



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCROLOGÍA DE LOS LECHOS ROJOS DEL JURÁSICO,
REGIÓN NORTE DE LA CUENCA DE TLAXIACO, TEZOATLÁN, OAXACA;
CORRELACIONES Y PROCEDENCIA.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
PRESENTA

RODOLFO FABIÁN DURÁN AGUILAR

TUTOR

DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. ELENA CENTENO GARCÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
DR. JOHN DUNCAN KEPPIE
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UASLP
DR. GILBERTO SILVA ROMO
FACULTAD DE INGENIERIA DE LA UNAM

MÉXICO, D.F. FEBRERO 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Resumen

En este trabajo se presenta la revisión de la estratigrafía de la parte norte de la cuenca de Tlaxiaco y una propuesta para la reasignación de las unidades que integran al grupo Tecocoyunca Inferior. El levantamiento de datos se desarrolló cerca del poblado de Tezoatlán, Oaxaca, localizado en la parte noroeste del Estado, en la región de la Mixteca Alta. Las técnicas usadas se basan en el análisis de facies propuesto por Miall (1996), y los estudios de procedencia en areniscas y conglomerados (Dickinson, 1985; Gazzi, 1966), así como en la técnica geocronológica de U-Pb para fechamiento en zircons magmáticos y detríticos.

De acuerdo a los resultados del conteo de puntos graficados en el diagrama triangular de Dickinson (1983), las arenas provienen de un orógeno reciclado. Los fragmentos clásticos que conforman las muestras reflejan a su vez una elevada madurez textural. El retrabajo de estos componentes clásticos es indicativo de su paso por diversas etapas o ciclos de erosión, transporte y acumulación o depósito. Las secuencias sedimentarias observadas en esta investigación correspondiente a la Unidad Tecocoyunca Inferior, son muy similares a las reportadas en Guerrero y Puebla, permitiendo correlacionar estas rocas las cuales al parecer proceden de bloques que fueron exhumados o levantados y expuestos a diversos factores erosivos, en donde los minerales menos resistentes a la erosión y transporte, como son el feldespató y la plagioclasa, fueron alterados o destruidos.

La litología de los conglomerados y areniscas canalizadas observada en la secuencia al norte de la cuenca de Tlaxiaco en el área de Tezoatlán, reveló que el relleno sedimentario que formó a estas rocas fue depositado por un ambiente de amplios sistemas de canales fluviales, que de acuerdo a los datos recopilados de paleocorrientes migraron de Noreste a Noroeste, formando planicies de inundación permitiendo el depósito de restos vegetales, y secuencias de acreción lateral pasando estos depósitos transicionalmente a horizontes que alternaban con capas de lutitas y limolitas, correspondientes a un ambiente transicional dominado por aguas someras e influenciado por las bajas y altas mareas. Se logró clasificar 5 litofacies conglomeráticas y 4 litofacies arenosas que fueron incluidas en 3 asociaciones de facies. Estas asociaciones se agruparon en facies provenientes de un flujo de escombros y a un sistema fluvial anastomosado con barras arenosas. Así mismo, se determinaron facies transicionales a ambientes de marinos hacia la cima de la columna medida. Un aporte estratigráfico importante en este trabajo fue la reasignación de la Unidad denominada Conglomerado Cualac, la cual se estableció como un cambio de facies lateral equivalente del grupo Tecocoyunca Inferior.

En cuanto a la geocronología, se lograron obtener fechamientos a través del método de U-Pb por ICP-MS. Las rocas fechadas fueron rocas ígneas y sedimentarias, las rocas ígneas pertenecen al complejo Diquiyú. Para esta secuencia volcánica que subyace a los sedimentos se obtuvo una edad de magmatismo correspondiente al Jurásico inferior de 184 ± 13 Ma. La roca sedimentaria fechada fue una lutita fosilífera con múltiples impresiones de helechos y por medio del análisis en circones detríticos se encontró una edad máxima de sedimentación, correspondiente al Jurásico Medio de 166.67 ± 9 M.a De los grupos de fechas importantes que se observan en los circones detríticos analizados, los primeros tienen edades de entre 278 a 291 Ma con una edad promedio

correspondiente al Pérmico Temprano, un segundo grupo tiene edades pertenecientes al Neoproterozoico con edades de 550 a 590 Ma y por último se observa una edad de magmatismo entre los 184- 197 Ma correspondiente al Jurásico Inferior y la base del Jurásico Medio.

La integración de los análisis sedimentológicos, de procedencia y los análisis geocronológicos en este trabajo junto con la información bibliográfica existente sugiere que durante el depósito de estas secuencias se establecieron múltiples cuencas alrededor de zonas emergidas, las cuales mostraban un régimen tectónico activo que afectó la topografía, contribuyendo en gran parte a la migración de los ríos existentes durante esa época.

Abstract

This thesis presents the stratigraphy of the Lower Tecocoyunca Formation supplemented by LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) U–Pb geochronology of igneous and detrital zircons from a peperite and a mudstone, respectively. Using modal analysis of the sandstones, they plot in the recycled orogenic field.

The lithofacies of the conglomerates and sandstones observed in the area of Tezoatlán reveals a large-scale fluvial environment. The paleocurrent analysis suggests the Lower Tecocoyunca Formation were deposited to northeast and northwest. Nine lithofacies were defined and included in 3 facies associations. Crudely horizontally stratified or massive sheets of conglomerates facies comprise the debris flow facies that show an abrupt lateral facies change to thick channels that shown braided river, levees, crevasse splay and a strong multilateral relation characteristics, which Pass into flood plain aeolian dunes and sheets. The nature and arrangement of facies associations suggest the development of braided and anastomosing fluvial systems. The development of channels is related to the interplay of rates of sediment supply and subsidence. A contribution of the present work it's the redefinition of the Cualac Formation as a lateral accretion facies change of the Tecocoyunca Formation.

Geochronological data indicate that a peperite from the Diquiyú Unit has a crystallization age of 184 ± 13 Ma; whereas a shale with multiple plant impression from the Tecocoyunca Unit yielded: 1) maximum Middle Jurassic depositional ages are constrained buthe youngest zircon grains, whci yeilded 166 ± 9 Ma ages; 2) three primary sources of detrital zircons that included Oaxacan/Grenvillian basement (~ 900 – 1200 Ma), Pan-African/Brasiliano basement rocks (~ 500 – 700 Ma) and the Permo-Triassic magmatic arc (~ 278 – 291 Ma).

The integration of the bibliography, sedimentology, provenance and geochronological analyses obtained in this study suggest that deposition occurred in several basins around actively emerging zones that led to migration of the fluvial systems.

Índice

1. Introducción	10
1.1 Planteamiento del problema	10
1.2 Objetivos	12
1.3 Ubicación del área de estudio	13
1.4 Trabajos previos	16
Trabajos Paleontológicos relevantes para la investigación.	16
Trabajos Geológicos relevantes para la investigación.	17
1.5 Revisión de la estratigrafía	18
Complejo Acatlán.	20
Unidad Diquiyú.....	20
Formación Rosario	21
Conglomerado Cualac	22
Grupo Tecocoyunca Inferior.....	23
Grupo Tecocoyunca Superior.....	24
2. Metodología	26
2.1 Fundamentos de la metodología en campo.	26
2.2 Principales métodos de levantamiento de perfiles.....	27
2.3 Clasificación de litofacies	27
2.4 Clasificación de límites de superficie.	29
2.5 Análisis de Paleocorrientes.	31
2.6 Petrografía y análisis modal de areniscas.	31
2.7 Geocronología.....	32
2.8 Medición de columnas.....	33
3. Resultados	35
3.1 Sedimentología.....	35
Propuesta estratigráfica.	36
Mapa Geológico	38
3.2 Análisis arquitectural.....	39
Fotomosaico 1	39
Fotomosaico 2	42
Fotomosaico 3	44

Fotomosaico 4	49
Fotomosaico 5	52
3.3 Mapa de facies	57
3.4 Petrología y procedencia.....	59
3.5 Geocronología.....	63
Muestra Rs-Dy_01 (flujo de lavas Unidad Volcánica Diquiyú)	63
Muestra de Facies Fl.....	65
4. Discusión	67
Modelos tectónicos propuestos.....	67
Geocronología de las secuencias sedimentarias.....	70
Integración de resultados a los modelos propuestos	74
5. Conclusiones.....	76
6. Bibliografía	77
7. Anexos.....	83
7.1 Tabla de datos de análisis de U-Pb para la muestra obtenida de la Unidad Diquiyú	83
7.2 Tabla de datos de análisis U-Pb para la Unidad obtenida de la Formación Tecocoyunca Inferior.....	84
7.3 Petrografía.....	85
7.4 Tabla de datos de las muestras colectadas.....	87
8. Agradecimientos.....	91

Tabla de Ilustraciones

Fig. 1.1 Mapa de localización de la zona de estudio. En el mapa de la derecha se observan los poblados principales con los caminos. Las líneas numeradas corresponden a las columnas estratigráficas medidas.....	13
Fig. 1.2 Unidades geomorfológicas en la cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca. México (González-Torres, 1989).	14
Fig. 1.3 Mapa de las secciones estudiadas con red hidrográfica de la zona.	15
Fig.1.4 Columna estratigráfica generalizada de la zona de Tezoatlán de Segura y Luna, Oax. Modificada de González-Torres (1989).....	19
Fig. 1.5 Diferentes propuestas para la estratigrafía de las formaciones del Jurásico en el Sur de México. C= Grupo Consuelo	22
Fig. 2.1 Límites de superficie. Número de ordenes en círculos (Miall, 1996).	29
Fig. 2.2. Límites de superficie. Los órdenes se encuentran en círculos (Miall, 1996).	30
Fig. 2.3 Mapa de secciones e hidrología en la zona de estudio de Tezoatlán de Segura y Luna	33
Fig. 3.1 Diagrama esquemático con columna medida, tipos de facies, edades obtenidas por medio del método U-Pb, ubicaciones en la columna medida de los fotomosaicos analizados. ...	36
Fig. 3.2 Propuesta estratigráfica realizada con base en los análisis geocronológicos y sedimentológicos.	37
Fig. 3.3 Mapa geológico modificado de González Torres (1989)	38
Fig. 3.4 Detalle del conglomerado con clastos volcánicos de gran tamaño (Gci). Como se puede apreciar a la derecha es un conglomerado clasto soportado el cual presenta estratificación inversa. Con una pseudoestratificación clásica observada en los flujos de detritos. Obsérvese las terminaciones lobulares formadas debido al flujo pseudoplástico altamente rico en clastos.....	39
Fig. 3.5 Fotomosaico 1. En la parte superior se muestra el afloramiento delineado sobre las superficies entre los límites, los cuales equivalen a los órdenes que delimitan la misma clasificación de la facies. En la figura abajo se muestra el dibujo con la delimitación completa de las litofacies por medio de órdenes, así como las paleocorrientes con el número de mediciones que fueron tomadas para su determinación.	41
Fig. 3.6 Facies Gp, en la base mostrando rellenos acanalados con una superficie erosiva en contacto con rellenos de canal de grano grueso.	42
Fig. 3.7 Fotomosaico 2. Izquierda: Foto del fotomosaico. Derecha: Dibujo del fotomosaico, con espesores, órdenes de límites de superficie.....	43
Fig. 3.8 Columna estratigráfica del fotomosaico 3.....	44
Fig. 3.9 Fotomosaico 3. Arriba: Foto integrada del fotomosaico. Abajo: Dibujo que incluye órdenes entre las litofacies, paleocorrientes y tipos de facies.....	45

Fig. 3.10 Estratificación cruzada de bajo ángulo en la facies Sl	46
Fig. 3.11 Litofacies Sh, obsérvese la base erosiva, así como su tipo de estratificación interna: laminación paralela y clastos suspendidos en una matriz fina.....	47
Fig. 3.12 Facies Gmg, obsérvese las terminaciones lobulares.	47
Fig. 3.13 Litofacies Gh. Presentando estratificación horizontal, en algunas zonas del conglomerado se observan clastos de gran tamaño, estos se encuentran imbricados.	48
Fig. 3.14. Fotomosaico 4. Trabajo realizado en el afloramiento. El fotomosaico presenta intercalaciones entre areniscas de grano fino y finas capas de carbón y lutitas carbonosas	49
Fig. 3.15. Litofacies Gh, con estratificación de tipo planar.	50
Fig. 3.16 Rellenos de canal debido a la migración de canales entrelazados en una alternancia de lutitas y areniscas de facies Sh.....	50
Fig. 3.17 Rizolitos encontrados en la litofacies Fr, la litología que las contiene es una lutita la cual presenta intercalaciones con areniscas de grano fino.	51
Fig. 3.18 Estrato de carbón intercalado (C) entre litofacies de lutitas con abundantes concreciones hematíticas	52
Fig. 3.19 Fotomosaico 5. Izquierda: Foto completa del afloramiento. Derecha: Dibujo de órdenes de límite de superficie, paleocorriente y litofacies determinada.....	53
Fig. 3.20 Las facies Sp alternadas con facies con Gt (Miall, 1996)	54
Fig. 3.21 Derecha Arriba y abajo. Litofacies Gh asociada con Sh.....	55
Fig. 3.22 Modelo de Carling (1990) para explicar el depósito de dos litofacies (Gh y Sh)con textura diferente debido a un depósito simultaneo.	56
Fig. 3.23 Espesores de la secuencia de facies de acreción lateral.	57
Fig. 3.24 Mapa de paleocorrientes mostrando las diferentes asociaciones de litofacies que se determinaron por medio del método de análisis de facies propuesto por Miall (1996). ..	58
Fig. 3.25 Fotos de láminas delgadas en los estratos de areniscas en la Unidad Tecocoyunca Inferior.	60
Fig. 3.26 Diagrama ternario de la composición modal de las areniscas. Los campos de discriminación de ambientes geotectónicos corresponden con los usados por Dickinson (1985). Los puntos rojos corresponden a las muestras analizadas para determinar la procedencia.	61
Fig. 3.27 Arriba: Conteo de puntos en conglomerados, cada letra significa una cara del depósito. 62	
Fig. 3.28 Izquierda: Autobrecha magmática de la Unidad Volcánica Diquiyú. Derecha: Contacto entre el conglomerado en el principio de la secuencia sedimentaria (arriba) y la brecha magmática de la Unidad Volcánica Diquiyú.	63

Fig. 3.29 Diagrama de concordia para los circones obtenidos de la muestra de lava en los flujos de la Unidad volcánica Diquiyú.....	64
Fig. 3.30 Fechas obtenidas por medio del método U-Pb por medio de laser ablation.....	64
Fig. 3.31 Superior: Estrato de lutitas perteneciente a la Formación Tecocoyunca Inferior con numerosas impresiones de helechos, de donde se tomó la muestra LFL1 de donde se obtuvieron los circones. Inferior Izquierda: Impresiones de helechos. Inferior derecha: Fotomicrografía de la lámina delgada del mismo estrato.....	65
Fig. 3.32 Diagramas de probabilidad relativa, concordia, y el análisis del circón más joven en la muestra LFL 1 en análisis de circones detríticos e imagen de catodo-luminiscencia de los circones detríticos.....	66
Fig. 4.1 Afloramientos de lechos rojos reportados para el Jurásico en México, Cuba y Estados Unidos (Modificada de (Salvador, 1987)	67
Fig. 4.2 Reconstrucciones paleogeográficas de la ruptura de Pangea a) Pangea B con el terreno Mixteca en negro ubicado en el margen este de Pangea (Bohnel, 1999) b) Pangea A el Complejo Acatlán se encuentra con Oaxaquia en el margen oeste de Pangea (Centeno-García, 2005; Elías-Herrera <i>et al.</i> , 2005; Keppie, 2004; Weber <i>et al.</i> , 2007) c) Una variación del modelo de Pangea-A en donde el complejo Oaxaqueño y el Terreno Mixteca se encuentran en el interior de Pangea (Vega-Granillo <i>et al.</i> , 2009).....	68
Fig. 4.3 Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico (Keppie y Keppie, 2012).....	69
Fig. 4.4 Modelo de edades de magmatismo en relación con la apertura y formación del Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010).	70
Fig. 4.5 Reconstrucción para la región del Golfo de México y el arco de Nazas para el intervalo de 195-165 Ma.....	72
Fig. 4.6 Reconstrucciones propuestas para el Jurásico Inferior y Medio (Pindell y Kennan, 2009)..	73

1. Introducción

1.1 Planteamiento del problema

Los lechos rojos del Jurásico en México se han asumido típicamente como depósitos continentales, los cuales fueron originados por diferentes procesos derivados del rompimiento de Pangea y más específicamente por la apertura del Golfo de México (Salvador, 1987).

Hasta hace pocos años, las edades de estos lechos rojos provenían principalmente de estudios palinológicos y paleobotánicos (Jiménez-Rentería, 2004; Jiménez-Rentería y Rueda-Gaxiola, 2002; Rueda-Gaxiola y De Anda-García, 2011; Silva-Pineda, 1970; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999; Silva-Pineda y Ortega-Gutiérrez, 1977), o bien, de métodos indirectos como la posición estratigráfica que ocupaban dichos cuerpos de roca. La edad que se les asignó correspondió al Jurásico Medio.

Las primeras interpretaciones del origen y formación de estos depósitos sugerían una sedimentación de tipo fluvial (Erben, 1956a, b), sin embargo la naturaleza de esta sedimentación dificulta el reconocimiento de los límites entre las formaciones (Morán-Zenteno *et al.*, 1993), por lo que diferentes autores han propuesto frecuentes cambios en las nomenclaturas y asociaciones de diferentes litologías.

Aunque los trabajos paleontológicos y estratigráficos son variados como ya se mencionó, las investigaciones acerca de estos lechos rojos mesozoicos no se han abordado desde un enfoque sedimentológico, el cual proporcione información sobre los ambientes de depósito y sobre la procedencia; información fundamental para poder establecer su correlación paleogeográfica en el entorno de la evolución tectónica de la región del Sur de México (Ashmore, 1991; González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1990).

La presente investigación se desarrolló cerca del poblado de Tezoatlán, Oaxaca, localizado en la parte noroeste del Estado, en la región de la Mixteca. Esta área pertenece a la cuenca de Tlaxiaco, la cual contiene uno de los registros estratigráficos más completos del Sur de México constituido por rocas muy heterogéneas, que incluyen sedimentarias de origen marino y continental, ígneas extrusivas e intrusivas, así como rocas metamórficas, alcanzando un registro estratigráfico que va del Cámbrico al Reciente (González-Torres, 1989).

Dicha diversidad ha atraído a numerosos investigadores que han incursionado en el área de estudio con diferentes aproximaciones, desde la exploración con fines económicos, hasta extensos trabajos de índole académico relacionados con paleobotánica, tectónica y paleomagnetismo entre otros (Sección, 1.4). Sin embargo, el grueso de la investigación geológica fue realizado durante principios del siglo pasado y a mediados de los ochentas, cuando las técnicas para el análisis de sedimentos fluviales habían sido poco desarrolladas en México.

Así mismo, como ya se mencionó, las edades de las secuencias sedimentarias clásticas eran determinadas por métodos indirectos, o bien, por medio de fósiles paleobotánicos que comprendían un amplio rango temporal. Actualmente, el desarrollo de nuevas técnicas para

estudios de procedencia por medio de isótopos de U-Pb en circones detríticos se ha vuelto muy útil en los estudios de procedencia (Nemchin y Cawood, 2005). En los últimos diez años esta técnica de fechamiento se ha aplicado a los lechos rojos mexicanos, aportando nueva información para la reconstrucción de la evolución geológica de México (Godínez-Urban *et al.*, 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

Los modelos que se han propuesto resultan contrastantes en cuanto a la posición del bloque del Terreno Mixteca durante el depósito de las capas rojas. Algunos autores interpretan dicha sedimentación como relleno de cuencas formada como resultado de la cinemática de bloques ya consolidados que se erosionaron a partir del movimiento de desplazamiento originado por la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schidt, 1983) durante la abertura del Golfo de México (Pindell y Kennan, 2009); mientras que otros autores (Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005) la atribuyen a la acreción de bloques alóctonos los cuales se desplazaron hacia el cratón de Norteamérica desde posiciones desconocidas en el Océano Pacífico. Otro grupo de autores (Vega-Granillo *et al.*, 2009), desplazan al bloque Mixteca desde el interior del golfo de México cuando este apenas se está formando. En todos los casos la tectónica activa que se presentó durante el Jurásico en esta zona -la cual fue causada por eventos de magnitudes mayores como la disgregación de un supercontinente- hace que la reconstrucción paleogeográfica del Sur de México sea compleja, y por lo tanto, sea interpretada de muchas maneras.

