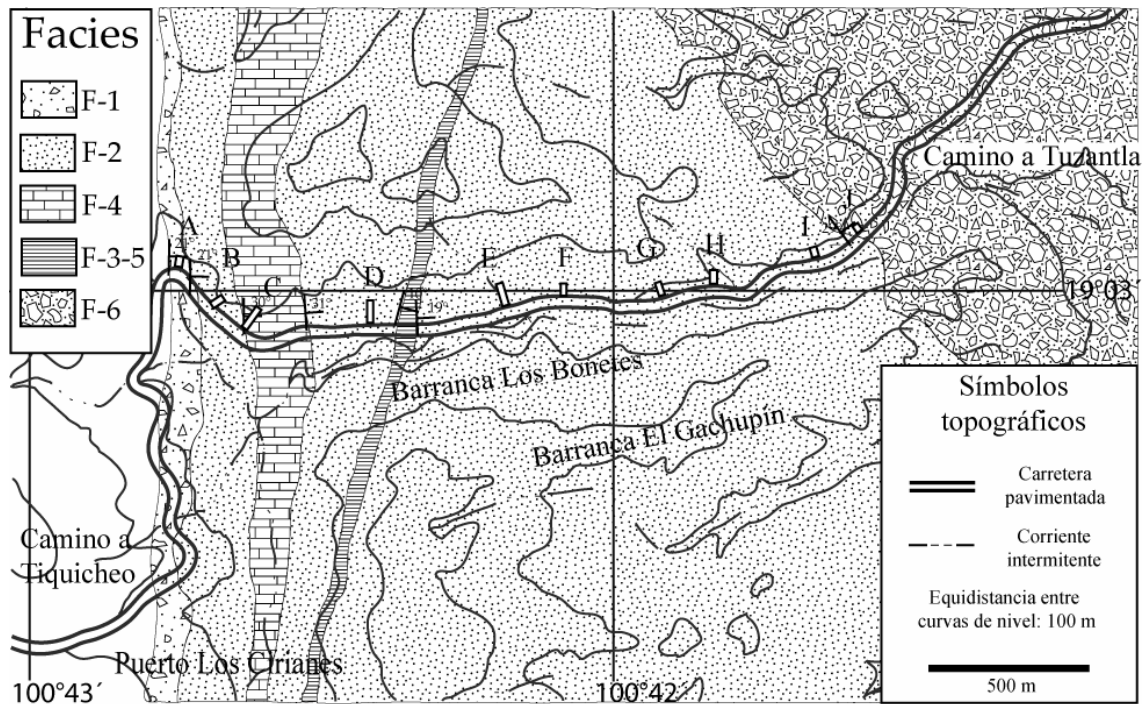


Figura 2. Distribución de las secciones estudiadas y sus facies. El número de facies corresponde al orden de aparición de las mismas en el texto. El mapa se hizo siguiendo la regla de las V.

Debido a la escala, el detalle de la secuencia de facies ha sido omitido. Todas las secciones están mostradas a escala. Las letras corresponden a las secciones levantadas que se pueden observar a detalle en la Figura 4.

Marco geológico regional

La sucesión sedimentaria presente en la Barranca Los Bonetes, forma parte del Terreno Guerrero, cuya edad abarca desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior medio (Cenomaniano; Centeno *et al.*, 2003; Ortiz-Hernández *et al.*, 2002). El magmatismo presente tanto en éste como en la zona de estudio está íntimamente relacionado a los eventos de subducción de las placas del Pacífico Oriental que dieron origen a procesos de vulcanismo de composición

calci-alcalina, inicialmente submarino y posteriormente subaéreo. En el Cenozoico continuó el vulcanismo de arco que dio origen a la Sierra Madre Occidental (SMO). Esta provincia está caracterizada por numerosos derrames de ignimbritas riolíticas que cubren un complejo inferior de rocas de composición intermedia y plutones silíceos (Clabaugh y McDowell, 1976). Los arcos magmáticos pre-cenozoicos relacionados con la subducción y la margen del Pacífico de México están mejor estudiados en los sectores Norte (Sonora-Chihuahua) y Centro (Sinaloa-Durango) de México. El sector Sur (Nayarit-Jalisco-Zacatecas) ha sido menos estudiado debido a la escasez de afloramientos de dicho arco, lo cual puede deberse a la extensa cobertura de las ignimbritas del Oligoceno y del Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2005). Schaaf *et al.* (1995) mencionan la ocurrencia de un arco magmático cretácico en México sobre el Margen Activo Pacífico desde hace 100 Ma hasta hace 40 Ma.

Ferrari y Cerca-Martínez (2005) definen tres etapas de magmatismo en la SMO entre el Cretácico Tardío y Terciario temprano en el Sur de México asociado a la migración del arco.

El primer episodio lo define el arco continental de orientación NNW representado por la parte Suroccidental del batolito del bloque Jalisco, con edades Ar/Ar entre ~100 y ~87 millones de años (Ma). Este magmatismo es contemporáneo con las lavas marinas de Arcelia-Palmar Chico (~105-93 Ma por Ar/Ar), que se interpreta como una cuenca de retroarco marginal abierta por

efecto de la migración al occidente del magmatismo de arco del Cretácico Temprano (arco Teloloapan-Ixtapan; ~130 Ma por U-Pb).

En una segunda etapa, el magmatismo de arco migra hacia el Este y asume una orientación NW. Sus vestigios los representan las rocas ígneas continentales de la parte más interna del bloque Jalisco (granitoides, ignimbritas y algunas lavas con edades Ar/Ar y U-Pb entre ~83 y ~60 Ma) así como los plutones de finales del Cretácico-Paleoceno de Jilotlán, Jalisco, y Ostula, Aquila y Arteaga en Michoacán. En una posición de retroarco (al ENE) se depositan grandes cantidades de conglomerados volcánicos de la Formación Cutzamala. De esta formación se fecharon por Ar/Ar un clasto de lava en ~72 ma y otro fechamiento dio un resultado de ~84 Ma. Al Norte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) un vulcanismo similar se presenta en Sonora oriental (Formación Tarahumara, ~90-60 Ma U-Pb y K/Ar) y Chihuahua occidental así como en escasos afloramientos en Durango y Zacatecas.

En la última etapa, después de un aparente hiatus, otro arco continental se desarrolla desde finales del Eoceno temprano en una posición aún más oriental (Cerca-Martínez *et al.*, 2007; Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Sedimentos terrígenos continentales del Cretácico Tardío se localizan, al parecer de forma transicional, sobre lo que se conoce como la Asociación Petrotectónica de Zihuatanejo, Guerrero, Coalcomán y Michoacán, todas dentro de Tierra Caliente. Cerca de Zihuatanejo, Campa y Ramírez (1979) reportan la existencia de varias montañas formadas por materiales andesíticos

interestratificados con capas de limolita y clásticos terrígenos diseminados en pequeñas áreas de la Sierra. En La Montaña, región nororiental del Estado de Guerrero, existen diferentes localidades donde afloran capas rojas de areniscas y conglomerados de cuarzo, así como de fragmentos de rocas volcánicas y principalmente de caliza, las cuales muestran pliegues cerrados de decenas de metros que sobreyacen a las calizas del Cretácico Inferior, lo cual permite suponerlos probablemente como del Cretácico Tardío (Salinas-P y Ramírez-E, 1980).

También en la Sierra de Nanchititla han sido reportadas capas rojas que Campa-U *et al.* (1981) suponen como del Cretácico Tardío por el estilo de deformación, pero que González-Cervantes *et al.* (2005) fechan como terciarias, agrupándolas de forma incorrecta dentro de la Formación Cutzamala que data desde el Cretácico Tardío. Esta confusión puede estar ligada a un antiguo debate acerca de la edad de las capas rojas presentes en toda la región del Río Balsas entre los límites de Guerrero y Michoacán. Algunos autores como Pantoja (1959), Fries (1960) y Campa-Uranga (1977) las han asignado al Terciario por correlación con las capas rojas aflorantes en Guanajato. Campa y Ramírez (1979), Ramírez-Espinosa y Campa-Uranga (1980) y Campa-U *et al.* (1981) infieren, por el estilo de deformación y la interestratificación de las capas rojas con las capas de flysch y tobas del Cretácico Temprano (Formación San Lucas), así como con capas de caliza margosa con fauna del Albiano (Formación Morelos), que deben corresponder al Cretácico Tardío. Campa-U *et al.* (1981)

señalan que las pisadas de dinosaurios sobre limolitas rojas presentes entre Zihuatanejo y Caleta de Ocampo, descritos por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1978), fueron consideradas en algún momento como terciarias. Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1978) las incluyeron dentro del Jurásico Medio – Cretácico Temprano con base en la morfología y tamaño de las huellas y señalaron que las huellas se encuentran en un paleoambiente de pantano ligado a planicies de inundación. Campa y Ramírez (1979), con base en la ocurrencia de rudistas, determinaron a la misma región como correspondiente al Albiano y señalaron que probablemente el depósito continuó hasta el Cretácico Tardío, ya que en las cercanías de Tiquicheo, Michoacán sobreyacen a la sedimentación del Cretácico Temprano de Huetamo.

De acuerdo a Centeno-García *et al.* (2004), todas estas capas rojas fueron depositadas en una cuenca cuya extensión mínima debió de ser de alrededor de 150 x 120 km, donde sólo aflora su límite oriental, el cual originalmente fue sedimentario, aunque en partes ha sido cortado por fallas post deposicionales. El espesor total del relleno de cuenca se desconoce, pero calcularon que rebasaba los 3,500 m. Centeno-García *et al.* (2004) proponen que la cuenca sedimentaria de Tierra Caliente probablemente fue una cuenca sucesora (cuenca intermontana) en sus inicios, que evolucionó a una cuenca intra-arco, ésta a su vez contemporánea con la cuenca de depósito de la Formación Tarahumara en Sonora.

Poco se conoce de la estratigrafía, sedimentología y ambientes de depósito de la Formación Cutzamala, el único trabajo que agrupa sus rocas en facies es la tesis de maestría de Altamira-Areyán (2002). Dicho autor propone 5 asociaciones de facies para el área del Limón de Papatzingán, dentro de la cual se incluye la zona de estudio. Estas facies son sobreyacidas en discordancia angular por las tobas líticas y depósitos epiclásticos de la unidad La Bufa. Las facies que describe Altamira-Areyán (2002) son de la base a la cima (Figura 3):

- 1) La Cañita 3, que consiste principalmente en conglomerados soportados por matriz intercalados con paquetes de areniscas gruesas con estratificación planar, que fueron interpretados como barras fluviales longitudinales;
- 2) Tzetzénguaró, consistente en areniscas medias a gruesas con lentes conglomeráticos y areniscas de grano fino a medio con estratificación planar, que fueron interpretadas como depósitos de *crevasse splay*;
- 3) Tiquicheo 1, consistente en areniscas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada intercaladas con conglomerados soportados por matriz, que interpretó como planicies de inundación;
- 4) El Cirián, consistente en areniscas gruesas, depósitos piroclásticos y conglomerados soportados por clasto que son intercalados por flujos de lava, donde el autor describe a las areniscas como resultado de los desbordamientos de los cauces fluviales y a los conglomerados como barras asociadas a los canales;
- y 5) Los Bonetes, constituida por conglomerados soportados por matriz y por clasto, brechas volcánicas y tobas, areniscas medias sin estructuras y horizontes de caliza y limolita, la cual fue interpretada como

barras longitudinales de ríos, intercaladas con depósitos de brechas volcánicas (derrames y tobas líticas) y depósitos de lahar, que fueron cubiertos por depósitos de *crevasse splay* sobre los cuales se desarrollaron suelos. Entre los horizontes de *crevasse splay*, Altamira-Areyán (2002), menciona la existencia de calizas lacustres.

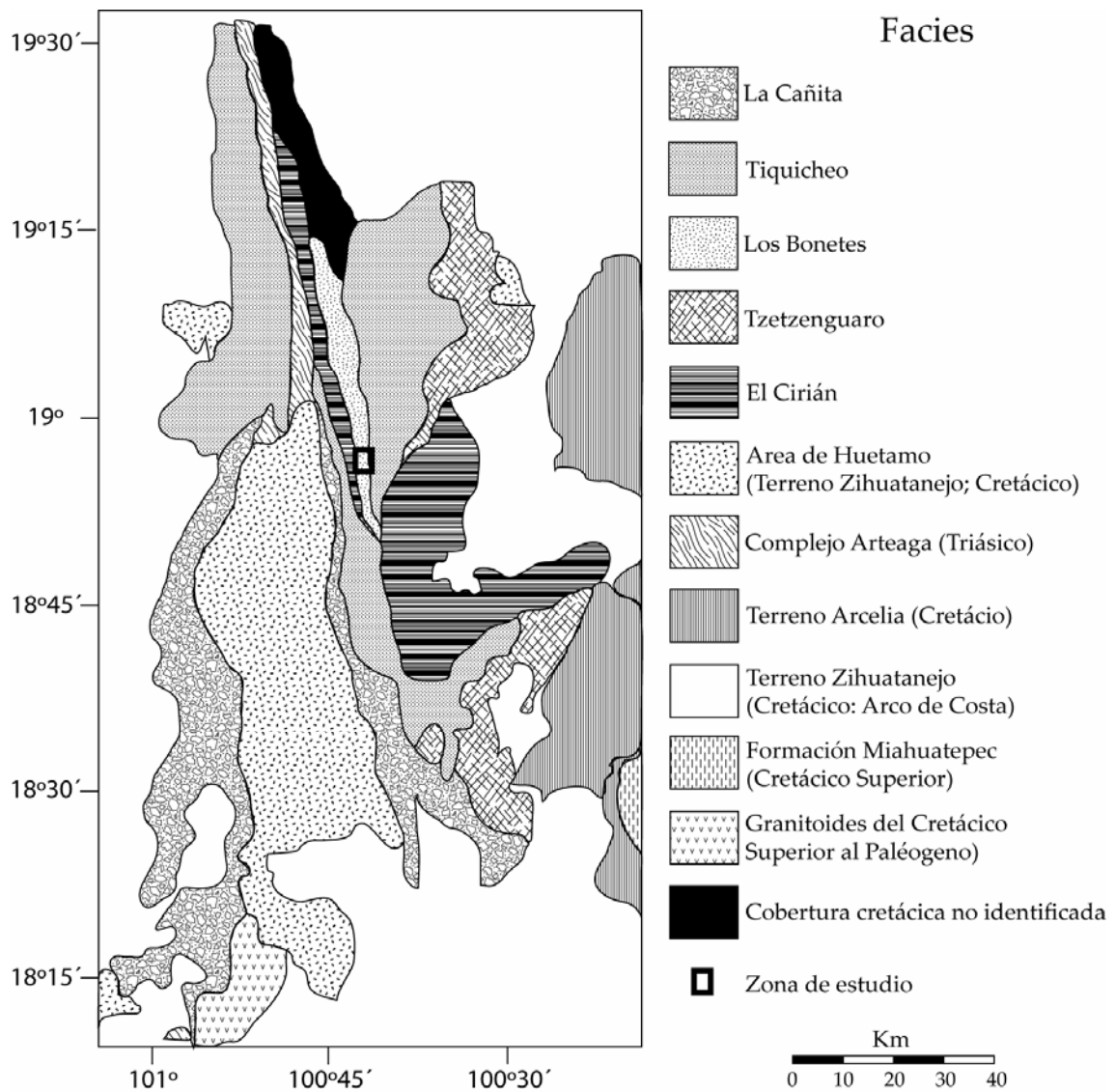


Figura 3. Distribución de facies de la región Sureste del estado de Michoacán. Modificado de Centeno-García (2008; comunicación escrita).

FACIES PRESENTES EN LA SUCESIÓN VOLCANICLÁSTICA DE LA BARRANCA LOS BONETES

La Carta Geológica de Papatzingán E14-A44 escala 1:50 000, editada por el Servicio Geológico Mexicano, incluye a la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes (Figura 4) como parte del conglomerado polimíctico – caliza del Cretácico Inferior. Sin embargo, los análisis isotópicos asociados a restos de dinosaurios, han dado una edad de 84 ± 2.8 Ma (Mariscal-Ramos *et al.*, 2005; Benammi *et al.*, 2006; Mariscal-Ramos, 2006) mostrando que realmente se trata de una sucesión del Cretácico Tardío (Santoniano; Grandstein *et al.*, 2004).

Esta sucesión fue depositada en un ambiente continental constituido principalmente por intercalaciones de conglomerados, limolitas y areniscas volcánicas. En cantidades menores se localizan depósitos carbonatados continentales y lutitas depositadas en capas.

Se identificaron seis litofacies distintas en la región: 1) conglomerado soportado por matriz, 2) areniscas sin estructuras, 3) areniscas con estratificación cruzada de baja escala, 4) calcretas, 5) areniscas con laminación planar y 6) conglomerado soportado por clasto.

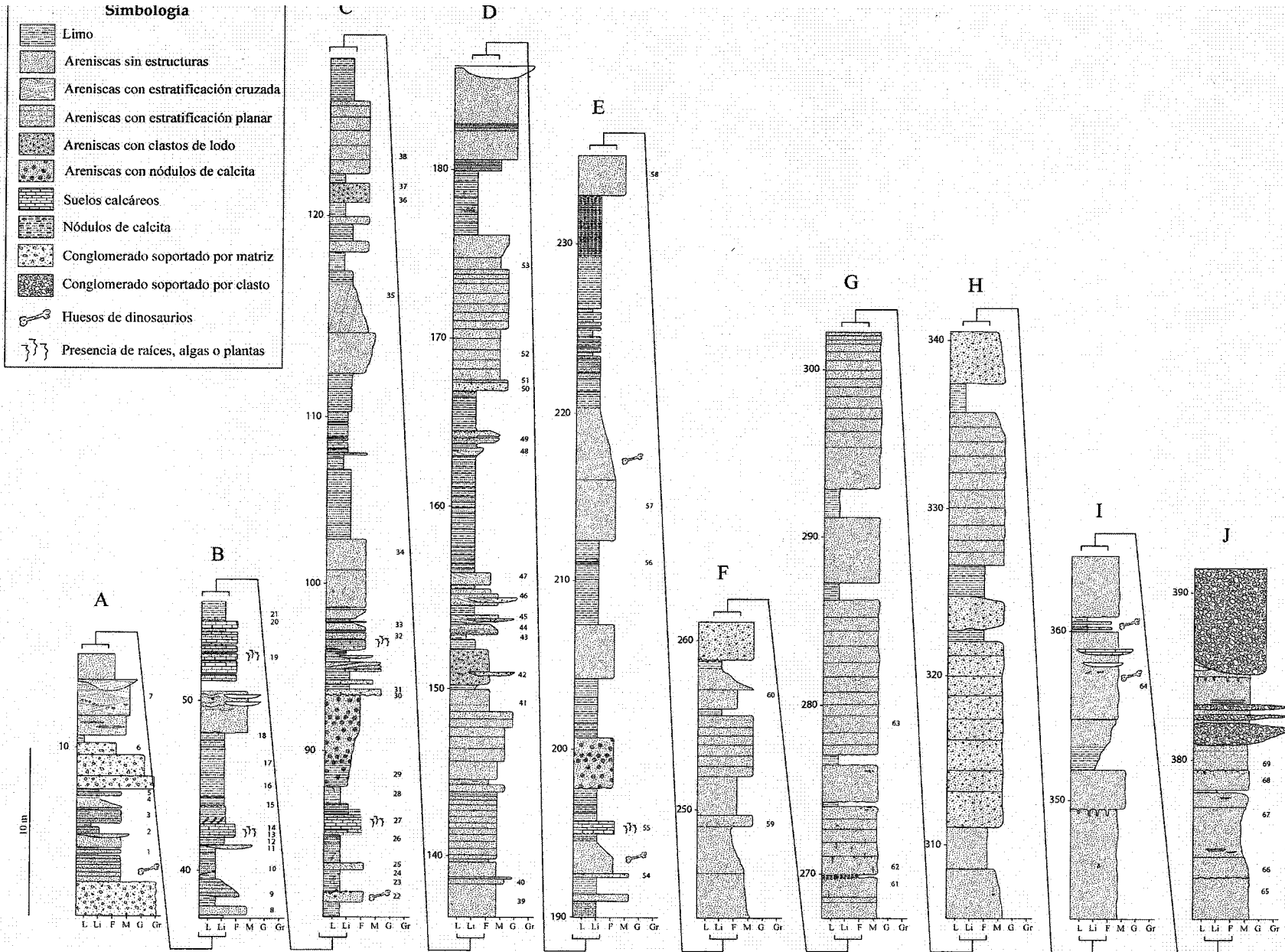


Figura 4. Sucesión sedimentaria levantada a lo largo de la carretera #51. Las letras se corresponden con las de la Figura 2. L= odo; Li= Limo;

F= Areniscas finas; M= Areniscas medias; G= Areniscas gruesas; Gr= Gravas.

Facies 1. Conglomerado soportado por matriz

Descripción. En la zona de estudio fueron reconocidos dos tipos distintos de conglomerados soportados por matriz. En el primero, la matriz constituye alrededor del 20% del volumen total. Este conglomerado (Figura 5A) está mal clasificado, no presenta estructuras internas, forma estratos de alrededor de 100 cm de espesor y sólo se encuentra al inicio de la sección (Figura 4). Los clastos son de tamaño variable (2–19.2 cm), siendo sus bordes subredondeados a bien redondeados mientras que los clastos más pequeños tienden a presentar bordes más angulosos y en ninguno de los dos casos hay orientación preferencial. Los clastos son en su totalidad volcánicos, con composiciones heterogéneas, ya que presentan variaciones texturales. Este tipo de composición es constante en todos los conglomerados presentes en la zona de estudio.

En el segundo tipo, la matriz constituye alrededor del 50% del volumen total y es de composición limolítica (Figura 5B). Los clastos son de la misma composición volcánica que el conglomerado anterior, cuyo diámetro varía de 0.5 a 9 cm. Los clastos tienen bordes angulosos y no presentan una orientación preferencial ni organización interna. Estos conglomerados se localizan al inicio de la sección y se encuentran arreglados en tres paquetes que varían entre los 70-120 cm (Figura 4).



Figura 5. Conglomerados soportados por matriz. Obsérvese que los clastos son más abundantes y mejor redondeados en A que en B, y que es mayor la cantidad de matriz en B así como los clastos son de menor tamaño. Estas diferencias pueden deberse a que B corresponde a flujos de

detritos que viajaron mayores distancias. Para que puedan ser apreciados los clastos en la Figura B, éstos fueron contorneados.

Interpretación. El hecho de que ambos conglomerados tengan una pobre selección de clastos, composición volcánica, ausencia de estructuras sedimentarias y que estén soportado por una matriz fina en la cual flotan los clastos, indican un movimiento en masa (flujo de detritos) y se interpretan como lahares (ver Tabla 1; Chen, 1987; Harms *et al.*, 1982; Leeder, 1999; Pierson y Costa, 1987; Scott, 1988; Smith, 1986).

Los lahares se presentan en la mayoría de los climas y usualmente inician debido a lluvias torrenciales o descongelamiento posterior a las erupciones (Leeder, 1999; Orton, 1996). Los depósitos de los lahares son muy similares a los de los flujos de detritos depositados en conjuntos no-volcánicos. Sin embargo, los lahares son generalmente pobres en arcilla y son muy grandes debido a que viajan rápidamente y muy lejos, alcanzando decenas de kilómetros de espesor (Smith y Lowe, 1991; Orton, 1996).

Las avalanchas generadas cercanas a los volcanes y que viajan en ríos pueden transformarse en flujos de detritos. Con base en esto, se puede señalar que los conglomerados presentes en La Barranca Los Bonetes, de composición volcánica, probablemente se originaron en una ladera volcánica y dada su textura y tamaño, ésta debió depositarse alejada de la roca fuente.

Facies 2. Areniscas sin estructuras

Descripción. El arreglo de las areniscas sin estructuras es en estratos que van de 20-25 cm, cuyo espesor decrece hacia la cima 5-7 cm como mínimo, y generalmente presentan bases erosivas (Figura 6). Esta facies es la más abundante y la mejor distribuida a todo lo largo de la zona de estudio (Figura 4).



Figura 6. Areniscas sin estructuras en paquetes. Obsérvese que los paquetes van disminuyendo en espesor hacia la cima.

Algunos de los estratos de la facies de areniscas sin estructuras presentan intraclastos de lodolitas que sugieren un transporte por corrientes de turbidez. Entre las capas de areniscas sin estructuras se encuentran interestratificados estratos de limolitas que pueden llegar a contener clastos erráticos de tamaños inferiores a los 7 cm.

Algunos estratos de areniscas sin estructuras tienen evidencias de bioturbación hacia la cima, consistentes en galerías verticales. La longitud de éstas varía dentro de un mismo estrato, siendo el tamaño medio de aproximadamente 10 cm. La entrada de las mismas es de forma oblicua, con un diámetro de aproximadamente 1 cm. Todas las galerías se encuentran rellenas principalmente de arenisca fina o limolita (Figura 7). Con excepción de una, no hay estructuras visibles en las galerías. La Figura 7b muestra la única galería donde las estructuras son visibles y corresponden a patrones de meniscos.

Interpretación. La facies 2 de areniscas sin estructuras se interpreta como depósitos de flujos gravitacionales sedimentarios o hiperconcentrados con base en la presencia de intraclastos, bases erosivas y estratos sin estructuras (Martin y Turner, 1998; Orton, 1996; Pierson y Costa, 1987; Scott, 1988; Smith y Lowe, 1991).