En el presente estudio se presentan los resultados de técnicas cuantitativas como son el análisis de procedencia, que, aunado a la información estratigráfica recabada, proporciona nuevos datos acerca de la edad de las rocas y las fuentes de dichos depósitos, contribuyendo desde un punto de vista local al entendimiento de la abertura del Golfo de México, y en una escala mayor a la disgregación de Pangea.

1.2 Objetivos

Objetivos Generales

- Determinar la estratigrafía, los elementos sedimentológicos, los ambientes de depósito y la procedencia que contribuyan a establecer las relaciones espacio temporales para el Jurásico de los lechos rojos que afloran en la región norte de la cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca.
- Comparar su evolución y paleogeografía en el entorno del desarrollo tectónico de las cuencas del Sur de México

Objetivos particulares

- Generar una columna estratigráfica a detalle de los depósitos continentales para el Jurásico de la región de Tezoatlán, Oaxaca.
- Proponer un modelo de facies y ambientes de depósito.
- Revisar, con base en la información sedimentológica obtenida, la litoestratigrafía de la zona.
- Determinar la procedencia de las rocas sedimentarias estudiadas.

1.3 Ubicación del área de estudio

La zona en dónde se realizó el presente trabajo se encuentra ubicada en el noroeste del estado de Oaxaca (Fig. 1.1), en el municipio de Tezoatlán de Segura y Luna, perteneciente al distrito de Huajuapán de León. La denominación cultural, económica y política de esta área es la de "Mixteca Alta".

El acceso a la región se realiza por la carretera federal 190 que comunica a la Ciudad de México con la Ciudad de Oaxaca (Fig. 1.1). Para llegar al poblado de Tezoatlán se puede tomar la carretera pavimentada que lleva a San Juan Mixtepec, a la cual se ingresa fácilmente por la misma carretera (190) que va de Huajuapán de León a la ciudad de Oaxaca en el kilómetro siete.

El área estudiada está delimitada por las coordenadas de $17^{\circ} 48' 19''$, $97^{\circ} 48' 19''$ y $17^{\circ} 36' 15.85''$, $-97^{\circ} 50' 28.77''$. La provincia fisiográfica en la que se desarrolló el presente trabajo, es la provincia de la Sierra del Sur, denominada por Raisz (1964). Esta cuenta con cuatro subprovincias: la Meseta del Norte, la Cuenca del Balsas, la Vertiente del Sur y la Planicie Costera. La porción de la Mixteca en donde se desarrolló este trabajo ocupa la subprovincia de la Cuenca del Balsas en la región suroeste la cual se extiende desde el sur de Huajuapán de León hasta Tlaxiaco.

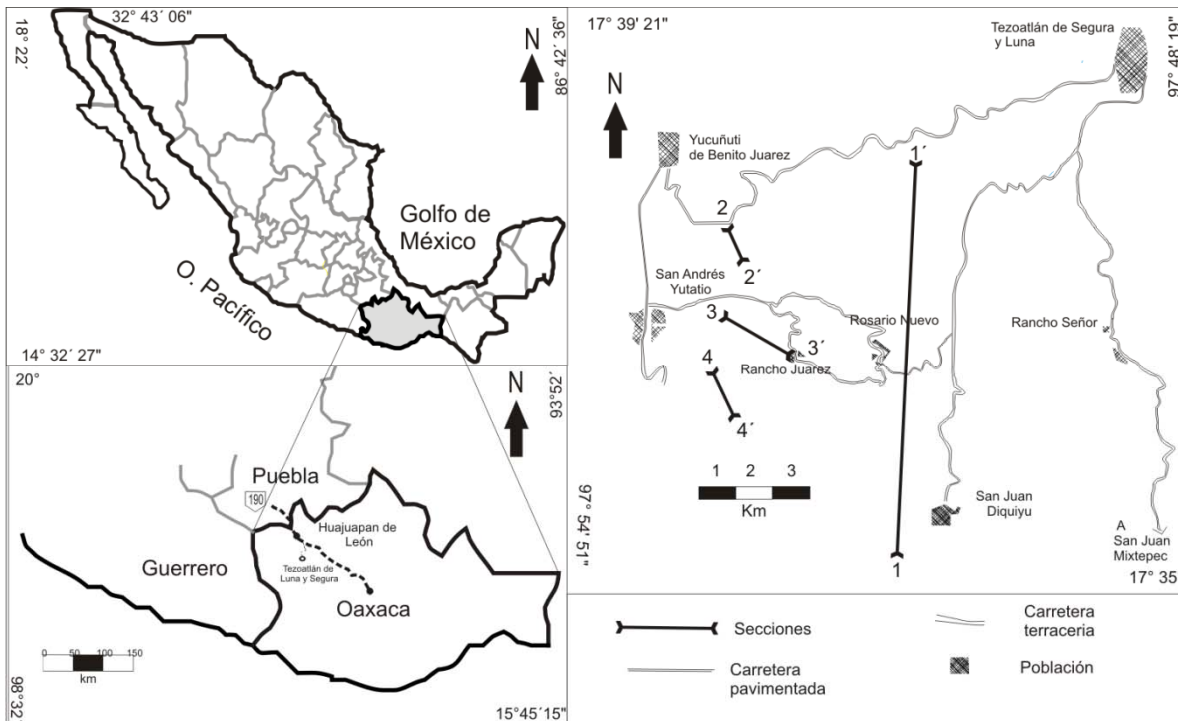


Fig. 1.1 Mapa de localización de la zona de estudio. En el mapa de la derecha se observan los poblados principales con los caminos. Las líneas numeradas corresponden a las columnas estratigráficas medidas

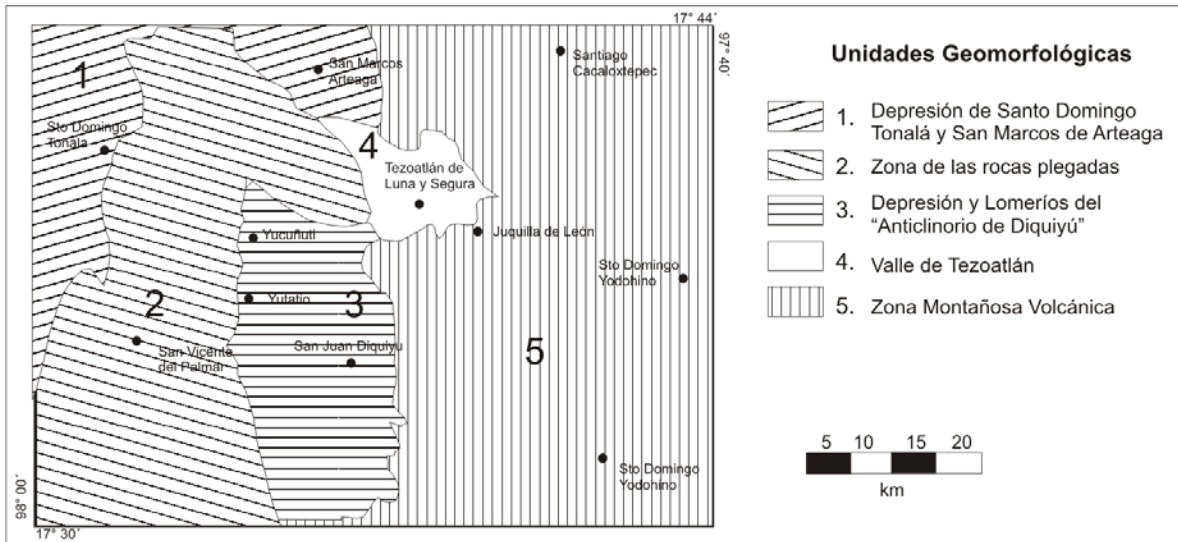


Fig. 1.2 Unidades geomorfológicas en la cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca, México (González-Torres, 1989).

El área estudiada comprende una zona con morfología compleja. Según González Torres (1989), se pueden caracterizar 5 grupos de acuerdo a su disposición morfológica y a su litología (Fig. 1.2). Estas son:

1. Depresión de Santo Domingo Tonalá
2. Zona de Sierras de rocas plegadas
3. Depresión y Lomeríos del núcleo del "Anticlinorio de Diquiyú"
4. Valle de Tezoatlán
5. Zona montañosa volcánica

El presente trabajo se desarrolló en la unidad geomorfológica denominada "Depresión y Lomeríos del núcleo del Anticlinorio de Diquiyú" (Erben, 1956b) que es en donde los afloramientos de las sucesiones continentales son evidentes. En dicha zona las variaciones altitudinales alcanzan los 2,320 m, en donde se observan algunas sierras complejas las cuales se encuentran asociadas con algunos derrames de rocas volcánicas.

El sistema hidrográfico en el área se caracteriza por la intermitencia de diversos arroyos que corren de norte a sur y bordean el Anticlinal de Diquiyú (Erben, 1956b); estos en su mayoría obedecen a flujos intermitentes alimentados por las lluvias trasportando volúmenes de agua considerables que durante la época de lluvias forman barrancos que se ubican principalmente en el núcleo del anticlinal.

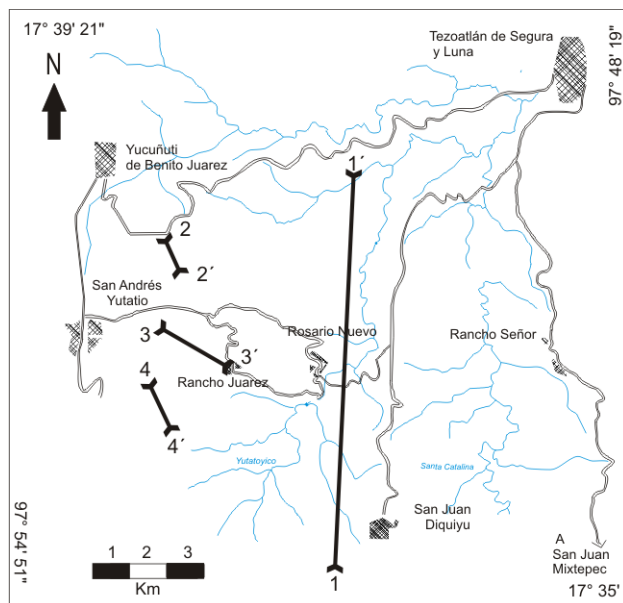


Fig. 1.3 Mapa de las secciones estudiadas con red hidrográfica de la zona.

El análisis y medición de la sucesión sedimentaria clástica del Jurásico fue realizada mediante las secciones que se muestran en la Figura 1.3, a lo largo de un río recolector de Yutatoyico (INEGI, 2007). El acceso a estas secciones se hace por el camino a terracería que se conecta con la carretera federal que va de Tezoatlán de Segura y Luna a San Juan Diquiyú en el km 17 (Fig. 1.1).

A las secciones 2 y 3 (Fig. 1.3), se logra el acceso por el camino de terracería que comunica al poblado de San Andrés Yutatío con Rosario Nuevo y Rancho Juárez. A la sección 4 se accede por la carretera que comunica al Poblado de San Andrés Yutatío a Isidro de Zaragoza (Fig. 1.1).

Para poder seleccionar los afloramientos y las secciones que se analizaron fue necesario que cumplieran con dos criterios:

- a) Que las superficies de contacto estuvieran bien expuestas.
- b) Que el tamaño de los afloramientos fuera lo suficientemente extenso (> 10 m) para que permitiera la observación de la geometría en los depósitos.

1.4 Trabajos previos

El área de Tezoatlán y sus alrededores forman parte de la denominada cuenca de Tlaxiaco, la cual fue ampliamente estudiada durante finales de 1800 por Ramírez, (1882). Desde principios del siglo XX numerosos investigadores desarrollaron trabajos de diferente índole, desde Birkinbine (1911) con sus estudios a detalle acerca de los yacimientos de hierro y carbón, hasta Wieland (1914) con su trabajo acerca de plantas fósiles que sirvió para dar cimiento a estudios posteriores de Paleobotánica en diferentes géneros de plantas. Para la mitad del siglo, los avances se diversificaron en otras ramas de la geología con estudios de carácter más integral como el de Imlay (1943), que establece las unidades Jurásicas en México por primera vez logrando generar reconstrucciones paleogeográficas, y constituir una extensa información paleontológica por medio de sus propuestas.

Las primeras investigaciones de índole económica en la zona fueron realizadas con fines de exploración; el primer trabajo registrado es el de Ramírez (1882), quien estudió los afloramientos de carbón entre los límites del estado de Puebla y Oaxaca. Así mismo, como ya se mencionó Birkinbine (1911), levantó el primer mapa detallado de la zona con la misma intención, e incluyó la exploración de los yacimientos de hierro, además de elaborar la primera división litoestratigráfica. Kipper (1936) continuó con esta labor de exploración geológica con fines económicos y con las técnicas químicas de la época logró una caracterización de los tipos de carbón presentes en la región. Cortés (1957) ya con mayores recursos y avances en las técnicas de exploración, incorporó información de perforaciones y afinó los mapas ya realizados en un trabajo muy detallado que sirvió de base para trabajos posteriores. Otros trabajos que persiguieron el mismo fin, fueron aquellos como los realizados por Ojeda (1975), y Arriaga y Obregón (1982).

La búsqueda de recursos cambió de perfil durante la segunda mitad del siglo XX, y el auge del petróleo cobró gran importancia. Por medio de estudios cartográficos y perforaciones PEMEX se adentró en el área buscando hidrocarburos; las investigaciones de este tipo fueron realizadas por Lopez-Ticha (1985). Estos trabajos son muy difíciles de consultar ya que son reportes internos de la compañía petrolera.

Los avances que aportó la exploración con fines económicos contribuyeron de manera sustancial en el desarrollo del conocimiento geológico del área, ya que de ellos se obtuvieron las bases tanto en la definición de las unidades litológicas como de la cartografía.

Los trabajos académicos previos que se analizan para la presente zona de estudio han sido muy variados por lo que no todas las investigaciones fueran incluidas en la presente revisión. Para lograr sintetizar dicha información las investigaciones se dividieron en 2 grandes rubros: geológicos y paleontológicos.

Trabajos Paleontológicos relevantes para la investigación.

El área noroeste del terreno Mixteca, definido así por Campa y Coney (1983), atrajo la atención de los paleontólogos desde hace mucho tiempo debido a la gran cantidad de plantas fósiles. Wieland (1914) fue uno de los primeros en abordar el área que se analizó en este trabajo; él realizó un

trabajo detallado, y propuso las primeras clasificaciones para la paleoflora de la región. Otros investigadores llegaron al área en busca de este tipo de fósiles -que en su mayoría habitaron durante el Jurásico- entre los más representativos de ellos tenemos a: Maldonado-Koerdel (1948), Silva-Pineda (1970; 1977), Delevoyras (1971) entre otros muchos autores, los trabajos que ellos realizaron fueron los cimientos para la reconstrucción del tipo de ambiente que existía durante el Jurásico, el cual fue determinado como un clima húmedo tropical permitiendo la fosilización de las plantas en un ambiente de depósito muy adecuado, alimentado por fuentes de material fino como limos y arenas.

La riqueza paleontológica del área no sólo contiene fósiles continentales. La cuenca al haber sido inundada por los océanos de Tethys y Pantalassa, contiene fósiles de cefalópodos que han causado controversia en cuanto a su afinidad y las biozonas a las que pertenecen; esta sobre-posición de faunas aún hasta la fecha no se encuentran del todo clara. Uno de los trabajos más importantes en cuanto a las aportaciones y la definición de las unidades bioestratigráficas que se determinaron fue el de Erben (1956b), a él le siguieron numerosos autores que estudiaron la fauna marina, entre los que tenemos a: Alencaster (1963), Alencaster y Buitron (1965). Estas dos autoras retomaron las secciones analizadas por Erben (1956b) para estudiar la fauna marina correspondiente al Jurásico Medio. A estos trabajos le siguieron los realizados por Ochoterena (1966), con una obra muy detallada de sistemática de Amonoideos. En el caso de estos trabajos, no muestran ningún aspecto geológico que pueda ser integrado a la presente investigación, pero los elementos bioestratigráficos reportados en estos trabajos son relevantes para la determinación de la cronología de la cima de la sección estudiada en esta investigación.

Trabajos Geológicos relevantes para la investigación.

En lo que se refiere a las investigaciones académicas de orden geológico, habría que tomar en cuenta la importante diversidad geológica del Estado de Oaxaca y particularmente la del terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983); esta gran diversidad se representa tanto en el alcance que ocupa en cuanto al registro estratigráfico que va del Cámbrico al Reciente, así como en las litologías que lo conforman (rocas sedimentarias de origen marino y continental, rocas ígneas extrusivas e intrusivas, y rocas metamórficas de alto y bajo grado).

Uno de los primeros trabajos en la zona fue el de Flores T. (1909), el cual trata sobre la geología regional del estado de Oaxaca. Otra investigación muy completa fue la de Cserna (1965), quien realizó un estudio muy detallado de carácter regional en el límite entre los Estados de Oaxaca y Guerrero, proponiendo una de las primeras correlaciones de las secuencias sedimentarias del Jurásico.

Las investigaciones geológicas acerca del complejo metamórfico denominado Acatlán, el cual es el basamento sobre el que se depositaron las secuencias sedimentarias fueron realizadas desde su origen por Ortega Gutiérrez (1978a), aunque el primer acercamiento de este autor a la región consistió en hacer una investigación geológica a detalle de las unidades que comprenden al periodo Jurásico en la región de la Mixteca Alta (1978b).

Con el auge de la tectónica de placas, diversos investigadores incursionaron en la zona bajo el concepto de terrenos estratotectónicos y los diversos enfoques a partir de la nueva tectónica denominando a esta región como Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983), (Ramírez-Espinosa, 1984).

Otras investigaciones realizadas en el área trataron acerca de paleomagnetismo, muchos autores (Caballero-Miranda *et al.*, 1990; Fang *et al.*, 1989; González-Torres, 1989; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1990) realizaron trabajos infiriendo las implicaciones tectónicas que tenían los bloques de los que provenían los lechos rojos.