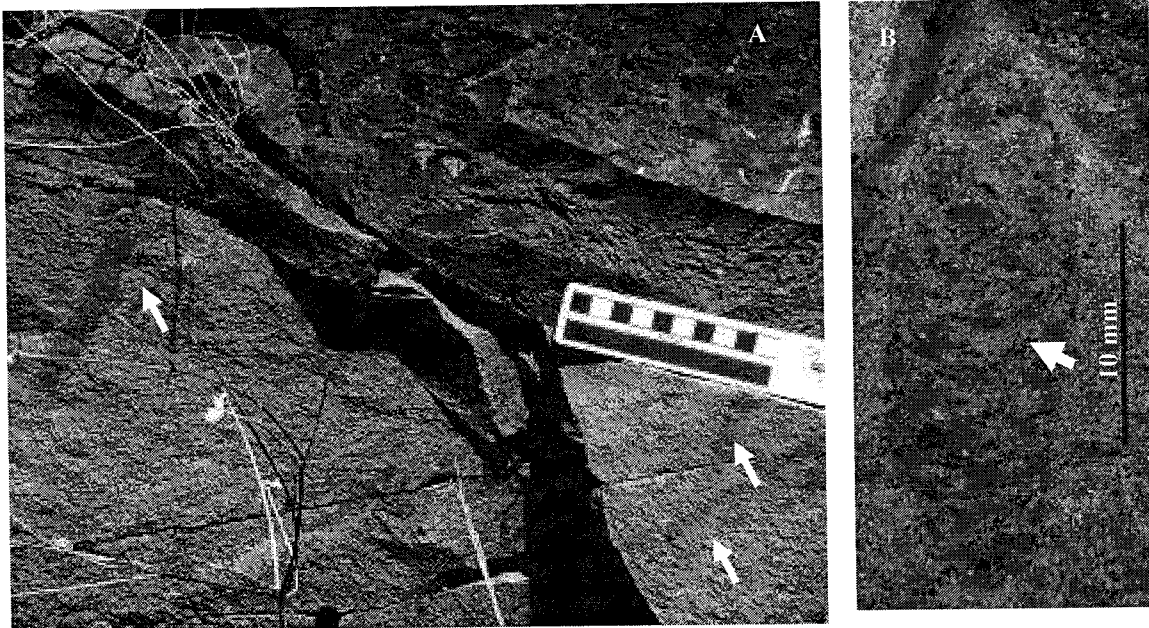


Figura 7. Icnofósiles presentes en la zona estudio. A. Galerías de los icnofósiles. B. Icnofósil con patrón de meniscos, que se observa como una serie de líneas oblicuas paralelas a la entrada de la galería.

Los flujos gravitacionales sedimentarios se forman por la transformación de los flujos de detritos, otro tipo de flujo sedimentario gravitacional (Tabla 1), que al alcanzar grandes distancias van sufriendo desaceleración, mezcla con agua y cambios en la velocidad lateral, originándolos (Leeder, 1999). Otra forma en la que se producen los flujos gravitacionales sedimentarios, es cuando los canales de los ríos ramificados fluyen a lo largo de zonas sin o con poca cobertura vegetal y con altas tasas de erosión (Martin y Turner, 1998).

Tabla 1. Flujos sedimentarios gravitacionales

Tipo	Descripción	Características	Otros nombres	Autores
Avalanchas de flujos granulares	Se caracterizan por los movimientos rápidos de los agregados de granos y por la cizalla con la capa límite entre los granos en movimiento y cualquier otra superficie inferior y lateral estacionaria. El peso del flujo está basado en los contactos o colisiones entre los granos.	Conglomerados soportados por clasto. Clastos regularmente angulosos y de grandes tallas. Pueden presentar gradación.	<i>Sturzstrom</i> , se utiliza para referirse a megabrechas derivadas de avalanchas catastróficas.	Leeder, 1999 Pierson y Costa, 1987
Flujos de detritos	Mezclas de agua-sedimento con la fuerza suficiente para acarrear partículas de la talla de gravas en suspensión y sufrir ligera licuefacción cuando son remodeladas.	Conglomerados soportados por matriz. Regularmente no presentan estructuras sedimentarias	Avalanchas de detritos incoherentes <i>Lahar</i> , ver texto	Harms <i>et al.</i> , 1982 Pierson y Costa, 1987 Orton, 1996
Flujos turbidíticos	Es un tipo de flujo de densidad en el cual el movimiento sobre una pendiente ocurre debido al cambio de densidad entre el fluido local y el fluido circundante.	Sedimentos finos que debido a la disminución en la velocidad del flujo presentan estructuras sedimentarias que varían desde sedimentos en gradación, tracción y suspensión.	La secuencia completa es conocida como la secuencia de Bouma.	Leeder, 1999

Los flujos gravitacionales sedimentarios han sido descritos principalmente, pero no únicamente, asociados a lahares. El término lahar es un término indonés que hace referencia a los flujos de detritos asociados a laderas volcánicas, los cuales usualmente están asociados a erupciones volcánicas, un vínculo que es difícil de establecer en los depósitos volcánicos antiguos (Smith y Lowe, 1991). Las características sedimentarias de los depósitos de flujos gravitacionales sedimentarios asociados a lahares varían de acuerdo a su cercanía a la zona de deslizamiento (Smith y Lowe, 1991). En áreas cercanas a la fuente, las unidades deposicionales son típicamente de decenas de centímetros a metros de espesor y a menudo presentan gradación grano decreciente con estratificación mejor desarrollada en las partes superiores (Orton, 1996).

Los depósitos más distales no presentan estructuras o son tenuemente estratificados, reflejando la rápida y generalmente ininterrumpida depositación por suspensión (Pierson y Costa, 1987). Capra *et al.* (2004) menciona que los flujos gravitacionales arenosos de las zonas más distales contienen intraclastos del orden de centímetros en una matriz constituida por arena, donde las arcillas se encuentran ausentes. En un estudio realizado por Matthews *et al.* (1999) se menciona que las areniscas, areniscas limolíticas y limolitas arenosas asociadas a flujos de detritos distales no presentan ningún tipo de estructura, como sucede con las areniscas de la facies 2 presente en la Barranca Los Bonetes, que son de composición volcánica, lo cual permite interpretarlas como depósitos de

flujos gravitacionales sedimentarios distales. Algunos paquetes de limolitas también presentan algunos intraclastos en su matriz que pudieron formarse de este mismo modo.

Existen otras causas para la ausencia de estructuras sedimentarias tales como bioturbación y diagénesis (Martin y Turner, 1998). Evidencias de bioturbación se encuentran también en estos paquetes de areniscas sin estructuras, sin embargo las galerías se distribuyen en la cima de los mismos por lo que no se considera que sean la causa de la ausencia de estructuras sedimentarias. Al menos una de las galerías (Figura 7b) puede ser atribuida a algún tipo de insecto de las familias Coleoptera o Hemiptera, ya que el patrón de meniscos es distintivo del comportamiento de los insectos actuales presentes en dichas familias (Hasiotis, 2002).

Hasiotis (2002) menciona que este tipo de arquitectura en los organismos actuales indica una alta humedad en el suelo. Estas trazas han sido descritas en ambientes aluviales proximales a distales y en ambientes lacustres marginales. Sin embargo, ambos órdenes actualmente son muy diversos tanto biológica como ecológicamente no estando restringidos a ningún tipo de ambiente (Daly *et al.*, 1998; Romoser y Stoffolano, 1998).

Por otra parte, las observaciones realizadas en láminas delgadas de la roca indican que la diagénesis no fue lo suficientemente intensa para que sea la causante de la falta de estructuras primarias.

Facies 3. Areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala

Descripción. Se presenta en estratos que varían entre 50 cm hasta 2 m de espesor, con bases erosivas. La estratificación cruzada es de tipo tangencial, es decir que presentan una curvatura en la parte anterior de las láminas, cercana a la base y se presenta en conjuntos, lo cual permite definirla como estratificación cruzada hamacada (Figura 8). Esta facies está muy poco representada en la zona de estudio, abarcando menos del 10% de toda la sección (Figura 4). Se le encuentra asociada a canales.

Interpretación. Debido a que la estratificación cruzada hamacada es de pequeña escala y al espesor del estrato, se infiere que las areniscas con estratificación cruzada se formaron por flujos de agua de baja velocidad (Harms *et al.*, 1982).

Los canales se forman por la incisión de cuerpos acuosos en su recorrido ladera abajo. La erosión constante del terreno da como resultado el desarrollo de canales, los cuales son ocupados posteriormente por los sedimentos volcánicos cuando se produce un deslizamiento. Fisher y Smith (1991) han reportado que debido a las grandes cantidades de sedimento asociado a vulcanismo depositado en los canales, los cursos de los ríos cambian o se alteran, resultando en respuestas sedimentarias no encontradas en áreas no-volcánicas donde la tasa de sedimentación no fluctúa rápidamente.



Figura 8. Estratificación cruzada hamacada de baja escala en la zona de estudio. Este estrato suprayace a una arenisca gravosa grano-decreciente.

En los paisajes volcánicos, la sedimentación de tipo fluvial y/o lacustre es muy común en periodos no eruptivos, principalmente en las zonas distales (Aspler *et al.*, 2004; Kataoka, 2005). Ha sido documentado (Major *et al.*, 2000; Major, 2004) que después de las erupciones volcánicas, como la que tuvo lugar en el Monte Santa Elena durante mayo de 1980, las tasas de erosión aumentaron con lo cual se alteró la hidrología y geomorfología de las áreas, extendiéndose la

red de drenaje y haciéndose menos profunda. En los abanicos aluviales, las inundaciones en capa (*sheet floods*) que transportan sedimento tanto en suspensión como en carga, pierden volumen en su descenso debido a la infiltración del agua dentro del abanico, dando como resultado sedimentos laminados con pequeños escurrimientos, laminación cruzada y estratificación cruzada (Collinson, 1996).

Facies 4. Calcretas (Paleosuelos)

Descripción. De acuerdo a las características macro y microestructurales se reconocen dos tipos de calcretas, las cuales se localizan bien distribuidas en la primera mitad del área de estudio y son sobreyacidas por areniscas sin estructuras o limolitas (Figura 4). La descripción de las calcretas se basa en la terminología de Bullock *et al.* (1985), Goudie, (1996) y FitzPatrick (1984).

Calcretas tipo I (Figura 9). Corresponden a capas continuas de espesores variables entre 60 y 76 cm. La forma de la capa varía entre planar y ondulada. Se trata de suelos apedales abundantes raíces (Figura 9C). En algunas ocasiones se observan lodolitas intercalados entre las capas. Las lodolitas están cementadas por calcita y presentan rompimiento en forma de cáscaras de naranja. Varían en espesor entre 20 y 50 cm.

En lámina delgada, las microestructuras de las calcretas son canales (Figura 9D) y fisuras (*voids*) curvas y rectas. Las fisuras son escasas y no siempre están presentes, contrario a los canales que son muy abundantes. La fábrica es inequigranular de tipo porfirotóptica cuyos componentes minerales consisten principalmente en calcita microcristalina (micrita y microesparita) y calcita rombohedral. Existen algunos componentes flotantes correspondientes a fragmentos líticos volcánicos, cuarzos y feldespatos en porcentajes menores al 10%. Los elementos biogénicos incluyen rizolitos, filamentos calcificados, restos de tejido celular y un corte de alguna raíz o tallo de planta vascular no identificable debido a la falta del estele (Figura 9E-F). Hay presencia de revestimientos de arcillas (cutanes) y de calcita alrededor de granos individuales. Algunos granos han sido reemplazados con calcita rombohedral.

La microestructura de las lodolitas consiste en canales, los cuales tienden a bifucarse y la mayoría termina en bordes redondeados. La matriz está compuesta de micrita así como granos flotantes correspondientes a feldespatos y fragmentos líticos, agregados y granos envueltos. Hay presencia de calcita acicular y pseudoesparita rellenoando cavidades. Las evidencias biogénicas incluyen filamentos calcificados y rizolitos.

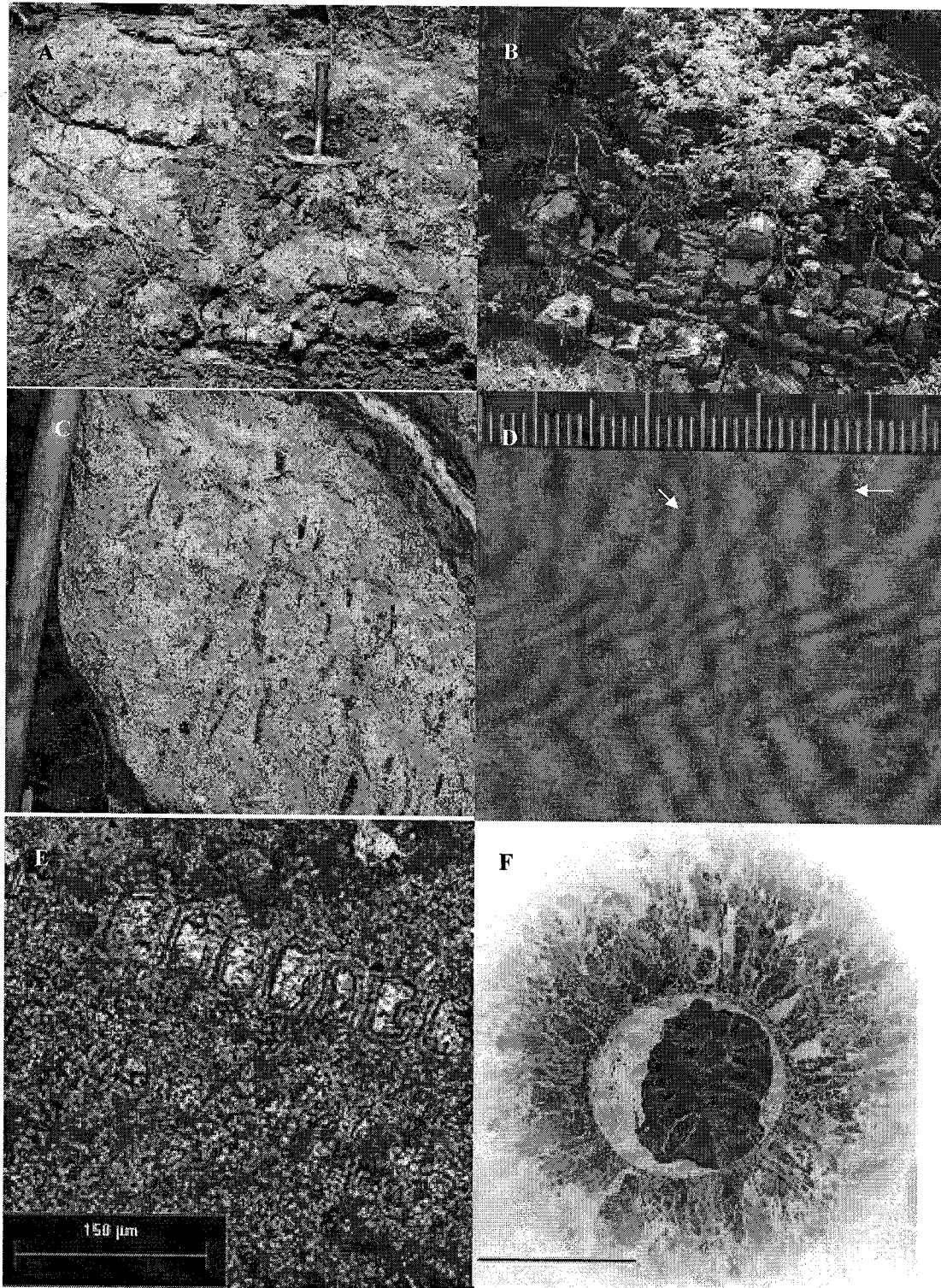


Figura 9. Calcretas y estructuras presentes en la Barranca Los Bonetes. A. Calcreta tabular. B. Calcretas intercaladas con lodos. C. Trazas de raíces presentes en las calcretas. D. Estructuras de

canal. Lo. Cada línea representa 1 cm. E. Presencia de una probable alga o cianobacteria debido al tipo de pared celular. F. Raíz o tallo de una planta vascular. La línea representa 1 cm.