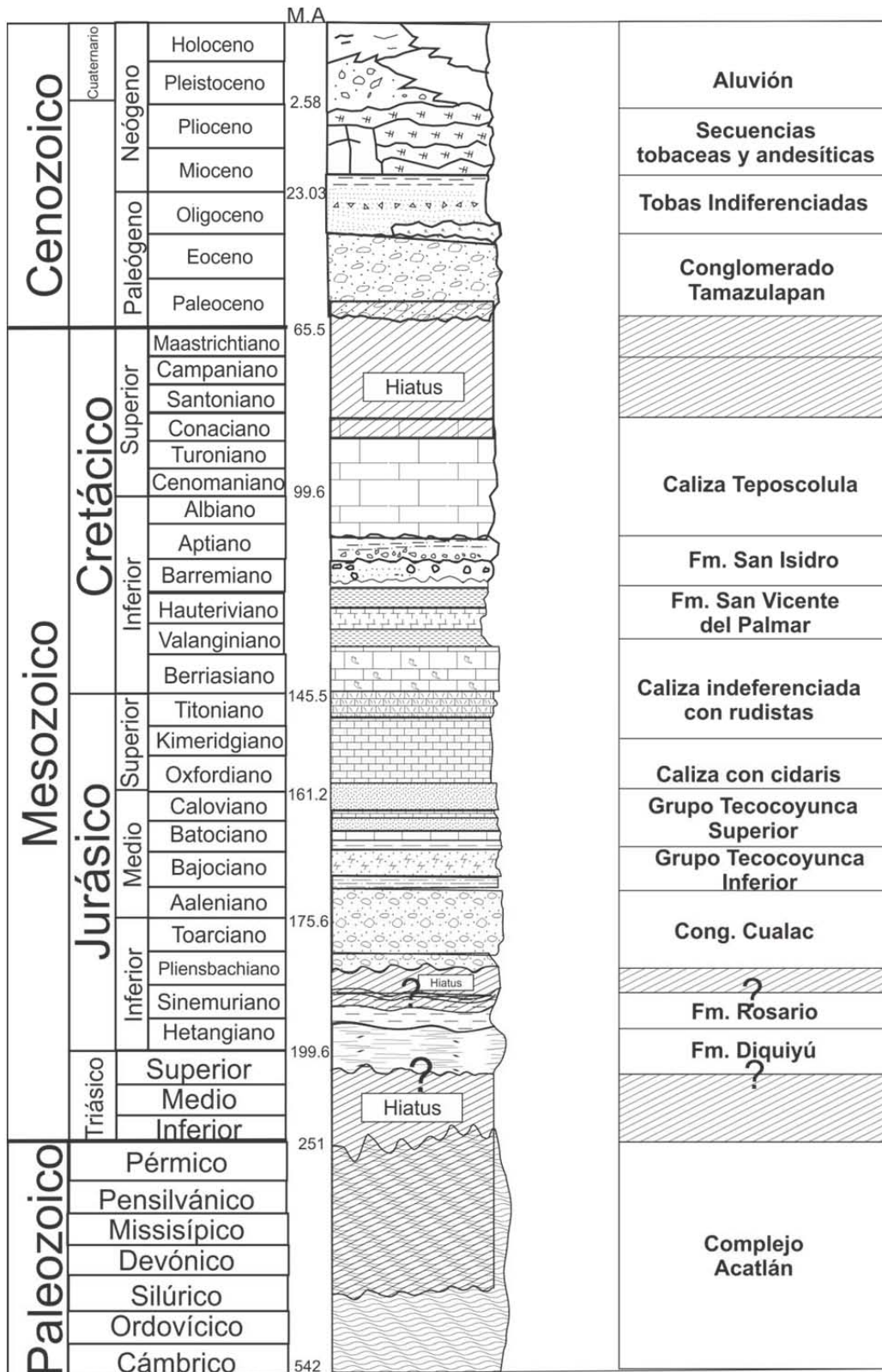
Un trabajo que fue fundamental en el desarrollo de la presente investigación fue el propuesto por (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) el artículo propone la integración de diferentes aspectos geológicos retomados de los estudios paleomagnéticos antes citados, así como el análisis de información geológica regional y local generada por diferentes autores, las reconstrucciones paleogeográficas expuestas en este artículo sirvieron como marco de referencia para la reconstrucción de la cuenca.

1.5 Revisión de la estratigrafía

La secuencia estratigráfica en el Terreno Mixteca comprende un registro de los más completos en el Sur de México. La columna estratigráfica alcanza desde el Cámbrico hasta el Cenozoico y comprende un rango de litologías muy diversas, que van desde rocas sedimentarias de origen continental y marino, y rocas ígneas de origen intrusivo, hasta rocas metamórficas.

Esta investigación se centra en las unidades sedimentarias de origen continental que comprenden el periodo Jurásico. Para el periodo Paleozoico y el Cenozoico solo se realizó una revisión bibliográfica. En la Fig.1.4 se muestra la columna estratigráfica generalizada de la zona del área (Tezoatlán de Segura Luna), dicha columna se creó a partir de la información recabada del Servicio Geológico Mexicano con las edades reportadas para cada unidad e información conseguida de los artículos en donde se reportaban dichas edades, las cuales forman parte del Léxico Estratigráfico de la base de datos publicada en la página web del Servicio Geológico Mexicano (Servicio-Geológico-Mexicano, 2012). Es necesario mencionar que las unidades que fueron analizadas a detalle fueron aquellos depósitos continentales que se formaron durante el Jurásico Inferior al Medio; éstas son la Fm. Rosario, el Conglomerado Cualac y el Grupo Tecocoyunca Inferior (Erben, 1956b).

Las unidades serán descritas a continuación de la más antigua a la más reciente, ahondando como ya se mencionó en las unidades sedimentarias de origen continental del Jurásico.



Geocronología basada en la tabla de la Comisión Internacional de Estratigrafía (2009)

Fig.1.4 Columna estratigráfica generalizada de la zona de Tezoatlán de Segura y Luna, Oax. Modificada de González-Torres (1989).

Complejo Acatlán.

El Complejo Acatlán fue denominado por Ortega-Gutiérrez (1978a). Esta unidad consiste de un grupo de rocas metamórficas que afloran en la Mixteca en los estados de Puebla y el noroeste de Oaxaca. La compleja litología que se observa en esta unidad presenta características distintivas que el mismo autor resalta como la intensa alteración metamórfica regional y una deformación extrema, que se manifiesta mediante una foliación compuesta y penetrante... En el área tipo, el complejo Acatlán incluye unidades parametamórficas tales como pizarra, filita, esquisto, gneis, así como migmatita; en tanto que las unidades ortometamórficas, están formadas por rocas verdes ofiolíticas, metagranitos además de milonitas. Igualmente el grado de metamorfismo es muy variable; en términos generales es de bajo grado en la región poniente de Acatlán y aumenta paulatinamente hacia el suroriente, hasta llegar a la parte alta de la facies de anfibolita y los niveles de migmatización anatexítica en los alrededores de Magdalena” (Ortega-Gutiérrez, 1978a).

Relaciones estratigráficas:

Aunque en el área de estudio el Complejo Acatlán no se encuentra expuesto se han reportado afloramientos rodeando la zona mapeada. En el poblado de Santo Domingo Tonalá, a 14 km al noroeste de las secciones levantadas, se encuentra un pequeño afloramiento. González-Torres (1989) reporta algunos afloramientos cerca de la presa de Yocosuta a 15 km al Noreste de la presente zona de estudio.

La base estratigráfica del Complejo Acatlán hasta ahora no ha sido encontrada. Las relaciones estratigráficas hacia la cima de este cuerpo metamórfico, con la unidad denominada informalmente como Diquiyú que aflora en el área no se ha observado. En lo que respecta a las demás zonas de la Mixteca las relaciones en la zona de Tehuacán, Puebla, en el poblado de Los Reyes Metzontla, el Complejo Acatlán en discordancia a la Formación Matzizi de edad Pensilvánica (Ortega-Gutiérrez, 1981). En la zona de Olinalá se encuentra cubierto discordantemente por la formación Los Arcos (Corona-Esquivel, 1981).

Unidad Diquiyú

La unidad Diquiyú ha sido considerada como un cuerpo volcánico de composiciones diferentes que van de andesita a riolita, constituido principalmente por derrames andesíticos-basálticos. (González-Torres, 1989). Morán-Zenteno (1993) retoma la descripción original a partir del trabajo de Ochoterena (1981) como un flujo andesítico basáltico con una textura porfirídica con fenocristales de plagioclasa, y piroxenos alterados con vesículas rellenas de cuarzo y calcita. En cuanto a la edad asignada a la unidad Diquiyú, Erben (1956b) fue el primero en inferir una edad Pre-Toarciana. El mayor espesor (62 m) lo reporta Cortés-Obregón(1957) en un pozo con fines de exploración de mantos de carbón.

En cuanto a la correlación con otras secuencias volcánicas en el Terreno Mixteca es bastante limitada, ya que esta formación aflora solo en el área de Tezoatlán-Diquiyú (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Morán-Zenteno (1993) menciona que podría haber una correlación con las Ignimbrita Las

lluvias (Corona-Esquivel, 1981); sin embargo, la falta de estudios isotópicos no ha permitido con exactitud correlacionarlas (García-Díaz, 2004).

Relaciones estratigráficas

La Unidad Diquiyú se encuentra subyaciendo a la formación Rosario mediante una discordancia erosiva (Fig.1.4). El contacto inferior no aflora en la región. (Morán-Zenteno *et al.*, 1993).

Se ha reportado que la unidad volcánica Diquiyú se intercala con la formación Rosario. Lo cual podría sugerir que durante el depósito de la formación Rosario se desarrolló la actividad volcánica (González-Torres, 1989).

Formación Rosario

La Formación Rosario (Erben, 1956b) es una unidad importante para el presente trabajo, ya que a pesar de existir varios trabajos sobre esta unidad sedimentaria, existen aún controversias en cuanto a la edad y a la relación estratigráfica que guarda con el grupo Tecocoyunca (Caballero-Miranda *et al.*, 1990; Erben, 1956b; Lopez-Ticha, 1985; Morán-Zenteno *et al.*, 1993).

Esta unidad al igual que la mayoría de las formaciones jurásicas del área, fue propuesta por Erben (1956b); las ideas de este autor prevalecen actualmente en toda la región de la cuenca de Tlaxiaco. Dicho autor, le asignó una edad Toarciano-Aaleniano basada en la posición estratigráfica que ocupa, este autor agrupa al Conglomerado Cualac y la formación Rosario en el Grupo Consuelo. Burckhardt (1927) anteriormente le había conferido una edad con un rango más amplio ubicando su depósito en el Jurásico Medio basado en la paleobotánica encontrada en dos diferentes zonas, que el autor nombró como “capas inferiores con plantas” y “capas superiores con plantas”. Silva-Pineda y Buitrón (1999) investigando las mismas secciones propuestas por Burckhardt mencionan que la parte inferior de esta unidad corresponde al Jurásico Temprano (Toarciano) y la parte superior al Jurásico Medio y correlaciona su flora con la de Yorkshire de Inglaterra perteneciente al Bajociano.

La litología reportada para la sección estudiada cerca del poblado de Rosario Nuevo, hacia su base, está constituida por un conglomerado polimíctico formado por clastos de naturaleza volcánica y en forma subordinada de cuarcitas. Los primeros son de color verde oscuro y café-morado, los clastos son de textura afanítica y composición intermedia (andesíticas), los diámetros en general no son mayores a los 10 cm y su grado de redondez varía de subagulosos a subredondados; los clastos de cuarcita son esporádicos y corresponden a cuarzo lechoso (González-Torres, 1989). Erben (1956b) describe la misma unidad definiéndola como aglomerados de una matriz tipo volcánico.

La unidad presenta también intercalaciones de lutita y limolitas, que contienen además clastos de gran tamaño que a veces llegan hasta los 15 cm. Así mismo afloran capas de lutitas que tienen una gran cantidad de restos vegetales fósiles, tanto los estratos de lutita como los de limolita en ocasiones presentan lentes de carbón. (González-Torres, 1989).

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas con las otras unidades en la zona son descritas de forma diversa, que depende de la interpretación de los autores, por ejemplo Ochoterena (1981), reportó que este cuerpo de roca se depositó contemporáneamente al Conglomerado Cualac siendo interpretada como un cambio de facies lateral. Por otro lado Rueda Gaxiola (2011) propuso un cambio de facies lateral con una unidad llamada Conglomerado Prieto el cual esta descrito como una unidad conglomerática con clastos volcánicos, este autor lo interpreta como un deposito simultáneo a la Formación Rosario. Ambas unidades las incluye en el Grupo Consuelo (Erben, 1956b). Morán-Zenteno (1993) define las relaciones estratigráficas como un paso transicional con el Conglomerado Cualac el cual sobreyace a la Formación Rosario.

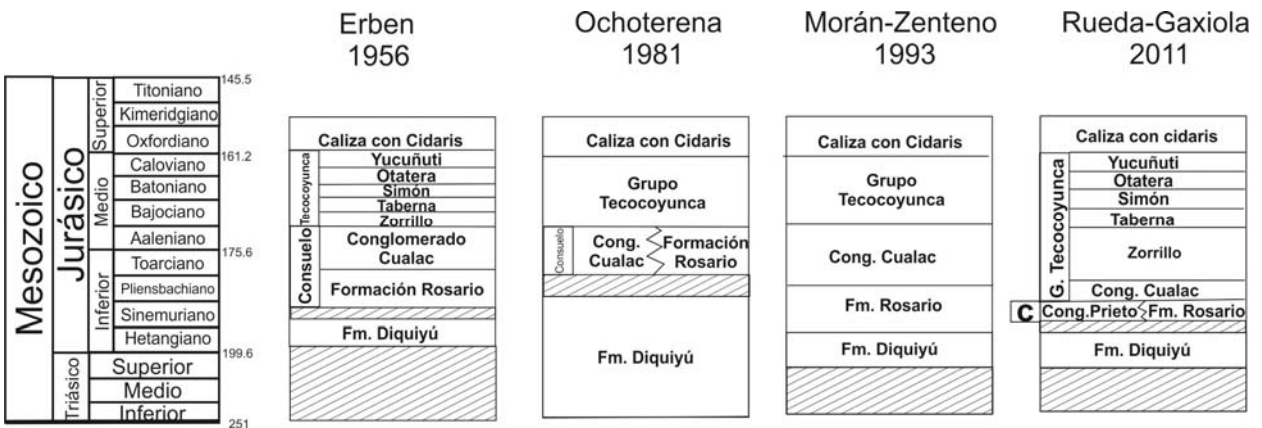


Fig. 1.5 Diferentes propuestas para la estratigrafía de las formaciones del Jurásico en el Sur de México. C= Grupo Consuelo

Conglomerado Cualac

Conglomerado Cualac es el nombre que se le ha asignado a un conglomerado formado generalmente por clastos de esquistos y de cuarzo metamórfico; esta unidad ha sido reconocida desde que los primeros investigadores llegaron a la zona. Birkinbine (1911) lo llamó “areniscas y conglomerados”, después Burkhardt (1927), lo denominó Banc de conglomerat, quiarzitique en bas. Esta unidad fue formalmente descrita por Guzmán (1950), bajo la denominación de Cuarcita de Cualac.

Después Erben (1956b) reconoció este cuerpo de roca describiéndolo como un conglomerado de matriz en general cuarcítica, duro, gris a veces amarillento, que muestra una estratificación mediana hasta casi gruesa Este conglomerado está compuesto casi exclusivamente de guijarros de cuarzo lechoso blanco, y que muestran diámetros entre 0.5 y 5 cm. De una manera subordinada también se presentan guijarros de micaesquisto y gneises, aunque con menor frecuencia, se intercalan pocos estratos de limolitas y areniscas finas, pardas hasta amarillentas, de estratificación delgada. Su espesor varía de 30 m a 200 m.

Relaciones estratigráficas

Erben (1956b) observó un cambio transicional entre la Formación Rosario y el Conglomerado Cualac, razón por la que los asignó al mismo grupo denominado Consuelo, argumentando que el registro es incompleto y en la mayoría de las localidades solo se observa al Conglomerado Cualac, siendo sólo en el arroyo del Consuelo en donde se observa la secuencia completa.

Morán-Zenteno (1993) ha reportado que los contactos tanto cima como base, son transicionales. El contacto inferior es con la Formación Rosario y el superior con el Grupo Tecocoyunca. Corona (1981) reportó que “al oriente de Olinalá y en el flanco noroccidental del Sinclinal de La Carbonera, el Conglomerado Cualac descansa discordantemente sobre la Ignimbrita Las Lluvias y, a su vez, está cubierto concordantemente por capas clásticas del Grupo Tecocoyunca del Jurásico Medio”. Ochoterena (1981), sin embargo, observa una interdigitación de facies con la formación Rosario, indicando que estas unidades son contemporáneas.

Grupo Tecocoyunca Inferior

Este grupo fue anteriormente definido por Guzmán (1950) como “Capas Tecocoyunca” como una secuencia sedimentaria de origen continental que aflora en la región del Noreste de Cualac, Guerrero. Erben (1956b) lo caracterizó como un depósito de tipo continental clástico al cual lo conforman diferentes formaciones (Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti), es por esto que propone elevar a la categoría de Grupo.

A la unidad denominada como Zorrillo, Erben (1956b) la describe como una formación constituida por areniscas de grano fino a medio y limolitas, con estratificación cruzada y que contiene numerosos restos de plantas fósiles, lutitas carbonosas y mantos de carbón. Menciona también la presencia de concreciones calcáreas y hematíticas, con un aumento en el contenido de limolitas hacia la cima. Esta descripción fue hecha en los afloramientos ubicados al este de San Juan Diquiyú, y le asigno una edad correspondiente al Bajociano Inferior

A la unidad llamada Taberna este mismo autor la describe como lutitas y arcillas así como de lutitas calcáreas que intemperizan con colores grises-café claros y que contienen abundantes concreciones fosilíferas calcáreo-hematíticas de color rojo vino y también algunas concreciones calcáreo-limoníticas de color amarillento (diámetros de 5 a 25 cm aproximadamente). En algunos niveles estas concreciones están sustituidas por intercalaciones delgadas concrecionarias del mismo tipo. Además se encuentran lutitas del tipo descrito, pero que contienen concreciones esferoidales pequeñas (diámetros de 1.5-5 cm), oscuras, calcáreas y siempre perforadas por organismos fósiles taladrantes. Existen en esta formación además, rocas margosas con crucero y algunos bancos aislados intercalados de una caliza oscura bastante fina en la superficie, con la meteorización, se hace muy amarilla. Además algunas limolitas intercaladas, no típicas, en varios lugares dentro de la formación existen limolitas finas oscuras, grises negruzcas con cavernas de icnofósiles, el rasgo más típico está representado por la abundancia de concreciones calcáreo-hematíticas de color vino, que en ninguna de las formaciones restantes son tan abundantes. Esta localidad fue descrita en la zona de Tezoatlán, al noroeste de San Juan Diquiyú, Erben (1956b) le asignó una edad correspondiente al Bajociano Medio- Batoniano Inferior.

Por último Erben (1956b) describió a la unidad Simón como una formación que contiene areniscas amarillentas o café, de grano medio hasta grueso y de estratificación mediana hasta gruesa. Además, hay areniscas de grano fino, cuarcitas claras que contienen esferoides endurecidos grandes (diámetros de 20-25 cm), café claro, areniscas conglomeráticas y limolitas y lodolitas a veces de color vino. Existe en esta formación aproximadamente en la mitad de su espesor un conglomerado tipo “conglomerado Cualac”, es decir, un conglomerado de una matriz cuarcítica, dura, gris conteniendo guijarros de cuarzo lechoso. Este conglomerado, sin embargo contiene guijarros menos numerosos y de menor tamaño que los del Conglomerado Cualac genuino. A veces en el conglomerado correspondiente de la Formación Simón los guijarros de cuarzo se pierden completamente, de manera que en estos casos se trata de una cuarcita gris. En lugares, en los cuales estos rasgos no están desarrollados, es difícil distinguir la Formación Simón de la Zorrillo. Pero ya se ha mencionado que en general en la Simón el grano es más grueso e igualmente la estratificación.

Al analizar las litologías reportadas, se distinguen una gran semejanza entre estas unidades litológicas. Diferentes autores han mencionado las dificultades para reconocer estas unidades en el campo (Carrasco-Ramírez, 2003; González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993) argumentando que las “Formaciones indiferenciadas Zorrillo y Taberna tienen un parecido litológico que aunado a la relación transicional que las asocia, dificulta enormemente su reconocimiento objetivo en las localidades de área tipo. Se debe señalar que incluso en las localidades tipo es sumamente difícil “. Ochoterena (1981) menciona que la semejanza litológica entre estas tres unidades dificulta su reconocimiento en campo a personas poco familiarizadas con ellas, razón por la cual algunos geólogos opinan que se podría establecer otra clasificación.

Otros trabajos que se han realizado en donde se reconoce al grupo Tecocoyunca (Carrasco-Ramírez, 2003; Corona-Esquivel, 1981; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999) no se ha realizado la diferenciación de las unidades propuesta por Erben (1956b).

Relaciones estratigráficas

De acuerdo a lo reportado por algunos autores (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993) el Grupo Tecocoyunca Inferior sobreyace al Conglomerado Cualac a través de un contacto concordante y transicional, representando un cambio gradual de secuencias conglomeráticas a cuerpos clásticos de areniscas. El contacto superior es igualmente concordante y transicional el cual se encuentra determinado por la presencia de horizontes de coquinas de color negro y un incremento en el material calcáreo.

Grupo Tecocoyunca Superior

La subdivisión del grupo Tecocoyunca en dos miembros diferentes ha sido propuesta por diferentes autores. Birkinbine (1911) sugirió considerar al grupo Tecocoyunca como “lutitas carboníferas superiores” y “lutitas arenosas y calcáreas”. De la misma forma, Burckhardt (1927), separó al grupo en “parte superior con plantas” y “capas marinas del Jurásico Medio”; Guzmán (1950), las denominó “capas Tecocoyunca parte inferior y parte superior”, así mismo Cortés-

Obregón llamó al miembro terrígeno de esta unidad sedimentaria como “Formación carbonífera Superior”.

La propuesta original y que prevalece hasta ahora es la de Erben (1956b) . El cual nombró a estas unidades como formaciones Otatera y Yucuñuti. A la primera le asigna una edad correspondiente al Batoniano Superior y la describió como una formación que consiste en areniscas de grano fino a medio, estratificación delgada y muchas veces de estratificaciones diagonales y cruzadas. Además existen en esta formación areniscas de grano fino cuarcíticas, limolitas y lodolitas de color café claro a beige, lutitas oscuras con concreciones calcáreo-hematíticas de color rojo vino y calcáreo-limoníticas de color café amarillento, así como bancos ocasionales de calizas oscuras. Muy frecuentemente son además calizas oscuras y limolitas calcáreas ambas desarrolladas en forma de coquinas de *Ostrea sp*. Mostrando siempre las ostras, conchas bien negras.

La Formación Yucuñuti designada por este mismo autor (Erben, 1956b), le da una edad correspondiente al Calloviano, y la describe como “coquinas sueltas de *Ostrea* y de pelecípodos pequeños, especialmente de *Astarte sp* y coquinas sueltas de “*Cerithium*”. Los dos últimos tipos de coquinas a veces contienen algo de yeso (secundario) en plaquitas delgadas; otras veces contienen concreciones calcáreas (diámetros de 10-30 cm), que superficialmente a la intemperie adquieren un color café claro y que no contienen ningún óxido de hierro. Esta unidad aflora en la parte oeste del anticlinorio de Diquiyú alrededor de los poblados de Yucuquimi, Yutatío y Santa María Yucuñuti (González-Torres, 1989).

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad sobryace concordantemente a la unidad Tecocoyunca Inferior, el contacto es transicional y está marcado por un aumento de material calcáreo en la secuencia. El contacto superior también es transicional con la unidad denominada Caliza con *Cidaris* (Burckhardt, 1927; Erben, 1956b).

Para las formaciones calcáreas del Cretácico y volcánicas cenozoicas no se realizó una revisión bibliográfica ya que no era parte de la presente investigación, como las formaciones reportadas para el Jurásico.

2. Metodología

2.1 Fundamentos de la metodología en campo.

Los depósitos fluviales reflejan la interacción de diferentes procesos, en los que influyen desde la sinuosidad que forman los canales a través de las planicies de inundación, hasta los grandes efectos que tienen la subsidencia y el levantamiento tectónico; éstos, se manifiestan en la composición de las litofacies, en la secuencia sedimentaria, así como en la geometría que presentan dichos depósitos (Miall, 1985).

Los trabajos que se han realizado a partir del estudio de cuencas sedimentarias han contribuido a la reconstrucción de modelos paleogeográficos (Godínez-Urban *et al.*, 2011). A partir de las últimas décadas, estos estudios han abordado los depósitos clásticos desde un enfoque diferente. Se han desarrollado investigaciones minuciosas de laboratorio, en los que se cuenta con canales artificiales que permiten recrear las condiciones de sedimentación; logrando así una interpretación importante de las estructuras primarias de sedimentación (Williams y Rust, 1969). Además, los estudios realizados en ríos actuales han corroborado la relación que existe entre los ambientes tectónicos establecidos y cauces de los ríos (Cohen *et al.*, 1995; Fedo *et al.*, 2003). Aunado a esto, investigaciones importantes de procedencia por medio de estudios petrológicos en las rocas terrígenas, han demostrado una relación directa entre la sedimentación y la tectónica (Ingersoll *et al.*, 1984).

Los sedimentos continentales, de los cuales hasta hace algunas décadas solo se podía inferir su edad por posición estratigráfica y correlaciones, actualmente se consigue establecer la temporalidad utilizando técnicas geocronológicas nuevas. Las mediciones por medio del método U-Pb en minerales accesorios como el circón, han esclarecido edades máximas del depósito. Los estudios en circones detríticos han generado numerosas publicaciones que han corroborado el progresivo éxito en la determinación de proveniencias y sedimentación (Gehrels *et al.*, 2008; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Mack y Suttner, 1977; Rojas-Agramonte *et al.*, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011).

Con base en los fundamentos de la sedimentología de ambientes fluviales, por medio de la interpretación de los elementos arquitecturales de los depósitos sedimentarios propuestos por Miall (1985). Así como del análisis modal de clastos y la petrología sedimentaria para la obtención de la procedencia (Ingersoll *et al.*, 1984).

Así mismo, la geocronología permitió constreñir las edades de depósito, con los circones detríticos colectados de una unidad de sedimentos finos lutíticos que se encontraba intercalada en la secuencia sedimentaria y con el fechamiento de los cuerpos ígneos en la base de la secuencia para determinar la edad de magmatismo.

Cabe mencionar que aunque no fue un objetivo primordial de esta tesis, el muestreo y el trabajo de campo se basó en el mapa realizado por González-Torres (2003), al cual se le hicieron

modificaciones en las unidades correspondientes a las unidades sedimentarias de origen continental pertenecientes al Jurásico.

2.2 Principales métodos de levantamiento de perfiles

Los métodos usados en campo para el estudio de este tipo de depósitos se basaron en el análisis de elementos arquitecturales propuestos por Miall (1996). Elemento arquitectural es un litosoma caracterizado por su geometría, las facies que lo componen y su escala, mismo que es el producto de depósito de un proceso particular o conjunto de procesos que ocurren dentro de un sistema depositacional. Las opciones para levantar este tipo de perfil, se basan en diferentes métodos que van desde medir los estratos y dibujarlos a detalle o bien usar la técnica del Fotomosaico. Para este estudio se seleccionó la segunda opción descrita ampliamente por Miall.

La técnica de Fotomosaico consiste en tomar las fotos de buena calidad directamente del afloramiento, en el mejor de los casos (poco probable) en una sola foto puede salir todo el afloramiento. La técnica consiste en retirarse lo suficiente para poder abarcar todo el afloramiento y que las fotos obtenidas tengan la misma escala, de esta manera, se armará un Fotomosaico que incluya todo el afloramiento.

El primer paso, será dibujar cuidadosamente encima del Fotomosaico las líneas que se aprecian en los planos de estratificación. A continuación se deben de corroborar las líneas trazadas directamente en el afloramiento, ya que algunos planos de estratificación se pueden confundir con simples esquinas del afloramiento cuando se observan en solo 2 dimensiones.

Las líneas que se trazan sobre los planos de estratificación durante esta primera fase pueden quedar abiertas en los extremos, esto es debido a que los estratos en este tipo de depósitos, son fácilmente erosionados y la meteorización suele afectarlos de manera diferencial, haciendo que los límites, por ejemplo entre la base del depósito de canal y algunas areniscas, se pudieran amalgamar a dicho límite. De cualquier forma, cuando estos límites no se encuentran claros la interpretación se debe de apoyar en la separación de las litofacies para poder así establecer los límites entre estas superficies.

2.3 Clasificación de litofacies

La clasificación de las rocas sedimentarias en las litofacies se basa principalmente en los siguientes atributos primarios:

- a) Estratificación
- b) Tamaño de grano
- c) Textura
- d) Estructuras sedimentarias
- e) Las estructuras de origen biológico también son importantes como atributos adicionales

La propuesta de Miall (1996) para la clasificación de las litofacies en los depósitos fluviales estándar se encuentra en la Tabla 2.1, la cual comienza con una letra mayúscula que indica el

Código	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Grava masiva, matriz soportada	Gradación Incipiente	Flujo de detritos plástico
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa o normal	Flujo de detritos pseudoplástico (baja energía)
Gci	Grava clasto soportada	Gradación Inversa	Flujo de detritos rico en clastos (alta energía) o bien un flujo de detritos pseudoplástico (baja energía)
Gcm	Grava clasto soportada masiva	---	Flujo de detritos por caída de gravedad o un flujo turbulento
Gh	Grava clasto soportado psudoestratificada (crudamente estratificado)	Estratificación horizontal, Con imbricación	Estratos longitudinales Depósitos de falla.
Gt	Grava estratificada	Estratificación cruzada de tipo curvada	Rellenos de canal menores
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada de tipo planar	Estratos transversales, agradación deltaica de los remanentes de una barra antigua.
St	Areniscas, finas a muy gruesas hasta guijarros.	Estratificación cruzada agrupadas o individuales en canales.	Dunas sinuosas o bien linguales
Sp	Areniscas, finas a muy gruesas hasta guijarros.	Solas o agrupadas en estratificación cruzada de tipo planar	Dunas sinuosas o bien linguales
Sr	Areniscas de finas a gruesas (moderado)	Ripples y laminación cruzada	Ripples en un régimen de baja energía
Sh	Areniscas, finas a muy gruesas	Laminación horizontal incipiente o también llamada "lineación por corriente"	Flujo de estratificación planar (flujo crítico)
Sl	Areniscas muy finas a gruesas hasta guijarros	Estratificación cruzada de bajo ángulo, hasta 15°	Rellenos de canal, jorobas o dunas deslavadas, antidunas
Ss	Areniscas muy finas a gruesas hasta guijarros	Escoleras someras o muy amplias.	Rellenos de canal
Sm	Areniscas de finas a gruesas	Masiva o bien con una laminación apenas perceptible	Depósitos sedimentarios de flujos de gravedad
Fl	Areniscas, lutitas y limolitas	Laminación muy fina	Canales abandonados o depósitos de planicies de inundación
Fsm	Lodo, limo	Masivo	Canales abandonados, planicies de inundación antes del pantano.
Fm	Lodo, limo	Masivo con grietas de desecación.	En bancos arenosos en el lecho mayor de un río, canales abandonados o bien en depósitos tipo "drape" o de cortinas, (ondulantes).
Fr	Lodo, limo	Masivos, raíces bioturbación	Paleosuelos
C	Carbón, modo calcáreo	Plantas, películas de lodo	Depósitos con vegetación de pantanos
P	Paleosuelos carbonosos (calcita y siderita)	Características pedogénicas: nódulos y filamentos	Suelos con precipitación química.

Tabla 2.1. Clasificación de litofacies (Miall, 1996)

tamaño de grano predominante (G=grava, S=arena y F= sedimentos de grano fino arenisca, lodos y limos) y se acompaña con letras minúsculas que sirven con fines mnemotécnicos, y significan las estructuras de las litofacies o bien para definir su textura (ejemplo: p= estratificación cruzada de tipo planar o bien ms= matriz soportada).

2.4 Clasificación de límites de superficie.

Las primeras clasificaciones de superficies limítrofes se desarrollaron en depósitos arenosos. Sin embargo, Soegard (1989) demostró que dichos límites también se podían aplicar a depósitos conglomeráticos. Aunque Smith (1990) ha señalado que debido a la monotonía textural y estructural que se observa en los conglomerados se hace más difícil el reconocimiento de sus límites de superficie en este tipo de depósitos.

Las observaciones en estos límites es uno de los pasos más importantes en la clasificación de las litofacies, ya que de ellos depende la interpretación de la historia evolutiva de toda la secuencia sedimentaria (Miall, 1996).

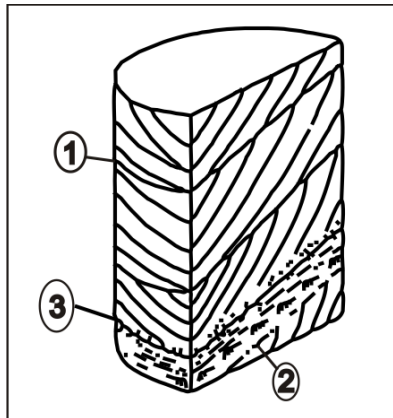


Fig. 2.1 Límites de superficie. Número de ordenes en círculos (Miall, 1996).

1er orden.- Son los límites de superficie dentro de los depósitos de microformas y mesoformas y son básicamente estratificaciones cruzadas. La erosión es muy poca o nula en estos tipos de límites, y representan una sedimentación continua de series de estratos del mismo tipo. Algunas modificaciones sutiles en dicha sedimentación pueden reactivar dichas superficies creando una menor erosión, o bien el cambio de orientación de la sedimentación.

2do orden.- Este tipo de límite es un cambio simple de sedimentación. Este indica cambios en la dirección de flujo, o bien un cambio de condiciones en el mismo flujo, pero no una ruptura en el tiempo en la sedimentación.

3er orden. Este tipo de límites se observa en las macroformas que se forman cuando existen acreciones laterales o bien acreciones de flujo causadas por las corrientes río abajo. Las superficies de este orden presentan un tipo de erosión de corte a través de las superficies de las macroformas y truncan la estratificación cruzada con un ángulo muy bajo (normalmente $<15^\circ$) Se encuentran

normalmente cubiertas de lutitas y continúan con una brecha intracástica. Las asociaciones de facies arriba expuestas no presentan una variación entre sí.

Los límites del 3er orden, también se desarrollan en la cima de barras menores o bien secuencias de lechos de río, y están cubiertas por lutitas o limolitas indicando la fase de terminación. Los estratos que suceden a esta secuencia, normalmente son brechas de intraclastos.

4to orden.-Estas superficies representan la parte superior de las superficies de las macroformas, la característica típica de este límite es una superficie plana convexa. Subyaciendo a estas superficies, normalmente se encuentran límites de superficie de 1ro y 3er orden, las cuales se encuentran truncadas a bajo ángulo o pueden ser localmente paralelas a las superficies limítrofes, indicando que son superficies acresionales ya sea laterales o bien de corrientes río abajo. La acreción normalmente presenta en su interior límites superficies de tercer orden por debajo del elemento de la macroforma.

Las superficies de 3ro y 4to órdenes son difíciles de diferenciar entre unas y otras; sin embargo la manera más fácil de reconocer estas superficies es que los ensambles de litofacies en las facies superior e inferior de las superficies son diferentes.

Un acercamiento más certero para la definición de los órdenes en rocas conglomeráticas fue dado por Smith (1990) y nos dice que los límites en las superficies de 5° orden se desarrollan ángulos de alto grado en los contactos, los cuales separan a las macroformas que podrían por ejemplo separar a los rellenos de canal. Los de 4to orden separarían discretamente a las macroformas y los de tercer orden serían superficies de reactivación.

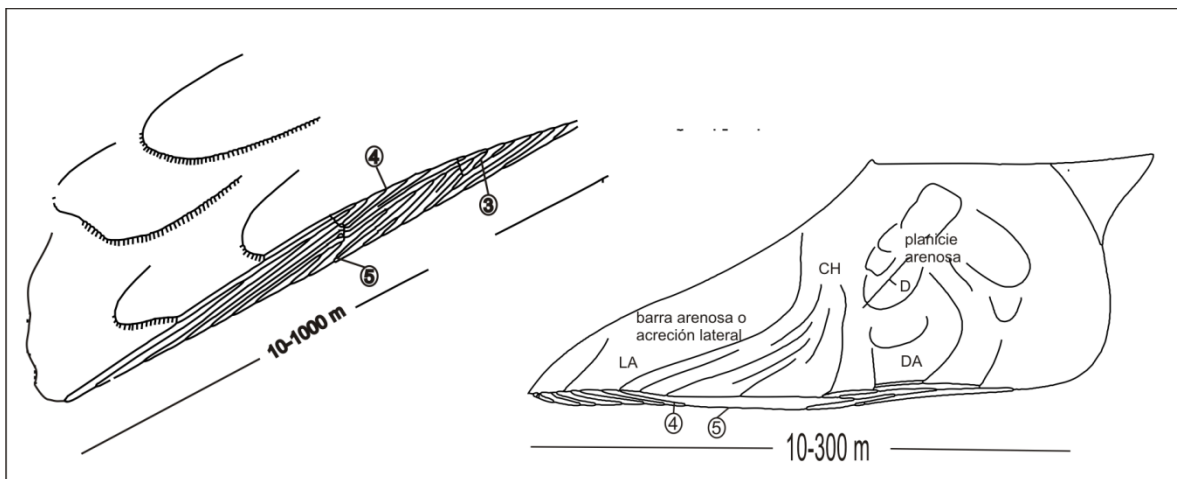


Fig. 2.2. Límites de superficie. Los órdenes se encuentran en círculos (Miall, 1996).

5to orden.- Son aquellos que limitan grandes estratos de areniscas, tales como anchos canales o bien rellenos de canal. Generalmente los contactos son de bajo ángulo y ligeramente cóncavos hacia arriba, pero por lo normal son característicos los rellenos y por intervalos basales de grava.

6to orden.-Estos definen a un grupo de canales o paleovalles. Las unidades mapeables corresponden a este tipo de límites. Las interdigitaciones de los estratos que presentan contactos

difusos corresponden a límites de órdenes más bajos y representan componentes del mismo canal y macroformas que son difíciles de rastrear.

7mo orden.-Este tipo de límites corresponden a grandes eventos que limitan las cuencas por acción del tectonismo y la eustasia, que son considerados eventos alogénicos.

8vo orden.-Son discordancias regionales que se desarrollan en respuesta a eventos geológicos globales.

2.5 Análisis de Paleocorrientes.

La información de paleocorrientes es un criterio fundamental para el análisis de elementos arquitecturales. Las direcciones de flujo que se colectan proveen datos para poder entender la tercera dimensión en la geometría de los depósitos. La orientación recabada a partir de la estratificación, la imbricación de clastos, así como de restos vegetales, son necesarios para poder entender la geometría interna de las barras, canales y demás elementos en las estructuras que formaron los ríos antiguos (Miall, 1985).

Las direcciones pueden ser tomadas de estructuras sedimentarias diversas en el campo. Algunas estructuras como clastos imbricados registran la dirección de movimiento (dirección azimutal), y otras como por ejemplo los restos fósiles alineados sólo brindan la tendencia de la corriente. Las estructuras sedimentarias más útiles son la estratificación cruzada y las marcas de carga, sin embargo, otras estructuras como restos fósiles pueden dar resultados confiables. (Oplustil *et al.*, 2005; Soegaard, 1989)

El mínimo de mediciones que se debe tomar depende de varios factores. Tucker (2003) recomienda al menos 20 mediciones por litofacies si la litología entre las unidades se mantiene homogénea, y si ésta varía se recomienda un mínimo de 50 mediciones. Por otro lado, Miall (1996) indica que para el análisis de facies fluviales, es necesario primero reconocer y clasificar las litofacies (ver secc. 3.3), identificar los cambios en las estructuras primarias y en las litologías; para que las mediciones de paleocorrientes sean útiles hay que priorizar la temporalidad sobre la media estadística. Es decir, el objetivo de medir la dirección en el cambio de flujo es conocer la evolución de los eventos que dieron origen a la secuencia sedimentaria, no es necesario sacar más de 6 mediciones si la dirección es contundente en cada unidad.

Las mediciones tomadas en este trabajo fueron corregidas mediante la rotación del estrato portador, para lo cual se siguió el método descrito por Tucker (2003); las estructuras que se tomaron fueron principalmente estratificaciones cruzadas, alineaciones en clastos y restos de helechos que mostraban una alineación preferencial.

2.6 Petrografía y análisis modal de areniscas.

Las areniscas son las rocas más usadas en los estudios de procedencia. La constitución de dichas rocas es ideal para poder determinar el contenido mineralógico, ya que los clastos desprendidos de la roca fuente conservan tanto los rasgos texturales como la composición original (Allen, 1979).