Calcretas tipo II. Se presentan como horizontes nodulares (Figura 10). El espesor varía entre 60-100 cm. Tiene nódulos de calcita embebidos en una lodolita. Los nódulos son oblicuos, de 3-10 cm sin ningún patrón de arreglo dentro del horizonte. En sección delgada los constituyentes principales son la micrita y la microesparita. Se observan agregados de material fino de milímetros de espesor con revestimientos de calcita (Figura 10C-D). Existen granos flotantes de feldespatos, líticos y cuarzos en bajas proporciones; muchos reemplazados por calcita rombohedral. Hay presencia de fábrica alveolar y de calcita acicular. No hay presencia de elementos orgánicos.

Interpretación. El término calcreta ha sido usado para referirse a concreciones calcáreas que se desarrollan en suelos o en alteritas (*sensu* Meyer, 1997). Debido a su génesis se dividen en pedogenéticas y no pedogenéticas (Rasbury *et al.*, 2006), es decir que el mecanismo primordial en la formación de éstas últimas es la diagénesis. Las calcretas se pueden formar en zonas de circulación de agua freática pero generalmente es más común que se formen en ambientes pedológicos. En raras ocasiones, dentro de una misma región, ambos tipos de calcretas pueden formarse (Alonso-Zarza, 2003). Las calcretas se forman por la

precipitación y cementación de cristales de calcita que empiezan a invadir poros y fisuras desplazando los elementos existentes (Meyer, 1997).

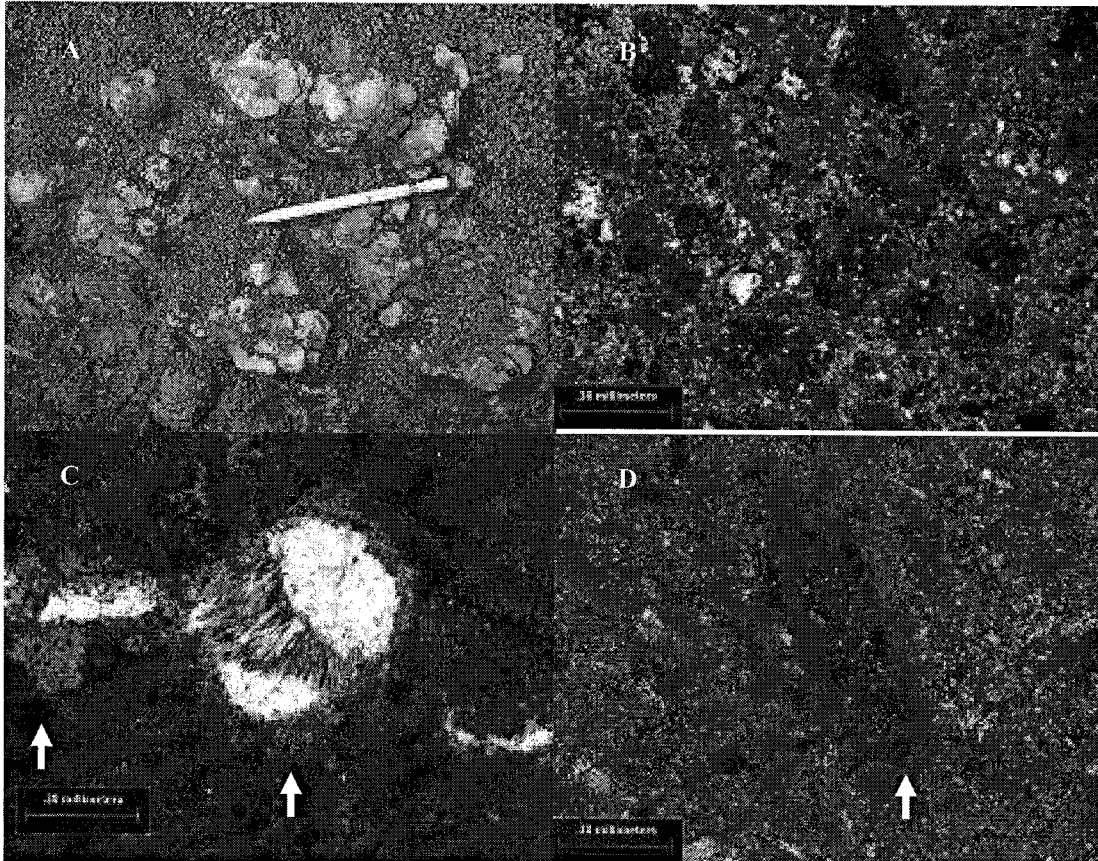


Figura 10. Calcretas nodulares. A. Acercamiento a los nódulos. B. Agregados. C. Revestimientos de arcilla alrededor de granos de calcita. Obsérvese que sobre un grano de calcita crece calcita acicular. D. Revestimiento de arcillas de un grano volcánico. Las flechas en C y D señalan las coberturas de arcilla.

Las calcretas pedogenéticas son materiales terrestres compuestos predominantemente, pero no exclusivamente, de CaCO_3 , cuyo rango varía desde nodulares y calcáreas hasta altamente endurecidas que resultan del

desplazamiento y/o reemplazamiento debido a la introducción de carbonatos vadosos en grandes o bajas cantidades dentro de suelos, rocas o sedimentos contenidos dentro de un perfil (Watts, 1980).

La forma en que han sido reconocidas ambos tipos de calcretas, las pedogenéticas y no pedogenéticas, es a través de sus texturas en sección delgada. Las calcretas pedogenéticas presentan texturas alfa y beta. La textura alfa incluye los cristales de calcita romboedral, fábrica micrítica densa, granos de sedimento flotantes, fisuras, cristalaría compleja y característica de crecimiento desplazante, exhibiendo la ausencia de características biogénicas. La textura beta presenta características que indican influencia biogénica tales como fábrica septal alveolar, filamentos calcificados, coberturas microbiales y *Microcodium*, una microestructura enigmática de calcita (Rasbury *et al.*, 2006; Košir, 2004). Debido a que no existe una homogeneidad en su reconocimiento, como se puede observar en Meyer (1997; Figura 14b, p. 24), en este trabajo no se hace uso del término.

La fábrica alfa es la única presente en las calcretas de origen no pedogenético. Estas calcretas se forman en la zona freática y son típicamente calizas lineales o tabulares (Rasbury *et al.*, 2006).

Las calcretas presentes en la Barranca Los Bonetes son consideradas de origen pedogenético debido a la presencia de texturas alfa y beta, al arreglo de

sus capas y sus estructurales macroscópicas como son las trazas de raíces (Figura 9C).

Los procesos pedogenéticos y diagenéticos van de la mano en la formación de suelos, por lo cual Klappa (1983) ha propuesto el término de pedodiagénesis para referirse a las transformaciones desde el material parental, su acumulación y diferenciación en horizontes de suelo. Los procesos involucrados en la evolución de los suelos (Klappa, 1983; Alonso-Zarza, 2003; Figura 11) puede resumirse de la siguiente forma: 1) preparación del material parental, que incluye la desintegración, disolución fisicoquímica e intemperismo bioquímico. El material parental puede ser cualquier sustrato que provea al suelo con carbonato de calcio; 2) inicio del desarrollo del suelo a través de cambios producidos por la acción de los organismos y por el movimiento del agua a través del sedimento; 3) acumulación del carbonato de calcio a través del relleno de poros mientras que los relictos de la roca parental comienzan a ser desplazados por la calcita. Los constituyentes biológicos del suelo comienzan a calcificarse formando estructuras biogénicas carbonatadas tales como rizolitos, filamentos calcificados, *pellets* fecales calcificados y agregados de *Microcodium*; 4) desarrollo del perfil en horizontes globulares (nodulares de acuerdo a Alonso-Zarza, 2003 y Netterberg y Caiger, 1983) y calcáreos; 5) la acumulación del carbonato de calcio sigue aumentando haciendo imposible que los

organismos del suelo continúen viviendo en él y dando como resultado la formación de un horizonte parilla; 6) brechamiento y retrabajo del perfil.

Los horizontes identificados en la Barranca Los Bonetes corresponden a los horizontes nodulares y laminares, con base en la terminología de Klappa (1983) y Alonso-Zarza (2003).

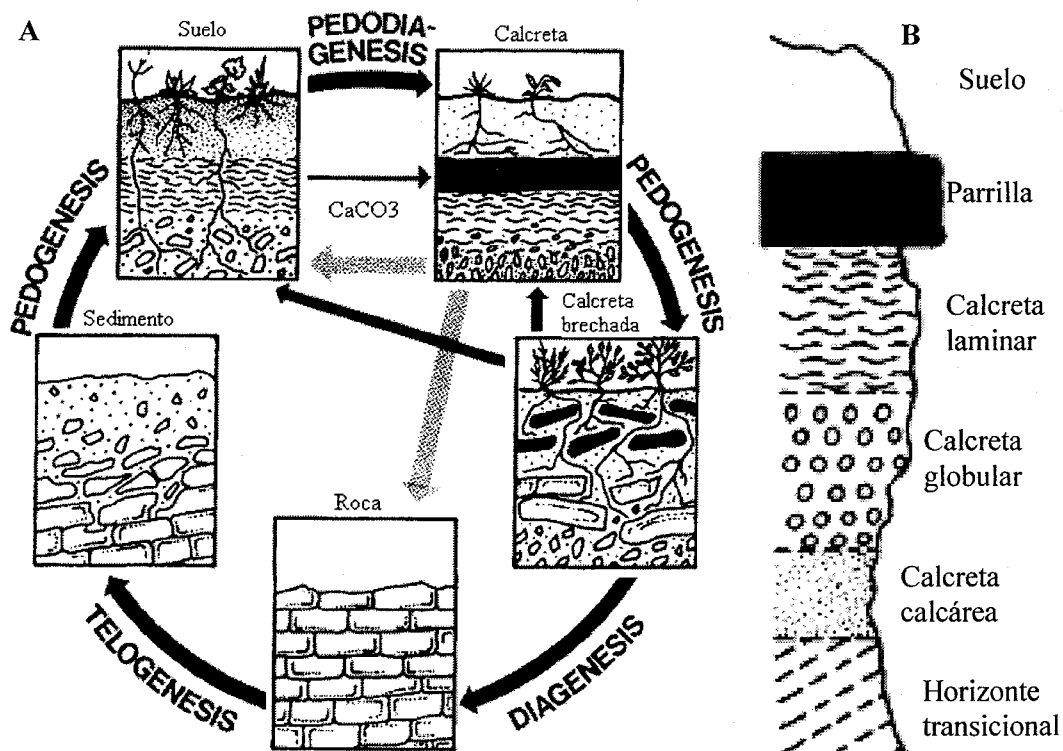


Figura 11. A. Ciclo pedodiagenético. B. Suelo idealizado de la evolución del perfil. Tomado de Klappa (1983).

La fuente de calcio para el desarrollo de las calcretas fueron los minerales primarios contenidos en los sedimentos volcánicos, que presentan proporciones

variables de CaO (McBirney, 1993). El calcio se libera principalmente por la alteración de las plagioclasas, del vidrio volcánico y de los fragmentos líticos (Surdam y Boles, 1979). Otras fuentes externas que pudieron proveer de calcio al medio son el agua superficial y el agua de lluvia, plantas que presentan calcio en sus tejidos y la desintegración de conchas de moluscos. De hecho, la presencia de filamentos calcificados (Figura 9E) demuestra su contribución en la formación de carbonato de calcio (Klappa, 1983).

Las calcretas presentes en la Barranca Los Bonetes se debieron formar con base en el siguiente modelo: 1) precipitación y acumulación de carbonatos a través del relleno de poros, principalmente de los conductos de las raíces y fisuras presentes; 2) precipitación de nódulos en el suelo; 3) la precipitación y acumulación continúa dando lugar a un horizonte laminar; 4) foliación y brechamiento de los horizontes.