Para este trabajo se escogió el método de análisis modal de Gazzi (1966) y Dickinson (1985), con el fin de evitar incertidumbres durante el conteo de puntos con respecto al tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984). Se realizó un análisis de tipo cuantitativo y cualitativo. El análisis cualitativo consistió en una observación cuidadosa y detallada de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos, tanto monominerales como poliminerales.

El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena es el conteo de estos en el microscopio, utilizando una la platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y). En esta técnica se registra por cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula. El contador de puntos que se utilizó fue el Pelcon Point Counter con platina movable, en el Instituto de Geología U.N.A.M.

2.7 Geocronología.

Con el objetivo de obtener un mejor control estratigráfico y limitar la edad de sedimentación de la secuencia, dos rocas volcánicas intercaladas y una sedimentaria fueron seleccionadas para fechamiento isotópico. Un flujo de lava y un cuerpo ígneo intrusivo fueron fechados por medio del método U-Pb, con el fin de encontrar la edad de magmatismo. Además, una muestra de una lutita fosilífera fue analizada también con el fin de encontrar una edad de depósito por medio del método de U-Pb de circones detríticos.

Los trabajos de molienda y separación de minerales para los análisis geocronológicos fueron realizados en los talleres de molienda y separación de minerales de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM.

La separación de minerales siguió cuatro pasos.

- La separación por densidad en la mesa Wilfley,
- La separación electromagnética con la ayuda de un separador magnético tipo Frantz,
- La separación por densidad en líquidos pesados. Los circones tienen alta densidad ($\delta = 4.68$) y se hunden, separándose de otras fracciones más ligeras como son apatito, plagioclasa, feldespatos potásicos y cuarzo.
- Finalmente, la fracción de circón obtenida se lavó con agua destilada, alcohol y acetona, para proceder a la separación manual de los circones con pinzas de precisión usando un microscopio binocular.

Los circones escogidos fueron montados en una probeta de resina epóxica, rodeados con fragmentos de circones de edad conocida. Se tomaron fotos con luz reflejada y se determinó la morfología de los cristales. Adicionalmente, se tomaron imágenes de catodoluminencia con un microscopio ELM3R, acoplado sobre un microscopio binocular para observar la estructura interna de los cristales y seleccionar los puntos para realizar el fechamiento isotópico. Los análisis isotópicos se realizaron en el Centro de Geociencias UNAM con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo Series-Xii, equipado con una

celda de colisión/reacción (He, N₂, NH₃ y O₂). El espectrómetro de masas se encuentra acoplado a un sistema de ablación láser excímero a 193 nm modelo Resolution M-50, fabricado por la empresa Resonetics (EUA) en colaboración con Laurin Technic (Australia), el Centro de Geociencias (UNAM) y la Royal Holloway University of London (UK). Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ. Los datos se graficaron en el diagrama de concordia mediante el programa Isoplot, versión 3.06 (Ludwig, 2004). Las edades de cada muestra se calcularon del promedio ponderado de las relaciones isotópicas 206Pb/238U obtenidas de los análisis realizados. Los resultados obtenidos y los detalles de los experimentos se muestran en el Capítulo 3.

2.8 Medición de columnas.

Se realizó un levantamiento de 4 columnas, del área norte de la cuenca de Tlaxiaco (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) en las cuales se identificaron 5 afloramientos de extensión considerable.

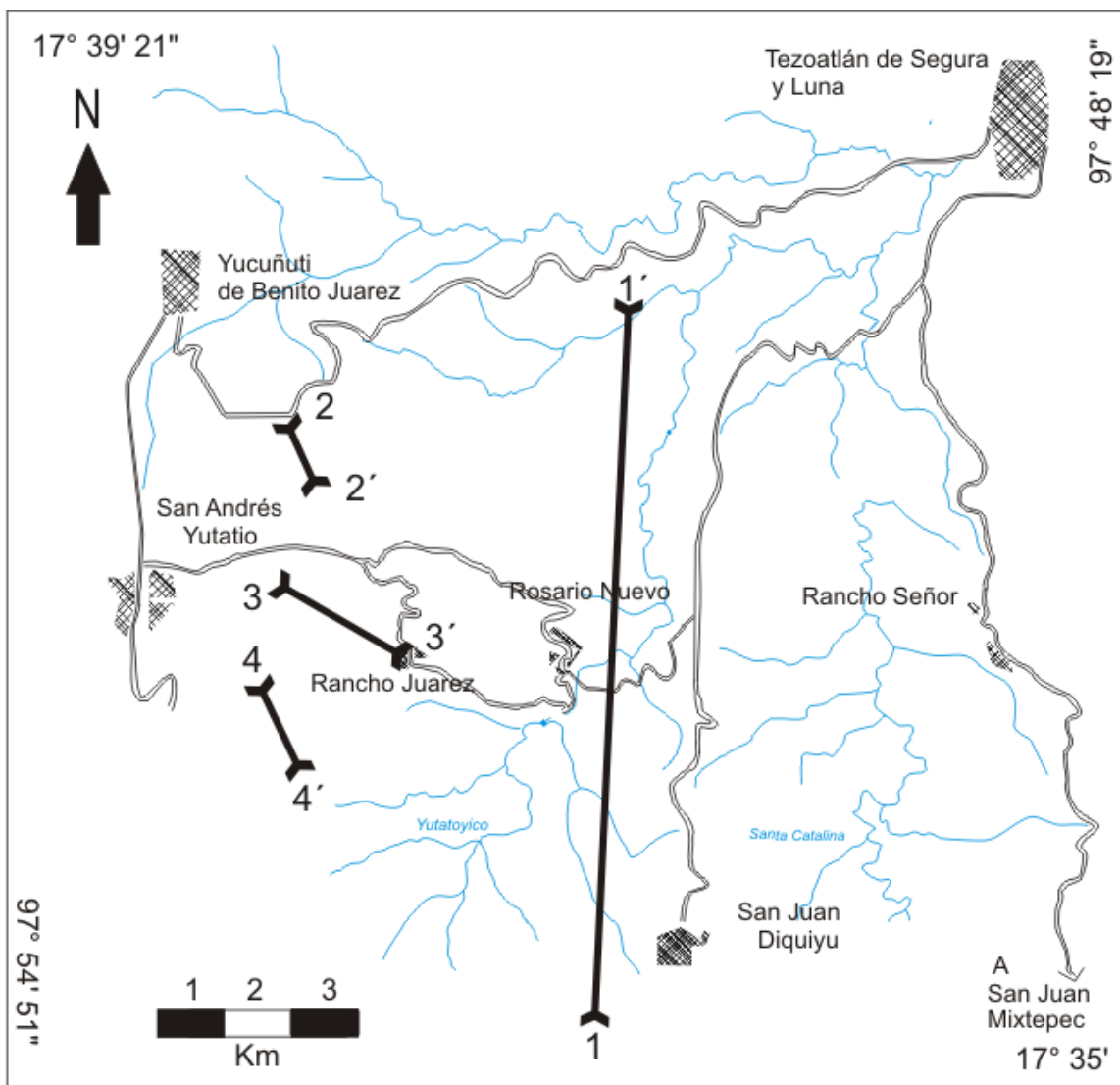


Fig. 2.3 Mapa de secciones e hidrología en la zona de estudio de Tezoatlán de Segura y Luna

Dicho levantamiento de columnas consistió en realizar el análisis de facies propuesto por Miall (1985, 1988, 1996) (pág. 27), además de realizar la recolección de muestras en las secciones ubicadas en el mapa (Fig. 2.3). El análisis adoptado para la presente investigación incluye el análisis de la granulometría, las estructuras sedimentarias primarias, la geometría de los depósitos sedimentarios, direcciones de paleocorrientes, así como la presencia de restos fósiles. El análisis de paleocorrientes se efectuó tomando en cuenta la estratificación cruzada, imbricación de clastos, y orientación de restos fósiles de vegetación (Oplustil *et al.*, 2005). Además se midieron los afloramientos entre los fotomosaicos tanto a lo largo de la sección, así como lateralmente para obtener la extensión de las litofacies.

Para el análisis petrográfico fueron seleccionadas muestras de mano como testigos, de las cuales se elaboraron secciones delgadas para observación en el microscopio y conteo de puntos para su clasificación modal (Dickinson, 1985; Gazzi, 1966).

3. Resultados

3.1 Sedimentología

En esta investigación se realizaron 4 secciones ubicadas en las sucesiones sedimentarias clásticas establecidas para el Jurásico Inferior y Medio, éstas abarcan a las Formaciones incluidas en el Grupo Tecocoyunca Inferior, la Formación Rosario, así como en el Conglomerado Cualac (Erben, 1956b).

En la figura 3.1 se presenta gráficamente la integración de los resultados sedimentológicos y geocronológicos. Con el objetivo de conocer el contexto temporal de la sedimentación se realizaron 2 fechamientos, el primero fue obtenido en la base de la secuencia que está constituida por rocas magmáticas. La fecha obtenida por medio del método de U-Pb en circones magmáticos tiene un rango de entre 184-197 M.a. El segundo fechamiento fue realizado en circones detríticos, dando como fecha máxima de depósito en el círculo más joven la edad de 166.67 ± 9 millones de años, ubicando temporalmente al depósito en el Jurásico Medio. Hacia la cima de la secuencia se encuentra la Formación Yucuñuti, que pasa transicionalmente a depósitos marinos someros que se profundizan para el Jurásico Superior, estas unidades litológicas han sido agrupadas en el Grupo Tecocoyunca Superior (Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999). La bioestratigrafía realizada en estas unidades permitió restringir la edad de la transgresión marina por medio de fósiles de amonitas, para dichos estudios se reportaron edades correspondientes al Calloviano (Carrasco-Ramírez, 2003).

Por medio del análisis de los elementos arquitecturales se identificó el ambiente de depósito (Miall, 1996), en dicho análisis se determinaron los cambios de facies y los elementos propios de un ambiente fluvial, identificando barras de arena, rellenos de canal, flujos de detritos, así como planicies de inundación. Otro de los elementos identificados fue el de facies fluviales de acreción lateral, que, debido a su abundancia y espesor de las unidades demuestran que el río que depositó estas unidades sedimentarias fue de gran tamaño, lo que permitió la acumulación de grandes cantidades de sedimento proveniente de terrenos de origen metamórfico que se erosionaron durante el Jurásico Medio.

Las diferentes facies encontradas fueron agrupadas en 3 eventos de sedimentación diferentes, el más antiguo fue tipificado como un flujo de escombros, a continuación se desarrolló un sistema fluvial de gran tamaño, el último evento refleja una migración que formó depósitos de acreción lateral de espesores considerables de hasta 170 m.

La exposición de resultados ha sido estructurada en 2 partes, la sedimentológica la cual describe las columnas medidas con detalle usando la técnica de fotomosaico, además de analizar las facies encontradas y la segunda parte que expone los fechamientos obtenidos por medio de la técnica de U-Pb.

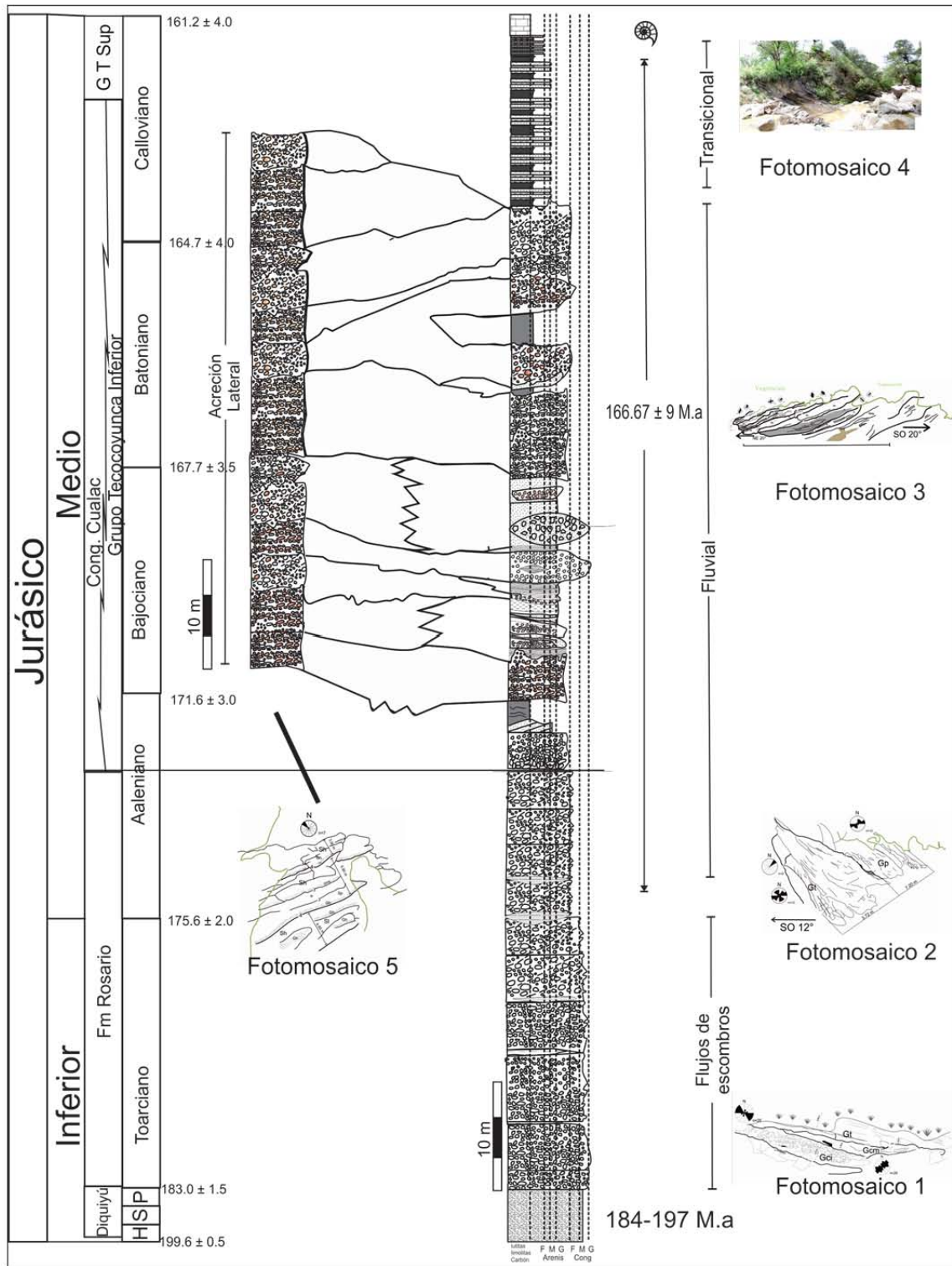


Fig. 3.1 Diagrama esquemático con columna medida, tipos de facies, edades obtenidas por medio del método U-Pb, ubicaciones en la columna medida de los fotomosaicos analizados.

Propuesta estratigráfica.

La estratigrafía que actualmente se cita hace referencia a diferentes formaciones que propusieron desde 1956, como ya se mencionó (Grupo Tecocoyunca Inferior. pág. 23), las diferencias y los

límites entre las unidades litoestratigráficas que conforman estas secuencias presentan muchas semejanzas litológicas que dificultan su reconocimiento en campo. Por medio del análisis sedimentológico de los elementos arquitecturales (como se verá a continuación) se logró establecer los límites de las secuencias para proponer una columna estratigráfica que incluye los fechamientos absolutos por medio de la técnica de U-Pb en circones, tanto magmáticos como detríticos.

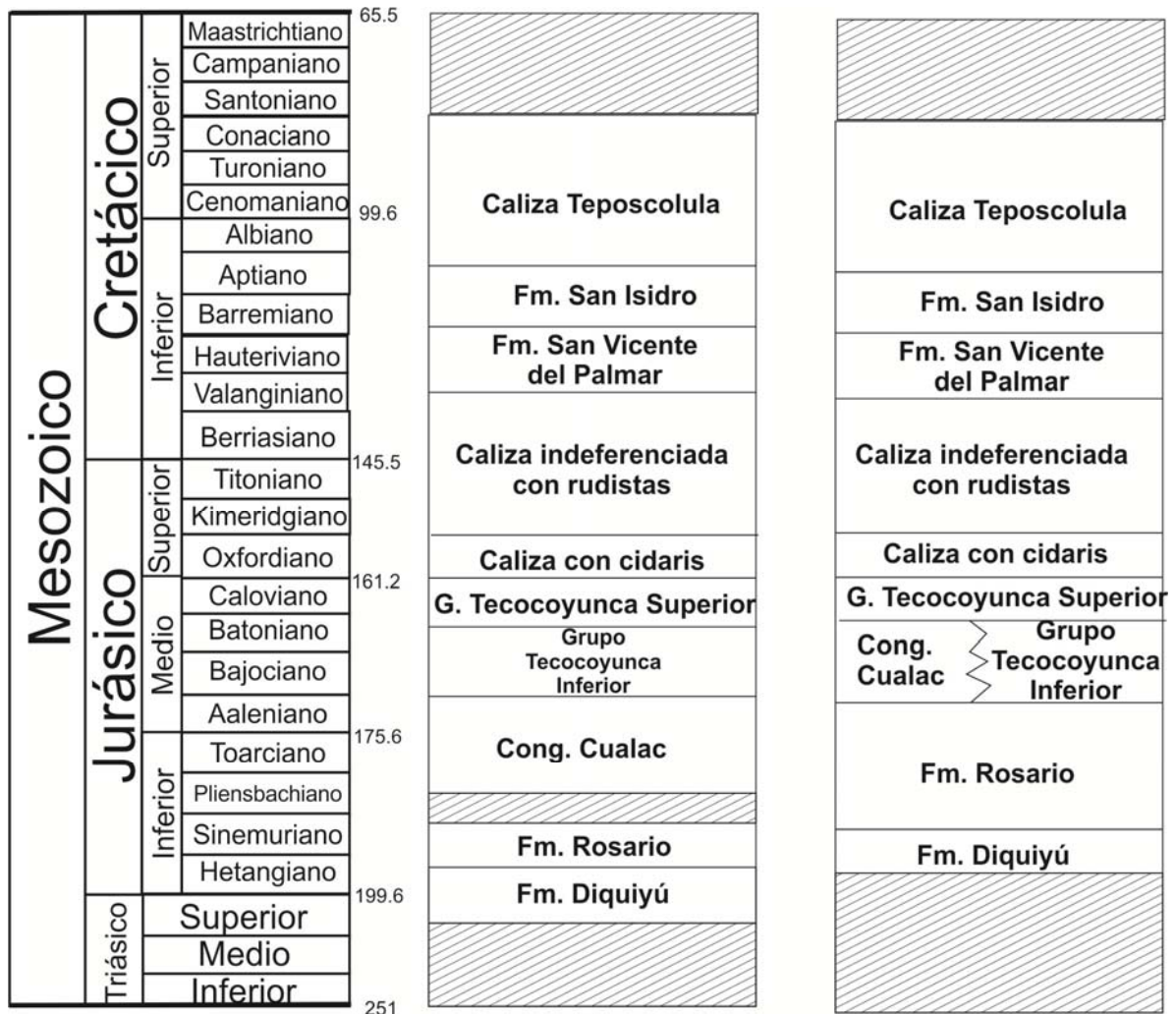
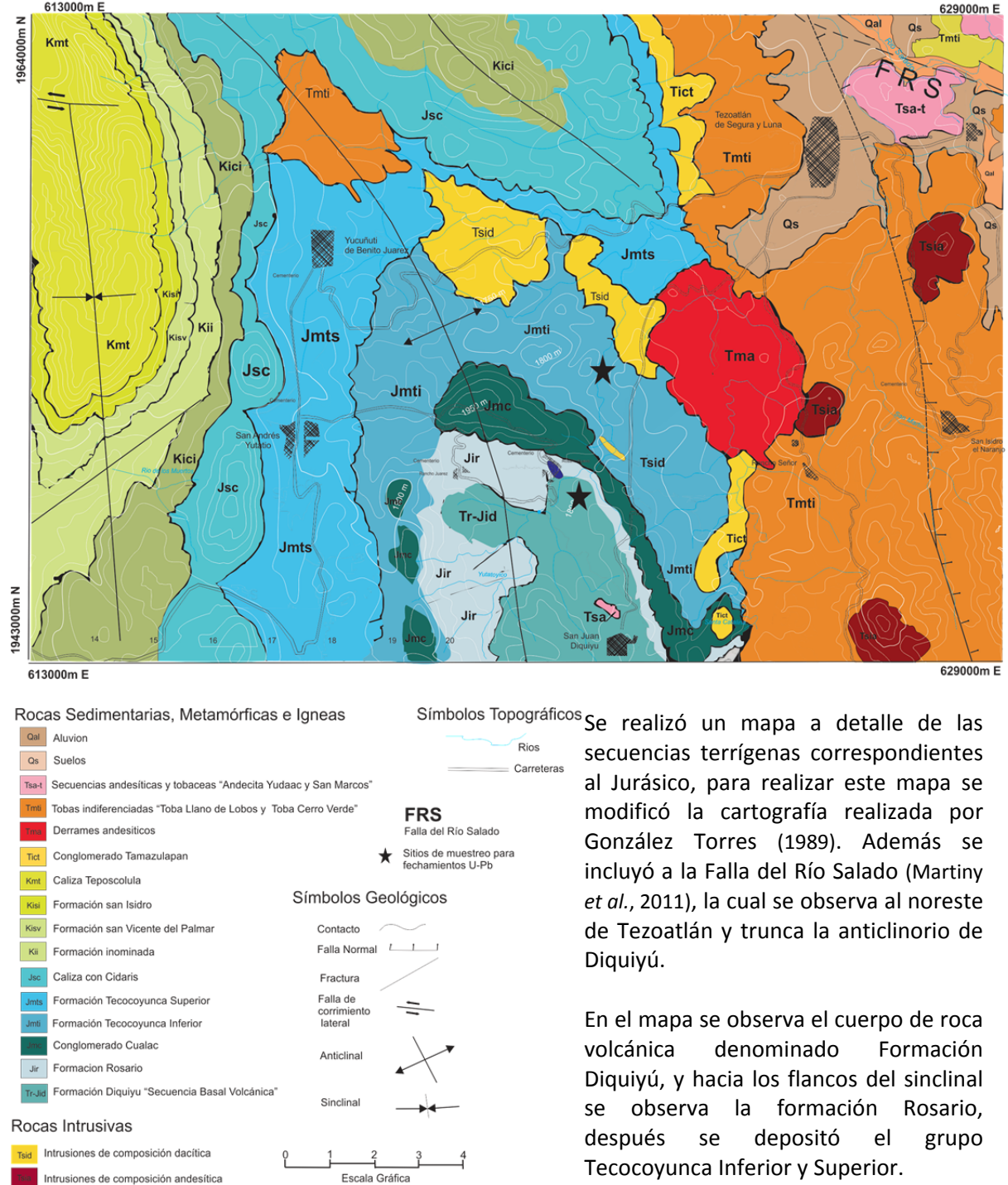


Fig. 3.2 Propuesta estratigráfica realizada con base en los análisis geocronológicos y sedimentológicos.

Para el cuerpo volcánico de la denominada Formación Diquiyú se obtuvo una fecha de 184-197 Ma (pág. 63), a continuación se registró un evento de sedimentación que erosionó estos depósitos volcánicos y que propició un cambio en la fuente de aporte, las descripciones de la Formación Rosario (pág.21) mencionan este tipo de composición de litarenitas con una marcada abundancia en líticos volcánicos (Fig. 3.27), así como conglomerados que estaban compuestos en su mayoría por clastos volcánicos (Fig. 3.4.), por último se desarrolló un sistema fluvial, en el cual se depositaron arenas cuarcíticas y conglomerados con un contenido lítico de cuarzo metamórfico y esquistos mostrando una fuente de aporte distinta a la de la Formación Rosario (Fig. 3.4.), estas unidades litológicas fueron agrupadas en el grupo denominado Tecocoyunca Inferior (Silva-Pineda

y Buitrón-Sánchez, 1999). De acuerdo a las características sedimentológicas que presenta el Conglomerado Cualac esta unidad se ha interpretado como un depósito contemporáneo al grupo Tecocoyunca, que se depositó como un cambio de facies lateral (Fig. 3.1).

Mapa Geológico



Se realizó un mapa a detalle de las secuencias terrígenas correspondientes al Jurásico, para realizar este mapa se modificó la cartografía realizada por González Torres (1989). Además se incluyó a la Falla del Río Salado (Martiny *et al.*, 2011), la cual se observa al noreste de Tezoatlán y trunca la anticlinorio de Diquiyú.

En el mapa se observa el cuerpo de roca volcánica denominada Formación Diquiyú, y hacia los flancos del sinclinal se observa la formación Rosario, después se depositó el grupo Tecocoyunca Inferior y Superior.

Fig. 3.3 Mapa geológico modificado de González Torres (1989)

Hacia el este se encuentran las secuencias volcánicas Terciarias las cuales fueron cartografiadas a detalle en el trabajo de Martiny *et. al* (2011). En el oeste se distribuyen los depósitos calcáreos del Cretácico.

3.2 Análisis arquitectural.

Fotomosaico 1

El primer afloramiento se encuentra en la Formación Rosario (Fig. 3.1), en una unidad que ha sido integrada informalmente con el nombre de Conglomerado Prieto (Jiménez-Rentería, 2004; Jiménez-Rentería y Rueda-Gaxiola, 2002; Rueda-Gaxiola y De Anda-García, 2011). Esta unidad litológica consiste en un conglomerado formado principalmente de líticos volcánicos de gran tamaño (hasta 30 cm tamaño guijarro); muestra una estratificación incipiente y una mala clasificación (Fig. 3.4). La extensión de esta unidad conglomerática es mínima y se ubica en una pequeña zona localizada al noroeste del poblado del Rosario Nuevo y no puede ser encontrada en otras áreas. De acuerdo al Código Estratigráfico de Norteamérica (2011) esta unidad no podría ser una formación *sensu stricto* debido a que la unidad solo se conoce en un área de extensión limitada, por lo cual se recomienda designarla como parte de otra formación.



Fig. 3.4 Detalle del conglomerado con clastos volcánicos de gran tamaño (Gci). Como se puede apreciar a la derecha es un conglomerado clasto soportado el cual presenta estratificación inversa. Con una pseudoestratificación clásica observada en los flujos de detritos. Obsérvese las terminaciones lobulares formadas debido al flujo pseudoplástico altamente rico en clastos

Identificación de litofacies.

Como se puede apreciar en la Fig. 3.5 se determinaron 3 facies, estas son la facies Gci hacia la base, Gh y Gt hacia la cima respectivamente.

La facies Gci se compone litológicamente de conglomerados clastos-soportados y presenta una gradación inversa. Este tipo de facies obedece a dos tipos de procesos, como un flujo de detritos

de alta intensidad rico en clastos, o bien, a un fenómeno de menor energía movido por corrientes turbulentas. El tipo de límites de superficie (Gci) es cóncavo-convexo; debido a la alta viscosidad tiende a formar estructuras lobulares. Un factor que es determinante para poder establecer la fuerza de la corriente que forma este tipo de depósitos es el tamaño de los clastos que transporta, la cual es directamente proporcional a la intensidad de flujo. Como se puede observar en la Fig. 3.4, las terminaciones de los depósitos son lobulares y los clastos que se observan son de gran tamaño sugiriendo un ambiente de alta energía en el que los clastos fueron arrastrados abruptamente sin permitir una buena clasificación.

En los flujos con alta concentración de sedimentos, el transporte de los granos es el resultado de la flotabilidad o de la tensión que se presenta en la matriz. El resultado de este proceso es la laminación cruda con imbricación de clastos. Este tipo de circulación es altamente erosiva y produce canales o fosas basales entre otras formas. Cuando los niveles de concentración de sedimentos son mayores al 40% se dice que es hiper-concentrado. En ellos, los clastos más gruesos se mueven hacia las regiones que presentan menor esfuerzo, es decir hacia el borde del flujo, produciendo una gradación de tipo inversa.

Otro tipo de litofacies que conforma éste ensamble es la denominada Gcm (ver sección 3.3). Ésta fue definida por (Cohen *et al.*, 1995) y se distingue por la presencia de clastos de gran tamaño (mayor de 30 cm), los cuales presentan una pseudoestratificación en las partes basales del depósito y posee una apariencia masiva hacia las partes superiores. Este tipo de depósito se observa frecuentemente en zonas con vulcanismo el cual afecta intensamente el relieve creando avalanchas en zonas aledañas a los cañones formados por los ríos presentes. El tipo de pseudoestratificación que se presenta en el fotomosaico sugiere un flujo de gravedad que arrastro clastos grandes con muy poca matriz (Miall, 1985).

La estrecha asociación de la litofacies con fuertes bases erosivas y la granulometría de los clastos sugieren un transporte de carga de arrastre bajo condiciones de alta descarga en canales. La localización en depresiones de conglomerados con fábrica abierta, desorganizados sugiere el entrampamiento de los clastos más gruesos por fluctuaciones en la velocidad del flujo durante o después del proceso de incisión del fondo del canal y segregación de finos por corrientes turbulentas.

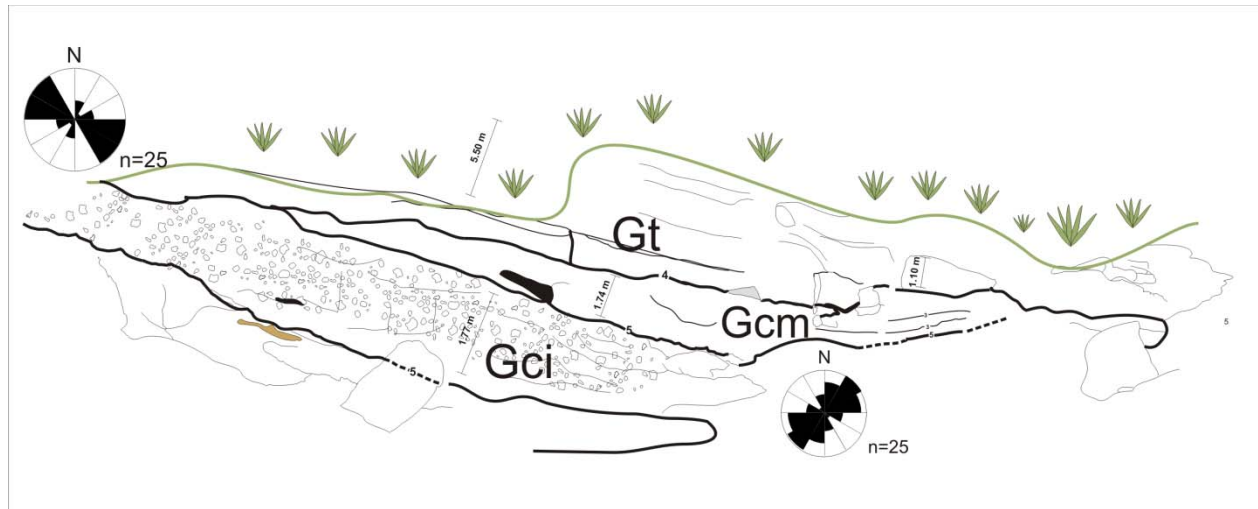


Fig. 3.5 Fotomosaico 1. En la parte superior se muestra el afloramiento delineado sobre las superficies entre los límites, los cuales equivalen a los órdenes que delimitan la misma clasificación de la facies. En la figura abajo se muestra el dibujo con la delimitación completa de las litofacies por medio de órdenes, así como las paleocorrientes con el número de mediciones que fueron tomadas para su determinación.

Por último, se determinó la litofacies Gt, que se distingue por el tipo de estratificación cruzada de tipo tabular, y presentan formas de rellenos tabulares acanalados de entre 0.2 a 3m de espesor y de entre 1 a 12 m de extensión lateral. La base erosional puede ser cubierta por un banco de clastos de mayor tamaño los cuales rellenan el canal. El ángulo de inclinación en este tipo de estratificación alcanza como máximo un ángulo de 30 grados, estos cuerpos de roca presentan límites de superficie de 4° a 5° orden, es decir separan meso o macroformas. Los cuerpos lenticulares son el resultado de la acreción de formas de lecho, dunas de bajo relieve y crestas sinuosas, desarrolladas en canales. Constituyen depósitos de fondo de canal en condiciones de flujo de alto régimen.

Fotomosaico 2

La unidad en la que se recolectaron los datos corresponde a la cima de la unidad denominada informalmente como el Conglomerado Prieto (Jiménez-Rentería y Rueda-Gaxiola, 2002; Rueda-Gaxiola y De Anda-García, 2011). Este fotomosaico presenta dos tipos de litofacies, las cuales consisten en cuerpos de roca conglomeráticos que se distinguen entre sí por el tipo de estratificación. La diferencia entre ambas estratificaciones indica la transición del tipo de depósito de un flujo de detritos a canales fluviales.

Identificación de litofacies

Las litofacies encontradas en este afloramiento fueron la Gt y la Gh. La litofacies Gt fue definida previamente en el fotomosaico número uno. Esta consiste en formas lenticulares como resultados de la acreción de formas de lecho, dunas de bajo relieve y crestas sinuosas que se desarrollaron en canales durante un régimen de flujos de alta energía.

La segunda litofacies fue caracterizada como Gp (ver sección, 3.3), como ya se mencionó ésta consiste en un conglomerado con estratificación cruzada de tipo planar, los estratos pueden alcanzar los 4 m de espesor pero generalmente son menores a 1 m. La variabilidad textural dentro de éste tipo de depósitos es considerable debido al cambio en las condiciones hidráulicas y en la sobreposición de los clastos de grava, dando como resultado una clasificación pobre.

La estratificación cruzada es planar y bien desarrollada en gravas, ésta ha sido interpretada por varios autores (Ashley, 1990; Bluck, 1979) como la migración de barras transversales en canales de baja sinuosidad (Fig. 3.6). Este tipo de barras requiere profundidades de agua mayor que el espesor de las capas frontales y un flujo persistente en el tiempo.



Fig. 3.6 Facies Gp, en la base mostrando rellenos acanalados con una superficie erosiva en contacto con rellenos de canal de grano grueso.

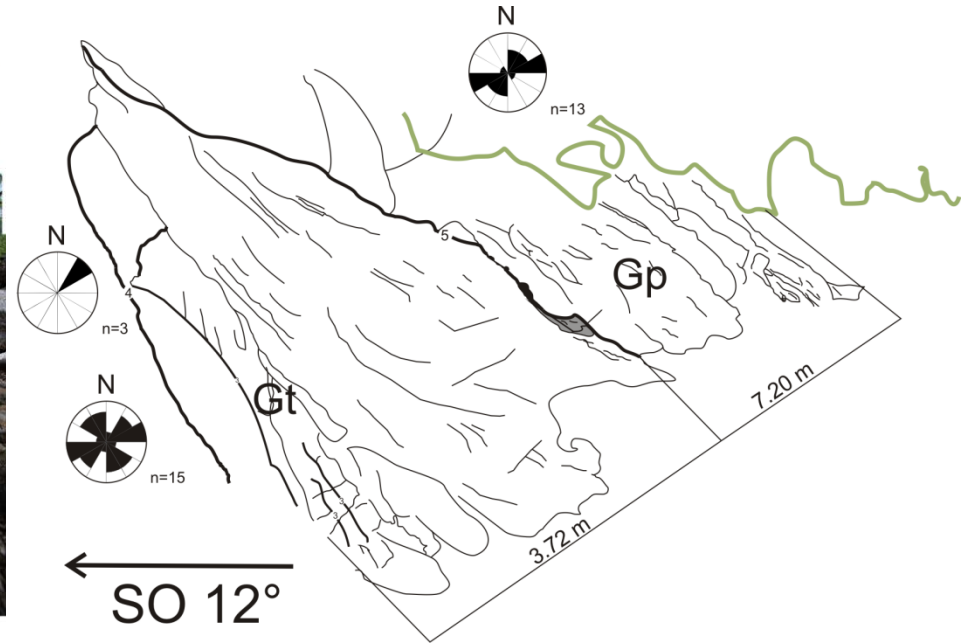


Fig. 3.7 Fotomosaico 2. Izquierda: Foto del fotomosaico. Derecha: Dibujo del fotomosaico, con espesores, órdenes de límites de superficie.

La estratificación entrecruzada por acreción frontal o lateral durante la migración de la barra, generalmente se debe a fenómenos de avalancha del material que procede del techo de la barra.

La interpretación de estos rellenos canal con este tipo de estratificación, indica condiciones de estabilidad que permitieron la estratificación, para después ser rellenados por sedimentos gruesos que procedían de una fuente cercana, presentando numerosas superficies erosivas que se originaban directamente por el choque de estos clastos en el lecho del canal, indicando un ambiente fluvial.

Fotomosaico 3

Estas facies corresponden al Grupo Tecocoyunca Inferior (Erben, 1956b), consiste en una sucesión terrígena compuesta en su mayoría de estratos planares no paralelos de diversas litologías que van desde sedimentos finos a conglomerados gruesos que varían en su contenido pero que principalmente están constituidos por clastos gruesos de tamaño variable con 3 tipos de fragmentos, que en orden de abundancia van de clastos de cuarzos metamórficos, esquistos y escasos líticos volcánicos.

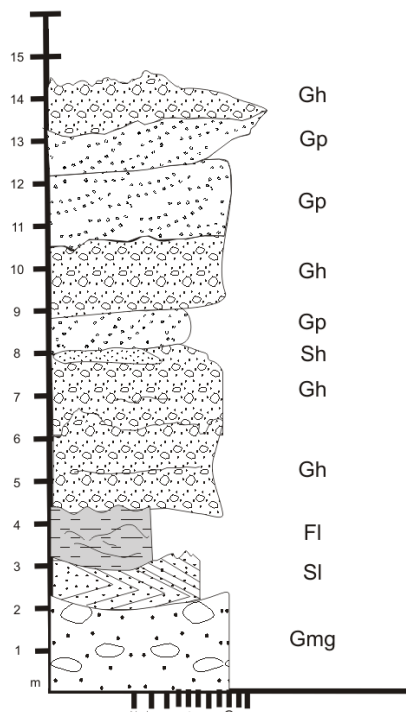


Fig. 3.8 Columna estratigráfica del fotomosaico 3.

El tercer afloramiento (fotomosaico 3) estudiado fue el más grande en cuanto a extensión, y el más diverso en cuanto a tipos de litologías. La información recabada fue fundamental para entender la evolución de la secuencia sedimentaria. Un gran número de fotografías fueron reunidas para formar este fotomosaico, y la recolección de datos consistió en medidas de paleocorrientes tanto en estructuras sedimentarias primarias, como el contenido litológico en las facies conglomeráticas.

Las litologías varían desde facies de sedimento fino con abundantes impresiones de helechos, hasta facies conglomeráticas con bases erosivas pasando por lentes de arena, denominados "lags". En algunas facies, como se verá más adelante, existen diferentes direcciones de paleocorrientes predominando un sentido NE/NO.

Identificación de litofacies

La columna estratigráfica levantada en este afloramiento muestra la variedad de litofacies que incluye desde litofacies de sedimento fino, hasta facies conglomeráticas con lentes de areniscas (Fig. 3.8). En la secuencia sedimentaria se puede observar que hacia el techo de la columna se acumulan las litofacies conglomeráticas y hacia la base se encuentran las de areniscas de grano medio y las facies de sedimento fino. Estas fueron SI y FI y Sp, (Fig. 3.8). La litofacies SI y Sh están compuestas por areniscas de grano medio y por lo general se encuentran asociadas entre sí formando lentes dentro de las facies conglomeráticas (*lags*), sin embargo también se encuentran estratificadas con un espesor de hasta 2 m.