Facies 5. Areniscas gravosas y areniscas con laminación planar

Descripción. Esta facies presenta en un mismo estrato areniscas gruesas a gravosas y areniscas finas a medias. Las areniscas finas a medias presentan laminación planar (Figura 12), distribuidas en estratos de 40-70 cm de espesor y están restringidas a la zona media del área de estudio, con una representación menor al 10% del total de rocas aflorantes. Entre las laminaciones se llegan a

encontrar algunos intraclastos de lodolitas. La base de los estratos que contienen laminaciones es erosiva.

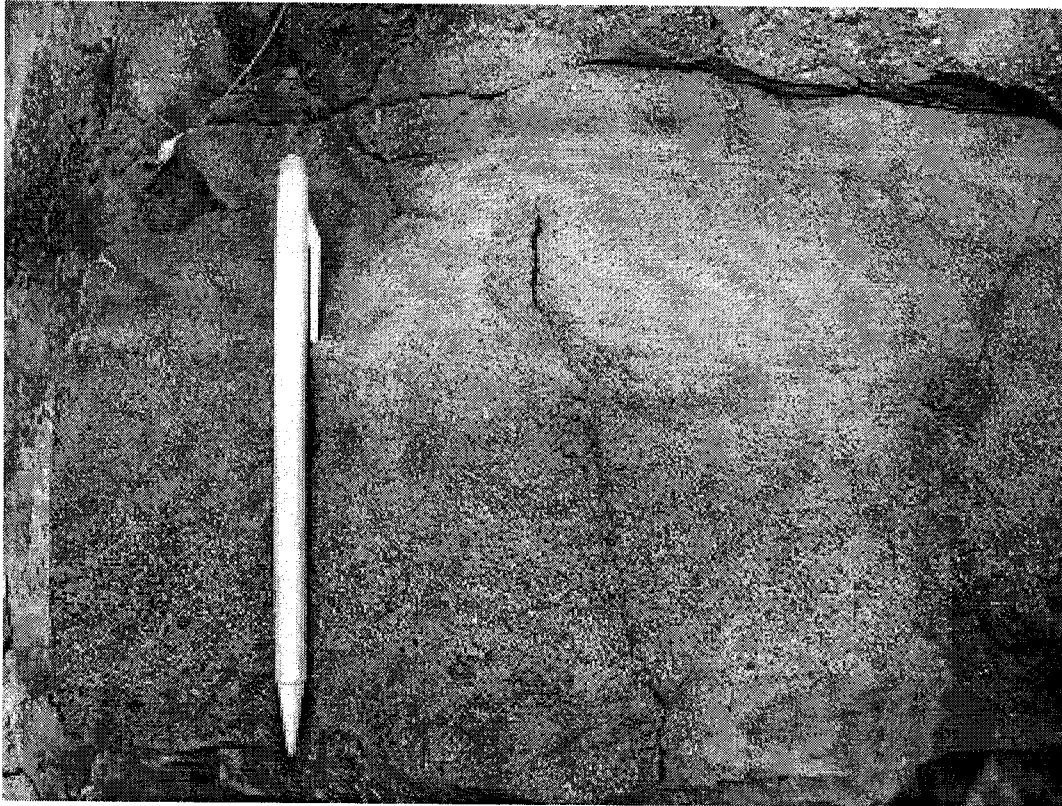


Figura 12. Laminación planar sobreyaciendo un microconglomerado grano-decreciente.

Interpretación. El arreglo interno del estrato recuerda las divisiones A y B de la secuencia Bouma (Figura 13), por lo que se interpreta a las areniscas con laminación planar asociadas a gradación, como sedimentos formados por la desaceleración de una corriente (Collinson y Thompson, 1989).

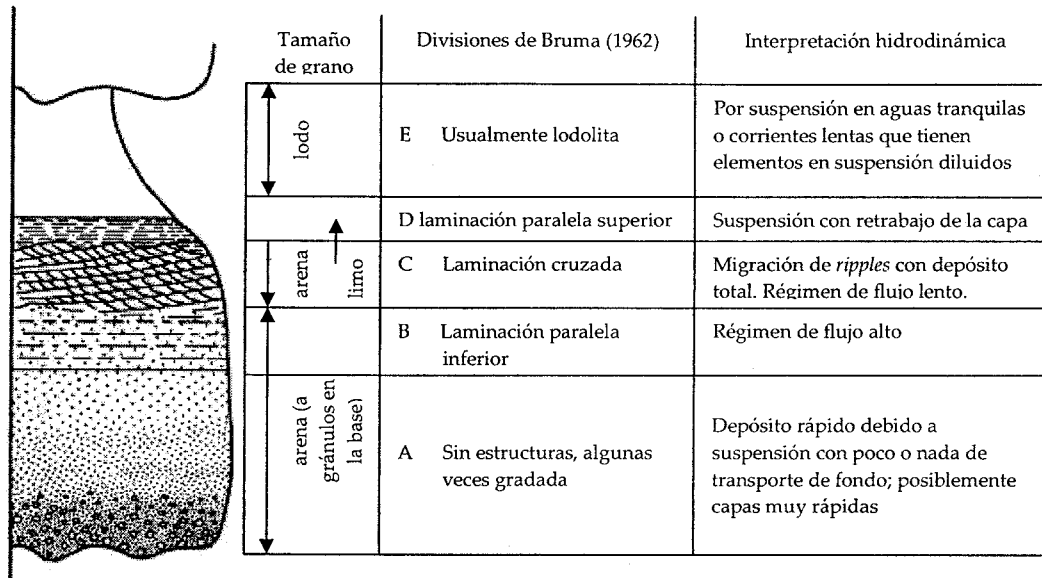


Figura 13. Secuencia de Bruma. Estructuras sedimentarias internas que se presentan en los estratos de areniscas debido a corrientes unidireccionales que desaceleran rápidamente.

Tomado de Collinson y Thompson, 1989.

Facies 6. Conglomerado soportado por clasto

Descripción. En la columna medida se registraron tres estratos de conglomerado soportado por clasto de 1-2 m de espesor, que están intercalados con areniscas medias, con las cuales presentan contactos erosionales a la base. Los estratos de conglomerado tienen una forma lenticular y están pobremente seleccionados y con ligera imbricación. Sus características sugieren que el conglomerado se depositó como relleno de canales, cuya profundidad regularmente no excede los 20 cm y se extienden por alrededor de 1 m (Figura 14). Los clastos son principales subangulosos a redondeados, con tamaños variables (1 - 20 cm) y

son de origen volcánico. La composición es la misma que la de los clastos que forman los conglomerados soportados por matriz.

A la cima de estos estratos y separado por un paquete de areniscas medias se encuentra un conglomerado que alcanza casi un kilómetro de espesor y cuyas características texturales son las mismas que los conglomerados previamente descritos.



Figura 14. Acercamiento a uno de los paquetes de conglomerados. Las gravas están arregladas dentro de pequeños canales, los cuales están contorneados para una mejor visibilidad.

Interpretación. El grado de redondeamiento de los clastos, la forma lenticular de los estratos y la imbricación de los clastos se sugiere que este conglomerado se depositó como relleno de canales. Este tipo de depósito recuerda los depósitos de canal (*stream channel deposits*) que son comunes en los abanicos aluviales y en los depósitos fluviales.

PETROLOGÍA Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS

Se analizaron 41 láminas delgadas de areniscas para conocer sus características texturales y su composición. Treinta y dos de las láminas delgadas corresponden a areniscas sin estructuras, 5 a areniscas con estratificación cruzada y 4 a areniscas con estratificación planar. Las areniscas sin estructuras son areniscas que texturalmente varían entre inmaduras y submaduras (de acuerdo a Folk, 1974), con tamaño de granos de finos a gruesos (Tabla2), con una mejor selección en las areniscas de grano más grueso. Los contactos entre clastos se observan desde flotantes hasta cóncavo-convexos, con cementante calcáreo como arcilloso. La forma de los clastos es principalmente discoidal con una redondez que varía de subangulosa a redondeada.

Las areniscas con estratificación cruzada varían de finas a gruesas y son similares texturalmente (Tabla 3) a las areniscas sin estructuras. Presentan reemplazamiento de calcita en los bordes de los granos, lo que no permite determinar su redondeamiento. Por último, las areniscas con estratificación planar son areniscas texturalmente maduras, finas a medianas, con contactos principalmente puntuales y longitudinales. Los clastos son principalmente discoidales y subredondeados (Tabla 4).

Tabla 2. Características texturales de las areniscas sin estructuras. Los números corresponden a las muestras tomadas a lo largo de la sección estratigráfica (Figura 4). Selección: B= Buena, R= Regular, M= Mala. Contactos: F= Flotantes, P= Puntuales, L= Longitudinales, CC= Cóncavo-convexos. Forma: D= Discoidales, Sp= Subprismáticos, P= Prismáticos. Redondeamiento: A= Angulosos, Sa= Subangulosos, Sr= Subredondeados, R= Redondeados.

# muestra	Selección	Contactos	Forma	Redondez	Tamaño mm)
1	R	P - L	Sp - D	A - Sa	0.32 0.55
2	B	F	Sp - D	A - Sa	0.08
3	R - M	F	Sp - D	Sa - Sr	0.15 0.68
6	B	CC	Sp - D	Sa - Sr	0.38 1.11
8	B	P	Sp-D	Sr	0.31
16	R - M	F	Sp - D	Sa - Sr	0.09
17	R	F	Sp - D	A - Sa	0.09
18	R - M	F	Sp - D	A - Sa	0.07
22	R	L-CC	Sp-xD	R	0.39 0.76
23	R-B	L-CC	D	R	0.55
30	R-M	L-CC	D	R	0.37
31	R	L-CC	D	R	0.99
34	B	L-CC	D	Sa-Sr	0.18 0.39
35	M	P	D	Sr - Sa	0.213
36	R	F-L	P	Sa	0.188
37	R - M	F	P - D	Sa	0.18
38	R - B	F	P - D	Sa - Sr	0.087
39	B - R	F - P	P - D	Sa - Sr	0.17

40	B - R	F - P	D	Sr	0.244
41	R	F	D	A	0.099
42	M	L - S	D	Sr	0.866
51	R	L-CC	D	Sr-R	0.213
52	B	F - P	D	Sa	0.086
53	B	F	D	A	0.084
57	B	F	P - D	Sa	0.106
58	B - R	F - P	D - P	Sa	0.12
59	R	L	D	Sr	0.223
61	M-R	CC	D	Sa-Sr	0.218
65	R	L-CC	D	Sr-R	0.255
66	M	CC	D	R	0.612 0.294
67	R	CC	Sp-D	R	0.3
68	R	L-CC	D	Sr-R	0.218

Tabla 3. Características texturales de las areniscas con estratificación cruzada. *Idem.* Tabla 2.

# muestra	Selección	Contactos	Forma	Redondez	Tamaño
4	B	F	Sp - D	Sa - Sr	0.19
7	B	CC	Sp - D	Sa - Sr	0.51 1.06
9	B	L, P y CC	Sp - D	Sa - Sr	0.2 0.37
32	M	P-L	P-D	A-Sa	0.17 0.42
47	B	L-CC	D	Sa-Sr	0.277

Tabla 4. Características texturales de las areniscas con laminación planar. *Idem.* Tabla 2.

# muestra	Selección	Contactos	Forma	Redondez	Tamaño
44	B	L	D	Sr - r	0.187
45	B	L - P	D	Sr - r	0.342
46	B	L-CC	P-D	Sa-R	0.155
49	M	P-LL	Sp-D	Sr	0.268 0.126

Los componentes minerales principales en todas las areniscas son cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas, líticos volcánicos y sedimentarios (Tabla 5-7), clasificándose principalmente como feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas de acuerdo a los diagramas de Folk (1974; Figura 15)

Tabla 5. Porcentajes de los componentes principales presentes en las areniscas sin estructuras.

Q= cuarzo, F= Feldespatos, Lv= Líticos volcánicos, Ls= Líticos sedimentarios, Lm= Líticos metamórficos.

# muestra	Q	F	Lv	Ls	Lm
1	12	42	40	6	0
3	6	50	42	2	0
9	10	34	52	4	0
22	2	16	82	0	0
23	2	28	68	2	0
30	8	20	66	6	0
31	8	16	76	0	0
34	4	36	54	6	0

35	6	24	52	18	0
36	16	40	30	14	0
39	12	54	32	2	0
40	8	58	22	12	0
42	20	36	42	2	0
51	6	50	34	10	0
52	24	34	38	4	0
59	6	32	54	8	0
61	6	26	68	0	0
65	6	34	50	10	0
66	6	28	56	10	0
67	10	26	60	4	0
68	8	34	44	14	0

Tabla 6. Porcentajes de los componentes minerales principales presentes en las areniscas con estratificación tangencial de pequeña escala. Idem. Tabla 5.

# muestra	Q	F	Lv	Ls	Lm
7	6	30	60	4	0
8	12	44	44	0	0
32	14	42	42	2	0
47	16	20	60	4	0

Tabla 7. Porcentajes de los componentes minerales principales presentes en las areniscas con laminación planar. Idem. Tabla 5.

# muestra	Q	F	Lv	Ls	Lm
44	14	48	38	0	0
45	16	52	32	0	0
46	8	54	36	2	0
49	8	42	36	14	0

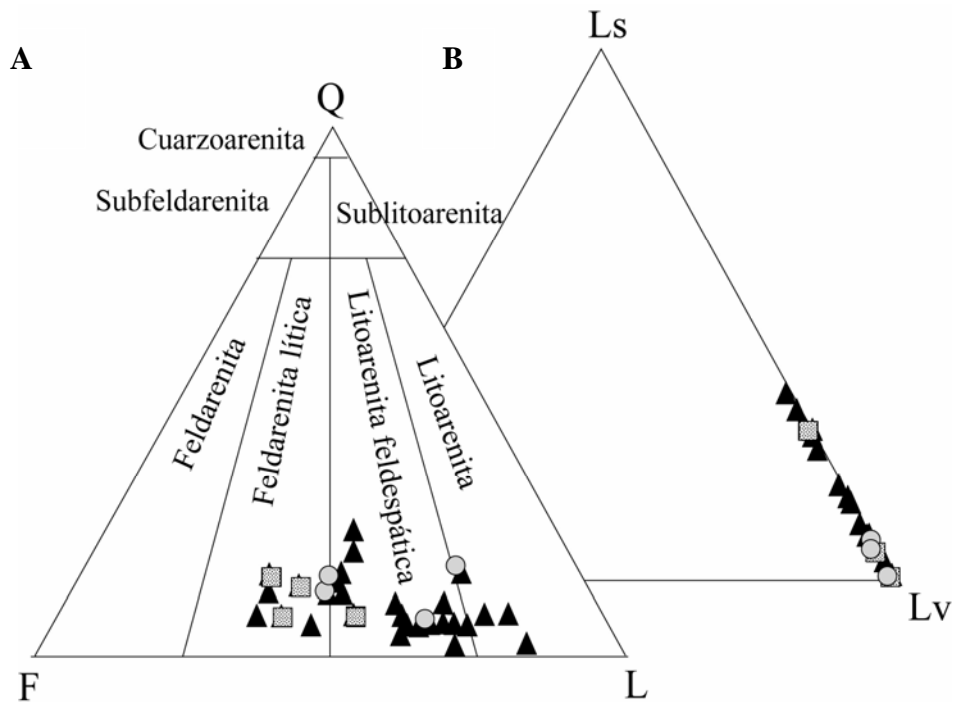


Figura 15. A. Clasificación de las areniscas de acuerdo a su composición con base en los diagramas de Folk (1974). B. Abundancia de elementos líticos. Los triángulos corresponden a las areniscas sin estructuras; los círculos a areniscas con estratificación cruzada; y los cuadrados a areniscas con estratificación planar. Q= Cuarzo, F= Feldespatos, L= Líticos, Ls= Líticos sedimentarios, Lv= Líticos volcánicos.

Para conocer la relación que tienen estas areniscas con su ambiente tectónico, se hizo un conteo de 50 puntos por cada lámina delgada. El propósito de este conteo fue tener sólo una idea general de la proporción de los clastos, más que un estudio detallado de la petrografía. La composición de las areniscas de la sucesión de la Barranca Los Bonetes indica que provienen de un arco magmático (Figura 16; Dickinson *et al.*, 1983). Los arcos magmáticos, contruidos paralelos a las zonas de subducción, presentan areniscas provenientes de la erupción y erosión de cadenas de estratovolcanos y planicies ignimbríticas asociadas. Los detritos de arco derivados se acumulan principalmente en las cuencas de ante-arco e intra-arco (Dickinson, 1985).

Los afloramientos de rocas magmáticas pre-cenozoicas en México son escasos, teniendo los mejores representantes en el Norte del país a través de la actividad del arco Laramide (Ferrari y Cerca-Martínez, 2005). El magmatismo de arco más sureño conocido se encuentra en el bloque Jalisco (Ferrari y Cerca-Martínez, 2005) y en el Complejo Xolapa (Hermann *et al.*, 1994; Solari *et al.*, 2007). La edad obtenida para el volcanismo del bloque Jalisco es de entre ~83 y ~60 Ma mientras que la edad determinada por paleomagnetismo para la zona de estudio es de 84 ± 2.8 Ma. (Mariscal-Ramos, 2006). La correspondencia entre el evento magmático del bloque Jalisco, contemporáneo a los depósitos presentes en la Barranca Los Bonetes no se puede confirmar ya que hace falta más trabajo tectónico en el área de estudio.

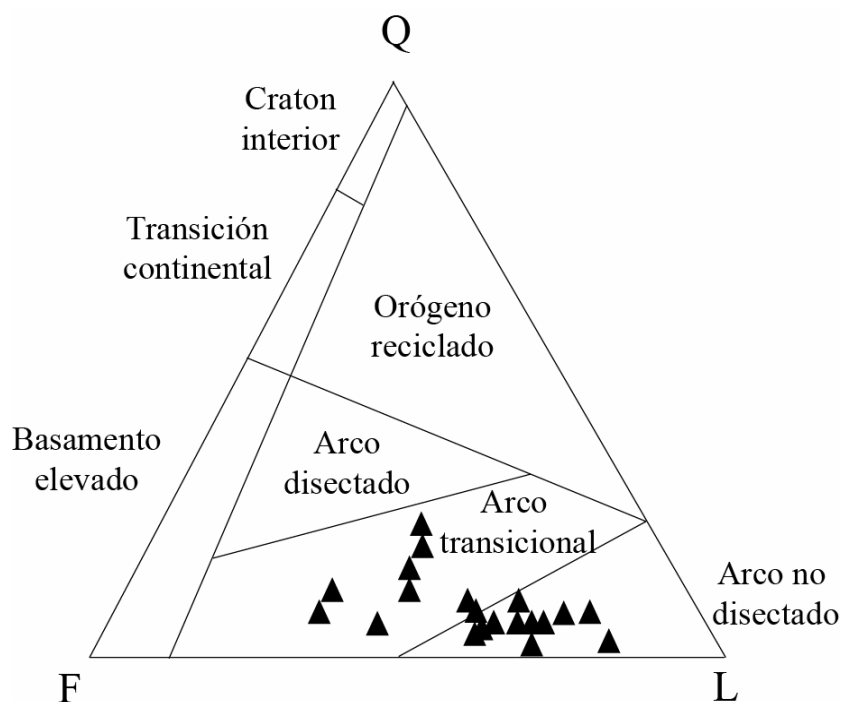


Figura 16. Procedencia de las areniscas presentes en la Barranca Los Bonetes. Diagrama tomado de Dickinson *et al.* (1983).

Anteriormente estos depósitos habían sido documentados como depósitos de *crevasse splay* (Altamira-Areyán, 2002), sin embargo, no existen evidencias que apoyen esta idea. Los depósitos de *crevasse splay* son mini-deltas que se acrecionan dentro de la planicie de inundación debido al rompimiento del banco del canal (Miall, 1992). Se caracterizan por la presencia de areniscas laminadas y areniscas con estratificación cruzada debido a la migración de dunas (O'Brien y Wells, 1986). Están compuestos por secuencias grano-crecientes de areniscas y lodos que son de 2-3 m de grosor y que se extienden por cientos de metros. Presentan elementos deposicionales asociados tales como

canales, *levees* y barras de boca (Bridge, 2003). Ninguna de estas características está presente en la zona de estudio, contrario a lo que sucede con los procesos y depósitos asociados a los volcanes en sus partes más distales.

AMBIENTE DE DEPÓSITO

La composición de las areniscas y conglomerados que constituyen las rocas sedimentarias de la Barranca Los Bonetes sugieren una fuente principalmente volcánica, faltando evidencias directas de actividad volcánica tales como texturas piroclásticas y/o lavas. Este tipo de evidencias directas se localiza principalmente en las zonas cercanas a los depósitos volcánicos (Figura 17) mientras que en las zonas distales las lavas no llegan (Fisher *et al.*, 2006) y el espesor de las cenizas va de centímetros a milímetros de espesor (Vessell y Davies, 1981), lo cual puede provocar que se pierdan muy rápidamente por diagénesis, ya que las cenizas volcánicas son de los elementos volcánicos más susceptibles a la misma (Hayes, 1979; Surdam y Boles, 1979).

Los depósitos en tracción son poco abundantes en la zona de estudio, contrario a lo que sucede con los depósitos que viajaron como flujos sedimentarios gravitacionales (areniscas sin estructuras y conglomerados soportados por matriz; Figura 4). Los flujos sedimentarios gravitacionales son los procesos predominantes en las laderas volcánicas, que sufren una serie de transformaciones en su recorrido (Figura 17), los cuales pueden resumirse como: erupción de un flujo u oleada piroclástica > flujo de detritos > flujos gravitacionales sedimentarios (los más abundantes en la sucesión de la Barranca Los Bonetes) > transporte fluvial.

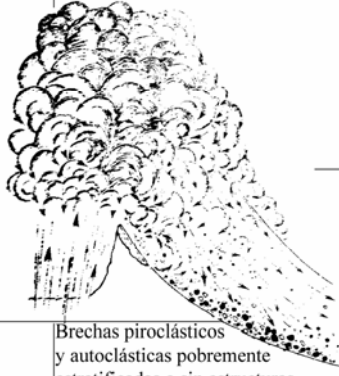
	Proximal	Medial	Distal	Externas
Procesos		Flujos piroclásticos Avalanchas Flujos de detritos diluidos	Lahar Flujos gravitacionales sedimentarios	
Depósitos	Brechas piroclásticas y autoclásticas pobremente estratificadas o sin estructuras Lavas interestratificadas	Cenizas volcánicas con estratificación paralela Brechas de clastos angulosos Conglomerados soportados por clasto	Clastos dispersos del tamaño de guijarros dentro de una matriz fina Conglomerados soportados por matriz Areniscas gruesas a muy gruesas, moderadamente seleccionadas	Depósitos fluviales Areniscas finas a gruesas con selección buena a pobre Capas de ceniza de cm. de grosor

Figura 17. Procesos y depósitos asociados al vulcanismo. Modificado de Scott (1988).

En las zonas consideradas externas a los depósitos volcánicos abunda la sedimentación fluvial, donde el grado de madurez textural de los clastos es muy bueno, abundan los clastos en tracción y está bien desarrollada la red de drenaje. En el caso de la Barranca Los Bonetes, existen muy pocos canales por lo que se infiere que la red de drenaje estaba muy poco desarrollada, en contraposición son más comunes los sedimentos de flujos laminares no canalizados. Este tipo de flujos laminares, reconocidos principales en abanicos aluviales, indica que el terreno presentaba una pendiente lo suficientemente escalonada para impedir el desarrollo de un sistema fluvial. Los procesos

presentes en los abanicos aluviales y en las laderas volcánicas, son los mismos, con la diferencia de que en éstos últimos los flujos sedimentarios gravitacionales viajan mayores distancias y su composición es principalmente volcánica (Orton, 1996).

A juzgar por el tipo de procesos predominantes, el depósito de la Barranca Los Bonetes no fue constante. Hubo periodos de altas tasas de sedimentación, suposición hecha con base en la abundancia de flujos sedimentarios gravitacionales, seguida por periodos muy largos sin depósito debido a la presencia de bioturbadores y paleosuelos (calcretas), donde éstas últimas pueden tardar en formarse desde cientos de años hasta millones de años (Alonso-Zarza, 2003).

La suma de todas las evidencias anteriormente mencionadas indica que el depósito de la Barranca Los Bonetes corresponde a la parte distal del modelo presentado en la Figura 17. La contemporaneidad de los sedimentos presentes en la Barranca Los Bonetes a eventos volcánicos no puede ser demostrada debido a que los sedimentos son claramente retrabajados y no existen evidencias directas de vulcanismo. Sin embargo, Altamira-Areyán (2002) reportó lavas y flujos piroclásticos en la Facies El Cirián, que dicho autor considera contemporánea a la sucesión volcano-sedimentaria de la Barranca Los Bonetes.

En el área de Papatzingán (Facies La Cañita 3, Tzetzénguaró, Tiquicheo 1, El Cirián y Los Bonetes) el tipo de material de depósito consiste en productos volcánicos andesítico-dacíticos y riolíticos, lo cual Altamira –Areyán (2002) menciona que se debió probablemente a que las fuentes volcánicas fueron más locales y que la topografía formada por los jóvenes edificios volcánicos dominó la región desde el tiempo de depósito de estas facies, que él había determinado como Paleoceno Tardío con base en palinomorfos.

CONTENIDO FÓSIL Y PALEOCLIMA

Altamira-Areyán (2002) obtuvo muestras de polen dentro de las asociaciones de facies Tiquicheo 1 y Los Bonetes, dentro de ésta última, el polen fue obtenido de los horizontes calcáreos. Sus resultados muestran que la mayoría de los palinomorfos están representados por el Grupo *Normapollis* con *Pseudoplicapollis*, *Myrtaceoipollenites*, *Nudopollis* y *Trudopollis pertrudens*. Otros palinomorfos de importancia bioestratigráfica son del Grupo *Momipites* *microcoriphaeus*, *Caryapollenites* y *Momipites* aff. *tenuipolus*. 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 (Altamira-Areyán *et al.*, 2000).

Sin embargo, los resultados obtenidos en este trabajo, indican que los suelos son de tipo cálcico (calcretas), las cuales han sido ampliamente reportadas en suelos áridos o semiáridos (Alonso-Zarza, 2003; Birkeland, 1999; Collinson, 1996; Goudie, 1996; Netterberg y Caiger, 1983).

Los suelos son formados por intemperismo y transformación del material parental *in situ* o por el intemperismo y/o transformación del material transportado derivado de rocas sólidas. Los procesos formadores del suelo (clima, biota, topografía, material parental y tiempo) causan modificaciones en

el sedimento o roca intemperizada por remoción, translocación, transformación y neoformación de constituyentes móviles. Estos cambios generalmente producen diferenciación en horizontes y la formación del perfil del suelo (Klappa, 1983), reflejando las características ambientales del lugar.