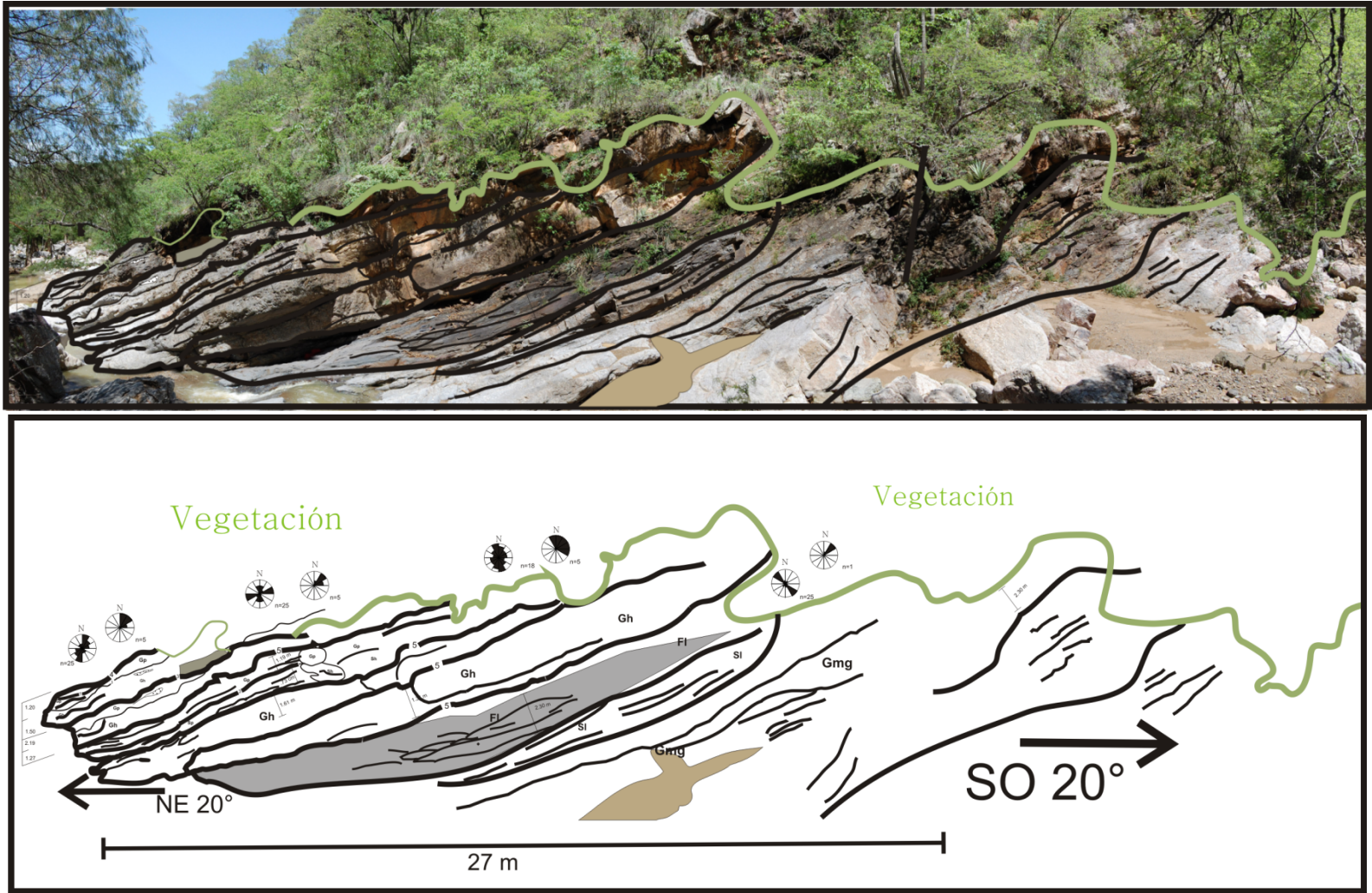


Fig. 3.9 Fotomosaico 3. Arriba: Foto integrada del fotomosaico. Abajo: Dibujo que incluye órdenes entre las litofacies, paleocorrientes y tipos de facies.



Fig. 3.10 Estratificación cruzada de bajo ángulo en la facies S1

La facies S1 se encuentra como estratos hasta de 2 m de espesor en contacto con las facies de sedimento fino. La superficie de contacto es de tercer orden y muestra ondulaciones cóncavas con las facies F1, presenta estratificación cruzada de ángulo bajo que normalmente es asintótica con respecto a los límites superiores e inferiores del set (Fig. 3.10). En dicha estratificación, el ángulo de mayor inclinación indica el sentido de la paleocorriente (Soegaard, 1989) además de indicar la migración de las barras de arena que se origina durante el proceso de migración de los ríos (Ashmore, 1991).

La litofacies Sh, son areniscas de grano mediano, moderadamente seleccionadas que integran cuerpos lenticulares con tendencia general grano decreciente y base erosiva, se observan intercaladas en forma de lentes, la estratificación es paralela, y poseen alineaciones en los planos de estratificación (Fig. 3.11). Estas se integran cuñas asociadas con las litofacies Gh o Gp. Existen dos modelos sedimentológicos para explicar esta litofacies. El más importante en cuanto a su interpretación es aquel que representa la sedimentación con condiciones de capa plana de régimen alto (Upper plane bed) (Carling, 1990). La capa plana de alto régimen (*upper plane bed*), es un concepto sedimentológico, el cual consiste en un alto flujo unidireccional con rangos de transporte que incluyen tanto a las partículas removidas durante los procesos de sedimentación en el lecho del río como a los sedimentos suspendidos. El desarrollo de esta sedimentación en arenas finas a medias con rangos de profundidad someros entre 25 a 50 cm (Ashmore, 1991; Caballero-Miranda *et al.*, 1990).



Fig. 3.11 Litofacies Sh, obsérvese la base erosiva, así como su tipo de estratificación interna: laminación paralela y clastos suspendidos en una matriz fina.

La asociación de Sh con litofacies conglomeráticas sugiere relleno de canales durante episodios de descarga durante un régimen de alta corriente por flujos de energía alta (DeCelles *et al.*, 1991; Oplustil *et al.*, 2005). Las unidades intercaladas entre las facies Gh y Gp, se interpretan como depósitos simples de techos de barras gravosas en corrientes trenzadas (Carling, 1990).

La facies de sedimento fino fue la Fl, la cual está tipificada como lutitas finamente laminadas; presenta espesores de hasta 2 metros. En la superficie del depósito se hallan restos de helechos, que algunos autores (Jiménez-Rentería y Rueda-Gaxiola,

2002; Maldonado, 1948; Wieland, 1914) han clasificado como *Ozamities oaxaquensis*, los cuales sirvieron para poder medir la paleocorriente (Fig. 3.31).

Este tipo de facies se deposita primariamente por sedimentos en suspensión, en donde la presencia de canales es necesaria, ya que la fuerza de cizalla y la turbulencia son tales que la carga

de sedimento se mantiene en suspensión. Los depósitos de lutitas y limolitas son por lo tanto depositados en canales abandonados o efímeros durante cargas de flujo mayores (Miall, 1988).



Fig. 3.12 Facies Gmg, obsérvese las terminaciones lobulares.

Las facies de grano grueso observadas en este fotomosaico son de tres tipos, Gmg, Gh y Gp. La Gmg se encuentra en la base de la secuencia, y la Gh y Gp se encuentran alternando en la cima.

La facies Gmg es un conglomerado matriz soportado, pobremente seleccionado, y los clastos se encuentran imbricados. Este depósito se origina a partir de flujos de detritos en un régimen de energía alta. Los flujos son lobulares y conforman cuerpos irregulares, aunque en algunas zonas se aprecian formas acanaladas. La asociación estrecha de la litofacies con fuertes bases erosivas y la imbricación de clastos sugieren un transporte de carga con tracción bajo condiciones de alta

descarga en canales. La localización en depresiones de conglomerados con fábrica abierta, desorganizados sugiere el entrapamiento de los clastos más gruesos por fluctuaciones en la velocidad del flujo durante o después del proceso de incisión del fondo del canal y segregación de finos por corrientes turbulentas.

La litofacies Gh son conglomerados clasto soportados, con una granulometría que va de finos a medios, con un espesor de hasta 1.6 m, compuesto principalmente de cuarzo metamórfico y esquistos de gneis moderadamente seleccionados, con un TCM entre 3 y 8 cm en el caso de estos últimos y de 3 cm con excepciones que alcanzan hasta 10 cm. La matriz está conformada por arenas gruesas y posee una extensión lateral de decenas de metros.



Fig. 3.13 Litofacies Gh. Presentando estratificación horizontal, en algunas zonas del conglomerado se observan clastos de gran tamaño, estos se encuentran imbricados.

La depositación de esta litofacies en forma de mantos de gravas estratificadas horizontalmente sugiere el transporte con arrastre de carga de lecho durante la fase principal de alta descarga de agua y sedimentos. La presencia de areniscas con laminación paralela intercaladas como lentes, en esta litofacies sugiere procesos de agradación simples y la migración de pequeñas formas de lecho en el techo de las barras durante periodos en el que el flujo sólo es capaz de movilizar menores tamaños de grano (Fig. 3.13).

La facies Gp se describió en el fotomosaico dos, como un proceso de migración de las barras definiendo una acreción lateral del canal.(Fig. 3.6)

Fotomosaico 4

En este fotomosaico, las litofacies observadas presentan granulometrías más finas, conformadas por sedimentos de areniscas finas con intercalaciones de lutitas carbonosas o bien capas de carbón, las litofacies conglomeráticas son menos comunes pero aún están presentes algunos rellenos de canal con sedimentos gruesos.

Identificación de litofacies.

Las litofacies que se encuentran hacia la base de la secuencia son conglomerados finos del tipo Gh y hacia el techo de la secuencia las litofacies tipo Sh, Sp, Fl, y Fr de sedimento fino; que en conjunto determinan a los depósitos de decantación pura o procesos de tracción-decantación en un ambiente de baja energía (Carling, 1990). En este mismo fotomosaico también se encontraron intercaladas litofacies de carbón (litofacies C).

Debido a la intercalación entre estos elementos en finas capas la delimitación por medio de la técnica expuesta en los fotomosaicos anteriores, no fue posible. La descripción de estas litofacies se realizó a detalle en cada uno de los estratos (Fig. 3.14).



Fig. 3.14. Fotomosaico 4. Trabajo realizado en el afloramiento. El fotomosaico presenta intercalaciones entre areniscas de grano fino y finas capas de carbón y lutitas carbonosas

La litofacies Gh es un conglomerado fino matriz soportado, bien clasificado, con estratificación paralela, cuyas unidades están separadas por órdenes de 4° de tipo planares (Fig. 3.15). Se interpretan como rellenos de canal de baja sinuosidad donde la depositación tuvo lugar mayormente en forma de mantos de grava. Bajo condiciones de alta descarga los mantos sufrieron agradación vertical y probablemente durante periodos de descarga normal y corriente abajo se desarrollaron *cleavage sprays*. Considerando la identificación de superficies de erosión múltiples

puede suponerse que las unidades superpuestas representan un simple evento depositacional en el relleno de canal.

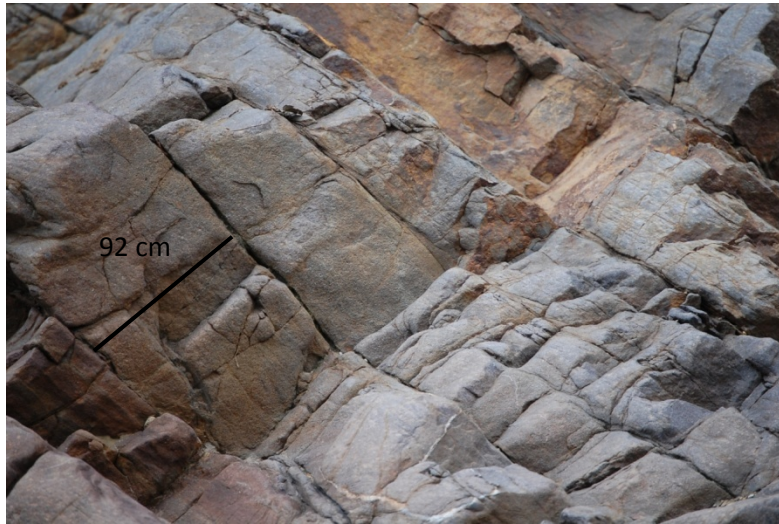


Fig. 3.15. Litofacies Gh, con estratificación de tipo planar.

Las facies Sh están definidas en el fotomosaico 3 (Fig. 3.11). Sin embargo, aunque las características de estas facies son semejantes, en este afloramiento se presentan variaciones en cuanto a la geometría de los depósitos mostrando una mayor continuidad lateral formando estratos continuos, que, en algunas zonas de las mismas secciones son interrumpidos por procesos de migración del cinturón de canales entrelazados o eventos de desborde del canal principal. Estas interrupciones se muestran como canales que cortan la sedimentación en estructuras sedimentarias denominadas *scours*(Fig. 3.16).

La litofacies Fl se definió previamente en el Fotomosaico 2, que en conjunto con la litofacies C (carbón) y la litofacies Fr que como ya se mencionó determinan a los depósitos de decantación pura o procesos de tracción-decantación en un ambiente de baja energía(Carling, 1990). La llanura de inundación relacionada a rellenos de canal arenosos muestra un fuerte incremento en la proporción de la granulometría arcillosa con respecto a la relacionada con canales conglomeráticos.

La litofacies Fr es común en las planicies de inundación con vegetación. Esta, se define



Fig. 3.16 Rellenos de canal debido a la migración de canales entrelazados en una alternancia de lutitas y areniscas de facies Sh.

por la presencia de arcillas y facies laminadas. La litología tiene una variabilidad vertical que refleja la horizontalidad original del depósito, y que registra los más mínimos cambios de aporte y de deposición en donde las condiciones de estabilidad son necesarias para la formación de suelos. La litología que contiene a este tipo de vegetación son lutitas con finas capas de arenisca (Fig. 3.17).



Fig. 3.17 Rizolitos encontrados en la litofacies Fr, la litología que las contiene es una lutita la cual presenta intercalaciones con areniscas de grano fino.

Una evidencia contundente para la determinación del ambiente de depósito en este afloramiento fue la presencia de carbón (litofacies C), que aunque ocurre en un gran número de ambientes comúnmente se asocia a planicies fluviales y deltaicas. El carbón se encuentra generalmente intercalado con facies de sedimento de grano fino (overbank) como las facies Fl mencionadas previamente, así como con arenas finas facies Sh. (Miall, 1996). La geometría de los depósitos arenosos no se limita a la disposición de capas simples, estos se separan en arquitecturas llamadas “splits”, a gran escala estos se forman por subsidencia diferencial, pero en condiciones locales como este caso, se deben a migración de los canales así como al crecimiento de planicies por planicies fluviales. (Miall, 1985).



Fig. 3.18 Estrato de carbón intercalado (C) entre litofacies de lutitas con abundantes concreciones hematíticas

Fotomosaico 5

Este fotomosaico se realizó en la formación denominada conglomerado Cualac (Erben, 1956b), la cual ha sido caracterizada como un conglomerado formado por cuarzo y esquisto de gneiss.

Identificación de litofacies

Las litofacies encontradas en este afloramiento, presentan una alternancia entre estratos de conglomerados (Fig. 3.19) y areniscas. Los conglomerados tienen una estratificación planar y cruzada, que contiene principalmente clastos de cuarzo lechoso con un TCM de 3 cm, bien clasificado, con bases planares; la identificación de estas dos litofacies dieron como resultado la clasificación de facies Gt y Gh. En la secuencia se intercalan dos tipos de litofacies de arenisca, la primera es de grano fino, y presenta estratificación cruzada acanalada, la cual fue clasificada como Sp, esta es limitada por órdenes erosivos de 4° con litofacies de tipo Gt. Esta facies arenosa se encuentra en pequeñas unidades con un espesor máximo de 50 cm (

Fig. 3.20). La segunda asociación está formada por litofacies Sh, que está constituida por una arenisca de grano medio a grueso, con estratificación paralela, y se encuentra asociada con la facies Gh (Fig. 3.21), el cambio de orden entre las facies Gh y Sh es de muy bajo orden (2°).

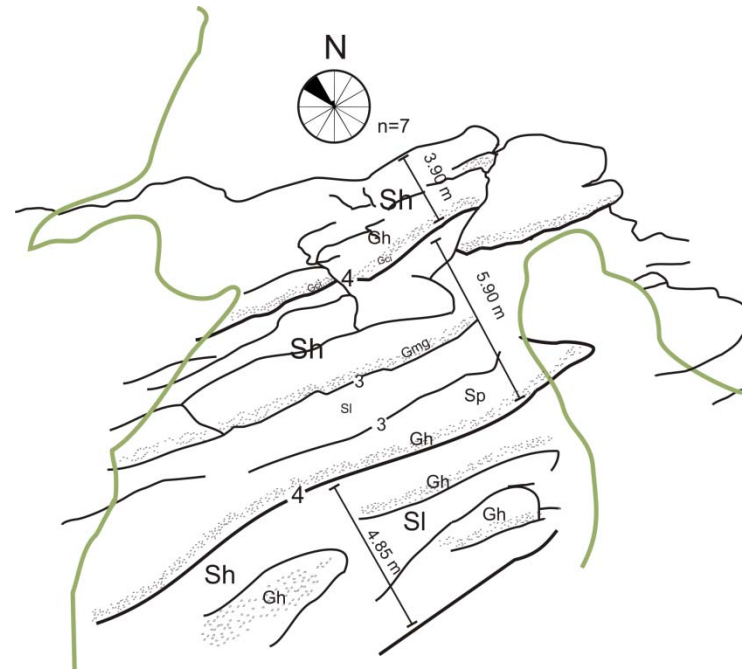


Fig. 3.19 Fotomosaico 5. Izquierda: Foto completa del afloramiento. Derecha: Dibujo de órdenes de límite de superficie, paleocorriente y litofacies determinada

La alternancia de litofacies conglomeráticas (Gh y Gt) con las de facies arenosas (Sp y Sh) presentan 2 tipos de órdenes en sus límites de superficie. Hacia la base en la asociación de Gt con Sp, se encuentran limitados por órdenes de 4° (Fig. 3.20), y hacia la cima --cuando están asociadas Gh con Sh-- estos disminuyen su carga de arrastre haciéndose menos erosivos, llegando a ser de 1° y 2° orden (Fig. 3.21). La diferencia entre este tipo de superficies sugiere un cambio en la intensidad y dirección del flujo, los cuales se ven reflejados en las estructuras sedimentarias y en el tipo de sedimentación entre estas asociaciones de litofacies.

Algunos autores proponen diferentes procesos que originan la asociación de litofacies Gh con Sp. Massari (1990) demostró que esta sedimentación se origina cuando capas de grava son barridas a través de las partes altas de las barras, desarrollando rellenos de canales con superficies erosivas en la parte baja de las rampas (foresets) durante las etapas cuando disminuye el nivel del río. Crowley (1986), mostró que este tipo de estratificación es causada por un cambio de velocidad y profundidad sobre de la cresta de las barras durante el crecimiento en la acreción. La alternancia de facies es un proceso común en arquitecturas de acreción, en donde los ríos dejan canales abandonados que son rellenos por diferentes facies de acuerdo al cambio de fuente (Williams y Rust, 1969).