Las calcretas se localizan comúnmente en los abanicos aluviales en conjuntos áridos o semi-áridos debido a que los bajos volúmenes de agua que penetran el suelo no tienden a infiltrarse sino que se pierden a través de evaporación o transpiración. El crecimiento de las plantas es poco abundante y la oxidación más rápida, por tanto la acumulación de la materia orgánica es reducida (Collinson, 1996), como se ha observado en las calcretas presentes en la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes.

Aunado a lo anterior, la coloración roja de los sedimentos ha sido descrita más comúnmente en sedimentos depositados en condiciones semi-áridas. El color se debe a coberturas de hematita diagenética sobre los granos detríticos y al parecer es debido a la maduración de los hidróxidos de hierro, que son productos de alteración de minerales ferro-magnesianos inestables (comúnmente hornblenda y biotita). El rompimiento de estos minerales en un régimen con buen drenaje, humedad intermitente y altas temperaturas causaría que los productos de intemperismo se lavaran dentro del sedimento (Collinson, 1996).

Por todo lo anteriormente expuesto, se infiere que el clima local predominante en la zona de estudio debió ser semi-árido. El clima paratropical determinado a través de palinomorfos (Altamira-Areyán *et al.*, 2000) para la zona de estudio no es muy confiable debido a que el polen puede recorrer grandes distancias, aunado al hecho de la baja representatividad del polen en el área de estudio y a que no hay otro tipo de evidencias que apoyen este tipo de clima en la región, como sería la presencia de maderas.

Hadrosaurios

El Dr. Benammi ha venido estudiando los restos de dinosaurios presentes en la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes desde el año 2003 cuando se encontró un húmero de dinosaurio (Benammi *et al.*, 2005). En los últimos dos años, el número de hallazgos de restos fósiles ha aumentado sin embargo, su representatividad sigue siendo baja y el grupo mejor representado es el de los hadrosaurios.

Los hadrosaurios son los ornitópodos más diversos y exitosos que hayan existido (Lund y Gates, 2006). Se distribuyeron en Norteamérica desde Alaska (Davies, 1987) hasta el Sur de México, abarcando desde el ?Albiano-Cenomaniano hasta el final del Cretácico (Lee, 1997; Kirkland, 1994, 1998; Sereno, 1999). Sin embargo, la mayoría de los registros se concentra en los

últimos 15 millones de años del Cretácico Tardío (Campaniano-Mastrichtiano). Los hallazgos anteriores a este periodo son escasos. Los registros conocidos previos al Campaniano incluyen los restos de hadrosaurios reportados por Kaye y Russell (1973) para el Santoniano de Mississippi y los elementos de hadrosaurios de la Formación Matanuska de Alaska de edad Turoniana (Pasch y May, 1995); los más antiguos conocidos hasta la fecha son los hadrosaurios recolectados en la Formación Woodbine correspondiente al Cenomaniano de Texas (Lee, 1997) y la Formación de la Montaña Cedar Superior del ?Albiano-Cenomaniano de Utah (Kirkland, 1994, 1998).

En el caso de México, los hadrosaurios son el grupo de dinosaurios mejor conocido y estudiado. Otras localidades de México donde han sido encontrados tanto elementos esqueléticos como pisadas de hadrosaurios incluyen los estados de Baja California, Chihuahua, Coahuila y Sonora (Barrios-Rivera, 1985; Hernández-Rivera, 2000; Meyer *et al.*, 2005; Molnar, 1974; Morris, 1972; Rivera-Sylva *et al.*, 2006; Rodríguez de la Rosa, 2007; Torres-Rodríguez, 2006). En el Sur del mismo, sólo se conocen dos localidades con pisadas de hadrosaurios (Figura 18). Las primeras se localizan dentro de la Formación Mezcala, cerca del poblado de Mitepec, Puebla (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1993) y las segundas en El Aguaje, Michoacán; ambas de edad Maastrichtiana (Hernández-Rivera, 2000; Rodríguez de la Rosa, 2007; Rodríguez de la Rosa *et al.*, 2004).

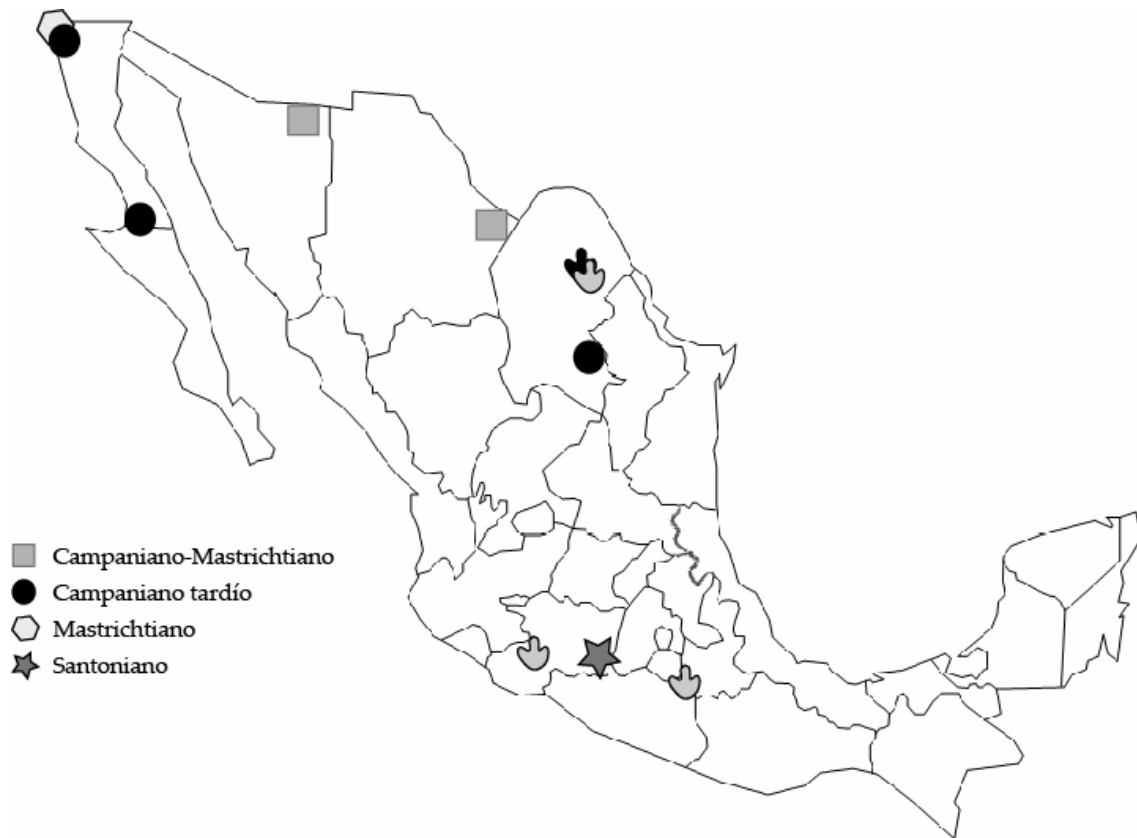


Figura 18. Distribución temporal y espacial de los hadrosaurios en México. Las figuras en forma de pisada corresponden a icnofósiles asignados a esta familia mientras el resto de las figuras corresponde a elementos esqueléticos.

El que el número de elementos óseos de dinosaurios no sea muy abundante en la sucesión sedimentaria de la Barranca Los Bonetes puede deberse al inusual ambiente de depósito y a que el material fue removido del lugar original donde debieron de morir los dinosaurios, lo cual es soportado por el tipo de depósito. El depósito que contiene la mayoría de los fósiles (Figura 19) corresponde a areniscas limolíticas sin estructuras, arregladas en paquetes de aproximadamente 25 cm y regularmente seguidas de paquetes de

limolitas a la cima (Figura 4). Los depósitos corresponden a flujos gravitacionales sedimentarios que se forman por la dilución de un flujo de detritos en pendientes escalonadas.

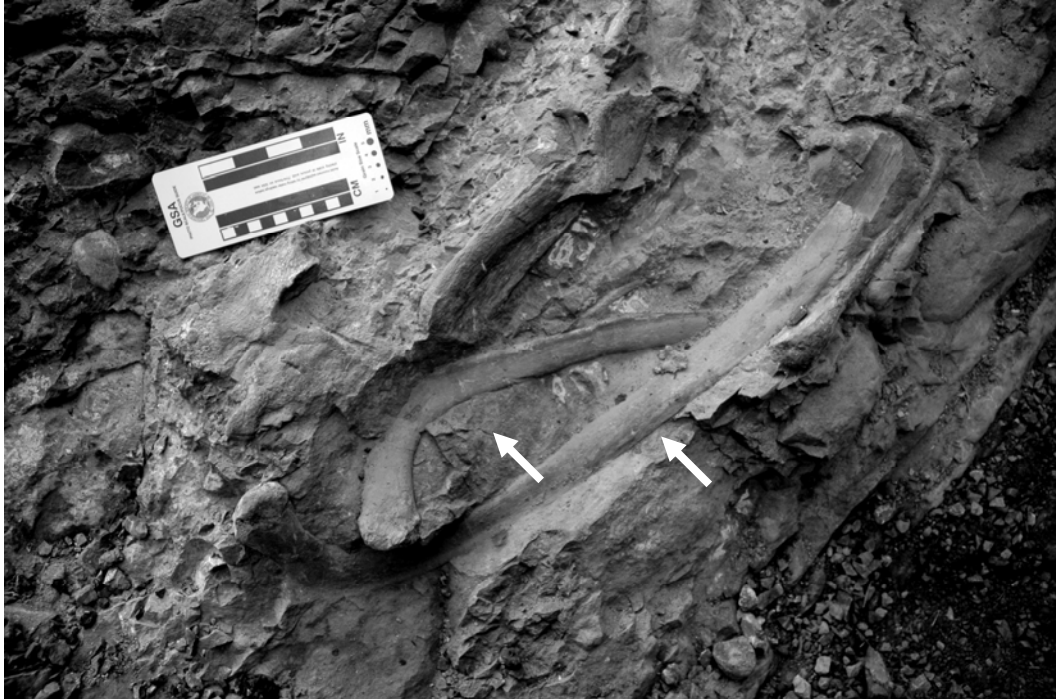


Figura 19. Elementos esqueléticos de hadrosaurios. Las flechas señalan dos costillas. Esta capa se localiza en la sección A (Figura 4) y es de donde han sido recuperados la mayoría de los huesos.

CONCLUSIONES

Se determinó que el ambiente de depósito corresponde a un conjunto volcánico con base en la abundancia de flujos de gravedad, cuyos procesos son los mismos que en los abanicos aluviales, con la diferencia de que la composición de los clastos es volcánica y a que recorren una mayor distancia los sedimentos.

El clima fue determinado como semi-árido con base en el tipo de suelo presente (calcretas) que han sido ampliamente reportadas en dichos regimenes climáticos. Las calcretas se definieron como tales con base en su arreglo macro y micro-estructural y a la poca presencia de biota, lo cual logra diferenciarlos de los ambientes lacustres donde es principalmente ésta, la que precipita los carbonatos.

La importancia de este estudio radica en que se determinó una segunda localidad para México con restos de dinosaurios dentro de depósitos volcánicos y que así se abre una nueva puerta al estudio de la distribución y diversidad de los mismos.

La sucesión volcanoclástica de la Barranca Los Bonetes presenta la distribución más meridional con restos óseos de dinosaurios y la que tiene el registro fósil más antiguo conocido de hadrosaurios para el país.

REFERENCIAS

- Alonso-Zarza, A.M., 2003, Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record: *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Altamira-Areyán, A., 2002, Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estados de Guerrero y Michoacán, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 79 p.
- Altamira-Areyán, A., Martínez-Hernández, E., Centeno-García, E., 2000, Facies, paleoambientes y paleoclimas del Paleoceno-Eoceno de la zona Norte de Tierra Caliente, estados de Michoacán y Guerrero, en 2a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, época II, 20(3), 157.
- Aspler, L.A., Chiarenzelli, J.R., Cousens, B.L., 2004, Fluvial, lacustrine and volcanic sedimentation in the Angikuni sub-basin, and initiation of $\approx 1.84\text{--}1.79$ Ga Baker Lake Basin, western Churchill Province, Nunavut, Canada: *Precambrian Research*, 129, 225-250.
- Barrios-Rivera, H., 1985, Estudio analítico del registro paleovertebradológico de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 474 p.

- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el Sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 429-435.
- Benammi, M., Mariscal-Ramos, C., Centeno-García, E., 2006, Preliminary Magnetostratigraphic Study of the Upper Cretaceous Dinosaur Site from La Barranca Los Bonetes, Tiquicheo (Michoacan State, Southern Mexico): *Geophysical Research Abstracts*, 8, 10656.
- Birkeland, P.W., 1999, *Soils and geomorphology*, 3rd edition: New York, Oxford University, 430 p.
- Bridge, J.S., 2003, *Rivers and floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record: United Kingdom*, Blackwell Publishing, 491 p.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerus, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., Aguilar, J., Altemüller, H.J., FitzPatrick, E.A., Kowalinski, St., Paneque, G., Rutherford, G.K., Yarilova, E.A., 1985, *Handbook for soil thin section description: England*, Waine Research Publications, 152 p.
- Campa, M.F., Ramírez, J., 1979, *La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Chilpancingo, Guerrero*, Universidad Autónoma de Guerrero, Serie tecno-científica 1, 85 p.

Campa-U, M.F., Ramírez-E, J., Coney, P.J., 1981, Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 42(1), 45-67.

Campa-Uranga, M.F., 1977, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 39(2), 52-64.

Capra, L., Pobrete, M.A., Alvarado, R., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131, 351-369.

Carta Geológico-Minera Papatzingán E14-A44, Michoacán, 1999: Servicio Geológico Mexicano.

Centeno-García, E., Benammi, M., Altamira-Areyán, A., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Callejas-Moreno, J., 2004, Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca continental cretácica de Tierra Caliente, Michoacán: Resultados preliminares, en 4a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Unión Geofísica Mexicana, Geos, 24(2), 314.

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriando, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane – a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México, en Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the

99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting:

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología,

Publicación Especial, 201-228.

Cerca-Martínez M., Ferrari L., López-Martínez M., Martiny B., Iriondo A., 2007,

Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central

Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the evolution of the

Caribbean-North America plate interaction: *Tectonics*, 26(3), TC3007.

Chen, Ch.L., 1987, Comprehensive review of debris flow modeling concepts in

Japan, en Costa J.E., Wieczorek, G.F. (eds.), *Debris flow/avalanches:*

Process, Recognition, and Mitigation: Geological Society of America,

Reviews in Engineering Geology, 7, 13-29.

Clabaugh, S.E., McDowell, F.W., 1976, *Volcanismo Cretácico – Cenozoico y su*

relación con la evolución tectónica del occidente de México, en 3er

Congreso Latinoamericano de Geología: Instituto de Geología,

Universidad Nacional Autónoma de México, 34.

Collinson, J.D., 1996, *Alluvial sediments*, en Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary*

Environments: Processes, Facies and Stratigraphy: India, Blackwell

Publishing, 37-82.

Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989, *Sedimentary structures*, 2nd edition:

Great Britain, Unwin Hyman Ltd, 207 p.

- Daly, H.V., Doyen, J.T., Purcell III, A.H., 1998, Introduction to insect biology and diversity: USA, Oxford University Press, 680 p.
- Davies, K.L., 1987, Duck-Bill Dinosaurs (Hadrosauridae, Ornithischia) from the North Slope of Alaska: *Journal of Paleontology*, 61(1), 198-200.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, en Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites: The Netherlands*, D. Reidel Publishing Company, 333-361.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Fastovsky, D.E., Clark, J.M., Strater, N.H., Montellano, M., Hernández, R., Hopson, J.A., 1995, Depositional environments of a middle Jurassic terrestrial vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, México: *Journal of Vertebrate Paleontology*, 15(3), 561-575.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández-R, R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development*,

assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 401-426.

Ferrari, L., Cerca-Martínez, M., 2005, El magmatismo Cretácico Tardío – Terciario Temprano del Sur y occidente de México: implicaciones tectónicas, en 5a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 25(1), 98.

Ferrusquía-Villafranca, I., Applegate, S.P., Espinosa-Arrubarena, L., 1978., Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región Suroccidental pacífica de México: *Revista del Instituto de Geología*, 2(2), 150-162.

Ferrusquía-Villafranca, I., Tilton, T.L., Lang, H.R., Pittman, J.G., Lockley, M., 1993, Dinosauricnitas tardicretácicas en Puebla Suroccidental y su significación geológico-paleontológica, en *Memorias del IV Congreso Nacional de Paleontología*, México: Sociedad Mexicana de Paleontología, México, 28.

Fisher, R.V., Heiken, G., Mazzoni, M., 2006, Where do tuffs fit into the framework of volcanoes?, en Heiken, G. (ed.), *Tuffs: Geological Society of America, Special Paper*, 408, 5-10.

Fisher, R.V., Smith, G.A., 1991. Volcanism, tectonics and sedimentation, en Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in volcanic settings: Tulsa*,

- Oklahoma, SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication, 45, 1-5.
- FitzPatrick, E.A., 1984, *Micromorphology of Soils: Great Britain*, Chapman and Hall, 433 p.
- Folk, R.L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas*, Hemphill Publishing Company, 105 p.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, (60), 1-236.
- González-Cervantes, N., Ferrari, L., Cerca-Martínez, M., López Martínez, M., 2005, Evolución magmática del Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla, en 5a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 25(1), 97.
- Goudie, A.S., 1996, Review: Organic agency in calcrete development: *Journal of Arid Environments*, 32, 103–111.
- Grandstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (eds.), 2004, *A geologic time scale*: Cambridge, Cambridge University Press, 589 p.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G., 1982, Structures and sequences in clastic rocks: SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Lecture Notes for Short Courses No. 9.

- Hasiotis, S.T., 2002, Continental trace fossils: SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Short Courses No. 51, 132p.
- Hayes, J.B., 1979, Sandstone diagenesis – The hole truth, en Scholle, P.A., Schluger, P.R. (eds.), Aspects of Diagenesis: SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication 26, 127-139.
- Herrmann, U., Nelson, B.K., Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico): *Tectonics*, 13(2), 455–474.
- Hernández-Rivera, R., 2000, Los dinosaurios en México (en línea): Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista Digital Universitaria* 1(1), <<http://www.revista.unam.mx/vol.1/dino/index.html>>.
- Kataoka, K., 2005, Distal fluvio-lacustrine volcanoclastic re sedimentation in response to an explosive silicic eruption: The Pliocene Mushono tephra bed, central Japan: *Geological Society of America Bulletin*, 117(1/2), 3–17.
- Kaye, J.M., Russell, D.A., 1973, The Oldest Record of Hadrosaurian Dinosaurs in North America: *Journal of Paleontology*, 47(1), 91-93.
- Kirkland, J.I., 1994, A large primitive hadrosaur from the Lower Cretaceous of Utah: *Journal of Vertebrate Paleontology*, 14 (supplement to number 3), 32A.
- Kirkland, J.I., 1998, A new hadrosaurid from the upper Cedar Mountain Formation (Albian-Cenomanian) of eastern Utah - Is the oldest

hadrosaurid, lambeosaurine?: New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 14, 283-296.

Klappa, C.F., 1983, A process-response model for the formation of pedogenic calcretes: Geological Society London, Special Publications, 11, 211-220.

Košir, A., 2004, Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates: Journal of Sedimentary Research, 74(6), 845-857.

Lee, Y.N., 1997, The Archosauria from the Woodbine Formation (Cenomanian) in Texas: Journal of Paleontology, 71(6), 1147-1156.

Leeder, M., 1999, Sedimentology and Sedimentary Basins. From turbulence to tectonics: India, Blackwell Publishing, 592p.

Lockley, M.G., Rice, A., (eds.), 1990, Volcanism and fossil biotas: Geological Society of America, Special Paper 244, 125p.

Lund, E.K., Gates, T.A., 2006, A historical and biogeographical examination of hadrosaurian dinosaurs, en Lucas, S.G., Sullivan, R.M. (eds.), Late Cretaceous vertebrates from the Western Interior: New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin 35, 263-276.

Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L., Costa, J.E., 2000, Sediment yield following severe volcanic disturbance— A two-decade perspective from Mount St. Helens: Geology, 28(9), 819-822.

- Major, J.J., 2004, Posteruption suspended sediment transport at Mount St. Helens: Decadal-scale relationships with landscape adjustments and river discharges: *Journal of Geophysical Research*, 109, 1-22.
- Mariscal-Ramos, C., 2006, Estudio paleontológico y magnetoestratigráfico de la localidad "Barranca Los Bonetes" (Tuzantla, Michoacán): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 61p.
- Mariscal-Ramos, C., Talavera-Mendoza, O., Centeno-García, E., Morales-Gómez, E., Benammi, M., 2005, Preliminary magnetostratigraphic study of the Upper Cretaceous dinosaur site from La Barranca los Bonites, Tiquicheo (Michoacán state, southern Mexico), en 5a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 25(1), 57-58.
- Martin, Ch.A.L., Turner, B.R., 1998, Origins of massive-type sandstones in braided river systems: *Earth-Science Reviews*, 44, 15-38.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., McEwen, L.J., Berrisford, M.S., Owen, G., Bevan, P., 1999, Alpine Debris-Flows in Leirdalen, Jotunheimen, Norway, with Particular Reference to Distal Fans, Intermediate-Type Deposits, and Flow Types: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(4), 421-435.
- McBirney, A.R., 1993, *Igneous Petrology: USA*, Jones and Bartlett Publishers, 508 pp.

- Meyer, C.A., Frey, E.D., Thüring, B., Etter, W., Stinnesbeck, W., 2005, Dinosaur tracks from the Late Cretaceous Sabinas Basin (Mexico): *Darmstädter Beiträge zur Naturgeschichte*, 14, 41– 45.
- Meyer, R., 1997, *Paleoalterites and Paleosols. Imprints of terrestrial processes in sedimentary rocks: USA*, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 162p.
- Miall, A.D., 1992, Alluvial Deposits, en Walker, R.G., James, N.P. (eds.), *Facies Models: Canada*, Geological Association of Canada, 119-142.
- Molnar, R.E., 1974, A Distinctive Theropod Dinosaur from the Upper Cretaceous of Baja California (Mexico): *Journal of Paleontology*, 48(5), 1009-1017.
- Morán Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del Suroeste de México: avances y problemas de interpretación, en Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A (eds), *Temas Selectos de la Geología Mexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana: Volumen conmemorativo del primer Centenario*, *Temas Selectos de la Geología Mexicana*, 57(3), 227-285.
- Morris, W.J., 1972, A Giant Hadrosaurian Dinosaur from Baja California: *Journal of Paleontology*, 46(5), 777-779.
- Netterberg, F., Caiger, J.H., 1983, A Geotechnical classification of calcretes and other pedocretes: *Geological Society London, Special Publications*, 11, 235-243.

- O'Brien, P.E., Wells, A.T., 1986, A small, alluvial crevasse splay: *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(6), 876-879.
- Ortiz-Hernández, L.E., Flores-Castro, K., Acevedo-Sandoval, O.A., 2002, Petrographic and geochemical characteristics of upper Aptian calc-alkaline volcanism in San Miguel de Allende, Guanajuato state, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(2), 81-90.
- Orton, G.J., 1996, Volcanic Environments, en Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: India, Blackwell Publishing, 485-567.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio Geológico de Reconocimiento de la Región de Huetamo, Estado de Michoacán: México: *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, 50, 36 p.
- Pasch, A.D., May, K.C., 1995, The significance of a new hadrosaur (Hadrosauridae) from the Matanuska Formation (Cretaceous) in south-central Alaska: *Journal of Vertebrate Paleontology. Abstracts*, 15(3), 48A.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows, en Costa J.E., Wiczorek, G.F. (eds.), *Debris flow/avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*: Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M.F., 1980, Las capas rojas cretácicas de Tierra Caliente y Tzi Tzio en los límites de Guerrero y Michoacán, en

Resúmenes de la V Convención de la Sociedad Geológica Mexicana:

Sociedad Geológica Mexicana, 120.

- Rasbury, E.T., Gierlowsky-Kordesh, E.H., Cole, J.M., Sookdeo, C., Spataro, G., Nienstedt, J., 2006, Calcite cement stratigraphy of a nonpedogenetic calcrete in the Triassic New Haven Arkose (Newark Supergroup), en Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds), *Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates: Geological Society of America, Special paper 416*, 203- 221.
- Rivera-Sylva, H.E., Rodríguez de la Rosa, R.A., Ortiz-Mendieta, J.A., 2006, A review of the dinosaur record from Mexico, en Vega-Vera, F., Nyborg, T.G., Perrilliat, M.C., Montellano-Ballesteros, M., Cevallos-Férriz, S., Quiroz-Barroso, S.A. (eds.), *Studies on Mexican Paleontology: Netherlands, Springer*, 233-248.
- Rodríguez de la Rosa, R.A., Aguillón-Martínez, M.C., López-Espinoza, J., Eberth, D.A., 2004, The fossil record of vertebrate tracks in Mexico: *Ichnos*, 11, 27-37.
- Rodríguez de la Rosa, R.A., 2007, El estudio de los dinosaurios de México: historia, registro y perspectivas: *Investigación y Ciencia*, 15(37), 49-58.
- Romoser, W.S., Stoffolano Jr., J.G., 1998, *The science of entomology: USA*, McGraw-Hill, 605p.

- Salinas-P, J.C., Ramírez-E., J., 1980, Las capas rojas del Cretácico en la región de la Montaña de Guerrero, México, en Resúmenes de la V Convención de la Sociedad Geológica Mexicana: Sociedad Geológica Mexicana, 112-113.
- Scott, K.M., 1988, Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system: United States Geological Survey, Professional Paper 1447-A, 74 p.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernandez-Bernal, M.S., Solis-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339–1350.
- Sereno, P.C., 1999, The Evolution of Dinosaurs: *Science*, New Series, 284(5423), 2137-2147.
- Siebe, C., SCAF, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999, Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México: *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1550–1562.
- Smith, G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1-10.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991, Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum, en Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*:

- Tulsa, SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) Special Publication, 45, 59-70.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 119(9-10), 1265-1279.
- Surdam, R.C., Boles, J.R., 1979, Diagenesis of volcanic sandstones, en Scholle, P.A., Schluger, P.R. (eds.), Aspects of Diagenesis: SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication 26, 227-242.
- Torres-Rodríguez, E., 2006, Terópodos del Cretácico Superior del Estado de Coahuila, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 90p.
- Vessell, R.K., Davies, D.K., 1981, Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin, en Ethridge, F.G., Flores, R.M. (eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration: SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication 31, 31-45.
- Watts, N.L., 1980, Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis: Sedimentology, 27, 661-686.