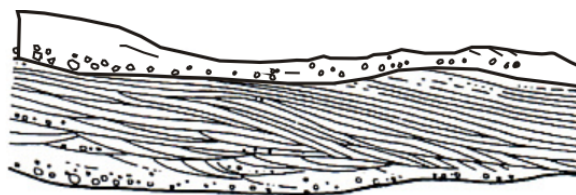
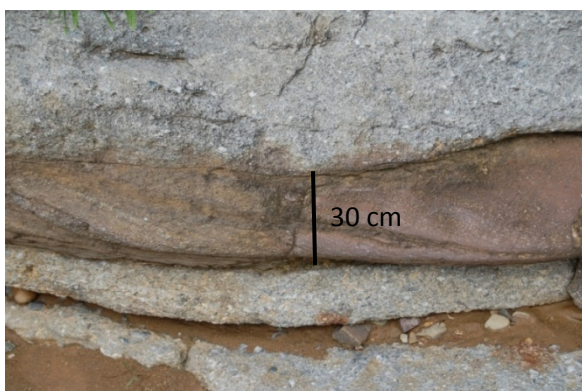


Fig. 3.20 Las facies Sp alternadas con facies con Gt (Miall, 1996)

Las estructuras observadas en este fotomosaico sugieren que el modelo de Crowley (1986) es el más indicado. Aunque las litofacies son contrastantes en cuanto al contenido litológico que presentan y los órdenes de superficie son erosivos, la estratificación cruzada es continua en ambas facies, lo cual sugiere una deposición sincrónica en ambas unidades litológicas, con un diferente aporte y un cambio en la intensidad de flujo capaz de depositar facies más gruesas en los rellenos de canal.

Investigaciones en litofacies conglomeráticas (Yagishita, 1997) han reconocido que las facies Gt en asociación con facies arenosas, se forman a partir de dos procesos: la agradación o la migración de formas de lecho con baja amplitud durante la migración de las barras. En ambos casos, la arquitectura propuesta es la misma y obedece a un tipo de acreción en ríos de grava y arena.

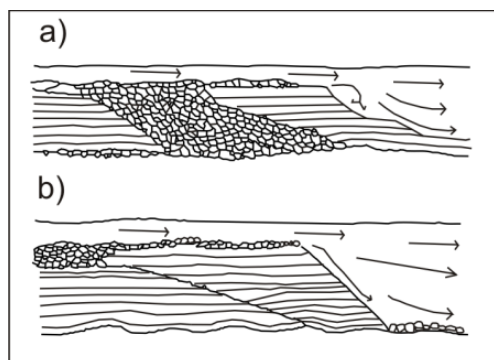


Fig. 3.21 Derecha Arriba y abajo. Litofacies Gh asociada con Sh.

Arriba Izquierda; Cambios en la morfología interna asociados con el cambio de flujo de una duna vista en 2D (Miall, 1996).

- a) Durante el aumento del nivel de agua en fases iniciales**
- b) Durante una fase avanzada en el que la capa de grava se erosiona y se deposita en la parte superior como una cresta.**



En el mismo Fotomosaico, como ya se mencionó, se determinó otra asociación de litofacies entre Gh y Sh. Estas facies fueron descritas previamente en el fotomosaico tres, a continuación se ahondara en la descripción de las particularidades y en la interpretación que presentan dichas facies en este fotomosaico.

La alternancia entre estos dos depósitos se caracterizó por una sedimentación con límites de superficie de 2ºorden, ambas litofacies presentan estratificación paralela. En las litofacies gruesas se observa una alineación de clastos, con una buena clasificación, principalmente de cuarzo lechoso con escasos esquistos de sericita. Las facies Sh, tienen en algunos casos clastos de la facies conglomerática intercalados (Fig. 3.21).

Dicho tipo de sedimentación, tan particular, con esta alternancia de facies y con este tipo de límites superficiales ha sido explicado como un resultado a diferentes procesos, algunos autores (Ashley, 1990; Sandoval y Westermann, 1986; Turner, 1980) mostraron que en ciertas barras arenosas la cima se encontraba coronada por conglomerados, y que esto era resultado del transporte de grava de las capas que se encontraban sobre de las barras cuando existía un desbordamiento de los canales. Otra posibilidad, es que los cambios en corriente y en profundidad

afectarán a las crestas de las barras durante el crecimiento activo, este proceso es común en barras de gran tamaño.

Carling (1990) demostró --por medio de canales de flujo en laboratorio-- que el fenómeno de sobre-pasamiento de los clastos (“gravel over-passing”) da como resultado variaciones internas en la textura de la estratificación cruzada en las gravas. La disminución de la granulometría hacia la parte superior de la secuencia se debe a la clasificación que se origina por el efecto de la pendiente en la avalancha de clastos durante el depósito (Fig. 3.22). Ambas texturas, son depositadas simultáneamente cuando los clastos ruedan por la pendiente y se acumulan en la parte final de la superficie inclinada “bottonset”, dejando espacios entre los clastos que serán rellenados posteriormente por clastos más finos y arenas. En la parte alta de la pendiente es donde ocurre la infiltración proveniente de la suspensión intermitente de arena, dando como resultado secuencias con textura de grano fino. Este modelo explica el depósito de ambas litofacies de una manera dinámica sin tener que separar ambos procesos.

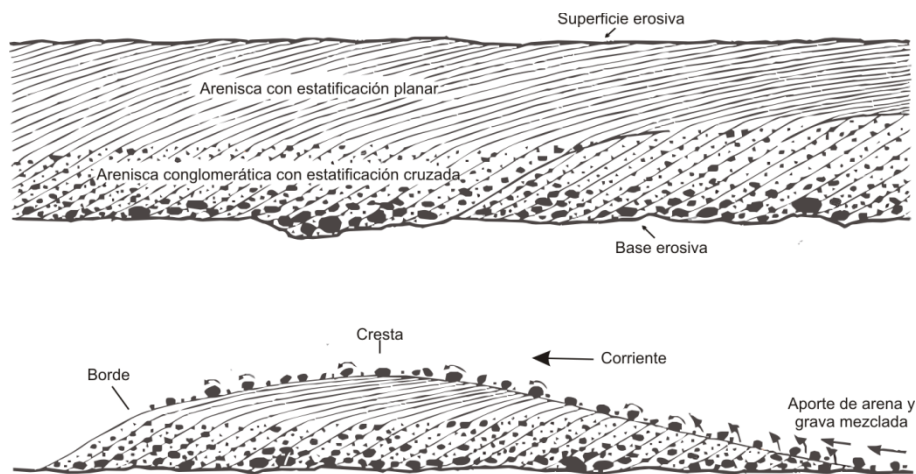


Fig. 3.22 Modelo de Carling (1990) para explicar el depósito de dos litofacies (Gh y Sh) con textura diferente debido a un depósito simultáneo.

Esta asociación presenta una continuidad lateral y vertical de decenas de metros (Fig. 3.23). La alternancia descrita entre las facies Gh y Sh es la que predomina en las Facies de Cualac. Según Miall (1985), de acuerdo a la extensión que ocupan estos depósitos se puede estimar el ancho que tenía el canal. La extensión horizontal de las litofacies permite una estimación del tamaño en el ancho del sistema fluvial, el cual debió de tener al menos una extensión de 1.7 km de ancho.



Fig. 3.23 Espesores de la secuencia de facies de acreción lateral.

3.3 Mapa de facies

Como ya se mencionó, de acuerdo al análisis de facies y la información recopilada de paleocorrientes se pueden reconstruir algunos aspectos sedimentológicos como el tipo de morfología y la extensión que presentaba este sistema fluvial.

Para realizar dicho análisis se agruparon las litofacies en asociaciones de acuerdo a los ambientes de depósito. La secuencia de eventos que dio origen a la secuencia sedimentaria clástica de la parte norte de la cuenca de Tlaxiaco, de acuerdo al orden de la columna estratigráfica:

Un flujo de escombros que se originó a partir de un episodio de actividad volcánica, en donde las litofacies se caracterizan por ser conglomerados mal clasificados compuestos principalmente por clastos volcánicos. Esta asociación de litofacies se ha denominado Facies de Flujos de Detritos y se encuentran reportadas en los Fotomosaicos 1 y 2, la cual incluye a las facies de gravas Gci, Gcm, Gt, y Gp. Estas se ubican en la parte central del mapa (Fig. 3.24) y se les puede encontrar aflorando cerca del poblado de Rosario Nuevo, las cuales pertenecen a las litofacies de la Formación Rosario. En cuanto a las direcciones de paleocorrientes obtenidas, se registró un cambio de direcciones que tienen por lo general una tendencia Noreste-Suroeste en las litofacies hacia la base de la columna, y después cambian hacia la cima a una dirección Noroeste-Sureste en la transición entre las

litofacies de la asociación de Flujo de Detritos a las Facies Conglomeráticas depositadas por procesos fluviales (litofacies Gt-Gp: Fotomosaico 2).

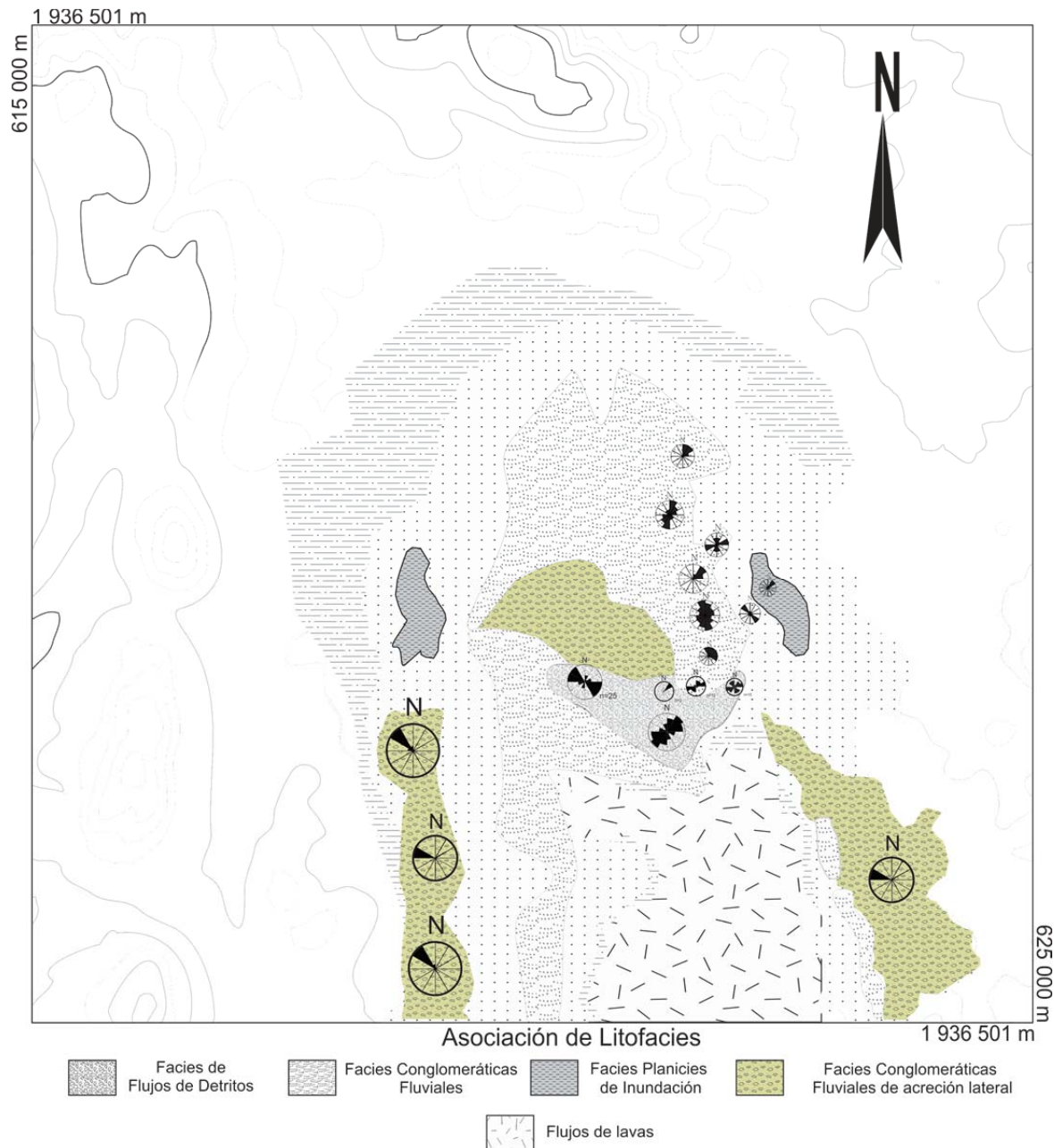


Fig. 3.24 Mapa de paleocorrientes mostrando las diferentes asociaciones de litofacies que se determinaron por medio del método de análisis de facies propuesto por Miall (1996).

A continuación, la asociación de facies predominantes son las Conglomeráticas Fluviales (Fig. 3.24), los Fotomosaicos en donde se encuentran reportadas estas facies son el Fotomosaico 2 y el Fotomosaico 3 con la litofacies Gp, Gmg, y Gh, Gp respectivamente. Estas litofacies pertenecen al grupo Tecocoyunca Inferior y presentan una dirección predominante al Noroeste, los canales gravosos por otra parte registran una dirección Noroeste-Noreste, permitiendo inferir el

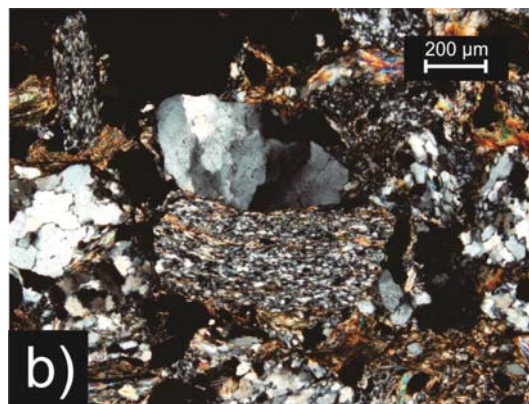
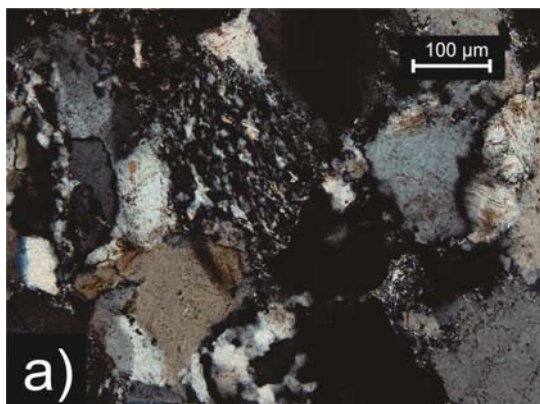
comportamiento anastomosado del sistema fluvial que depositó los bancos de grava formando la alternancia de sedimento grueso con arenas (Fig. 3.21). Las características de este sistema fluvial son de un río sinuoso con múltiples barras conglomeráticas que progradaban en estas direcciones.

Entre las facies Conglomeráticas Fluviales se encontró intercalada la asociación de Planicies de Inundación, esta se integró por las litofacies Sl, Sh, Sp, Fl, y C que se encuentran documentadas en el Fotomosaico 3 y 4 y que representan un cambio de facies en el mismo grupo Tecocoyunca, estas afloran en los extremos de la parte central de la Fig. 3.24. El depósito de esta asociación de sedimentos finos se originó debido a la migración del río; en el que las barras de grava actuaban como una barrera que las protegía de la erosión permitiendo el depósito de restos vegetales como helechos (Fig. 3.31). Estas facies tienen una dirección de paleocorrientes con una dirección Noroeste-Sureste.

Otra asociación de facies que se encontró fue la de Acreción Lateral, que son facies conglomeráticas que se encuentran asociadas con depósitos de areniscas, estas asociaciones y los órdenes que separan a las litofacies gruesas de las finas son abordadas con detalle en el análisis del Fotomosaico 5 perteneciente a la Formación Cualac.

3.4 Petrología y procedencia.

La petrología y el conteo de puntos de componentes clásticos y su análisis estadístico se utilizó para realizar el análisis de procedencia (Ingersoll *et al.*, 1984), tanto en láminas delgadas obtenidas de los estratos de areniscas intercaladas entre las facies conglomeráticas, como en los conglomerados *in situ*.



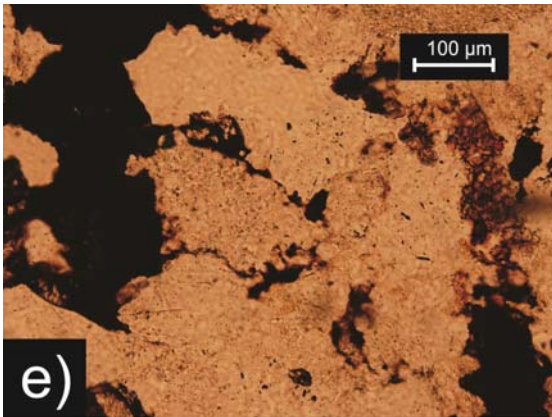
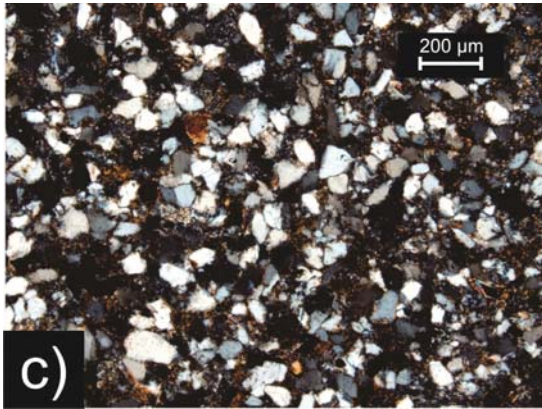


Fig. 3.25 Fotos de láminas delgadas en los estratos de areniscas en la Unidad Tecocoyunca Inferior.

- a) Clasto de lítico metamórfico (posible esquisto) rodeado de cuarzo monocristalino con contactos suturados.
- b) Clasto de lítico volcánico, con relleno de calcita secundaria y micas.
- c) Arenisca de grano fino compuesta de cuarzo y fragmentos líticos.
- d) Cuarzo ondulado, con cuarzo monocristalino con abundantes inclusiones y fragmentos de líticos volcánicos
- e) Hematita secundaria relleno de porosidad en la roca

El tipo de areniscas que se encontraron variaron entre cuarzoarenitas y litarenitas. Los principales clastos identificados en las cuarzoarenitas estaban constituidos principalmente de cuarzo policristalino y en menor proporción de cuarzo monocristalino, con una granulometría que va de fina a media, presentando una clasificación de bien clasificadas a moderada. La matriz es nula y la cementación que se observa es del tipo presión-solución, sin embargo hay muestras en que la matriz es arcillosa con un reemplazamiento de hematita (Fig. 3.25).

Las litarenitas, presentaban fragmentos líticos volcánicos y de rocas metamórficas. Los fragmentos de rocas metamórficas consisten en cuarzo metamórfico, la matriz estaba constituida de calcita y o bien se presentaba arcillosa con reemplazamiento de hematita.

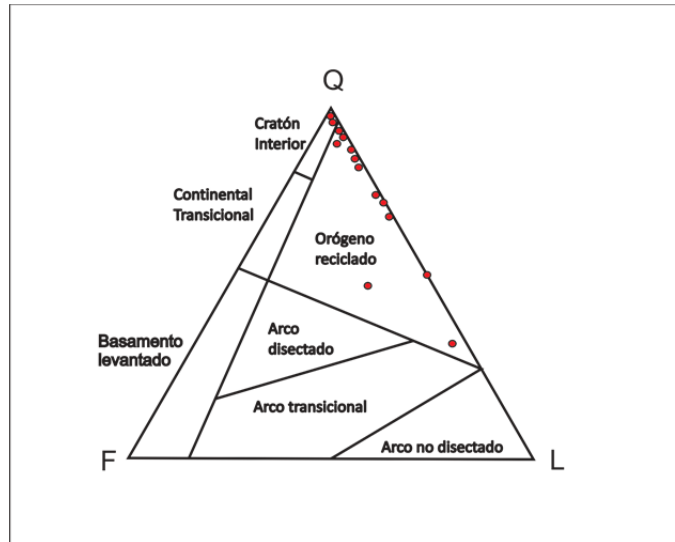


Fig. 3.26 Diagrama ternario de la composición modal de las areniscas. Los campos de discriminación de ambientes geotectónicos corresponden con los usados por Dickinson (1985). Los puntos rojos corresponden a las muestras analizadas para determinar la procedencia.

De acuerdo a los resultados del conteo de puntos graficados en el diagrama triangular de Dickinson (1985), las arenas provienen de un orógeno reciclado (Fig. 3.26). Los fragmentos clásticos que conforman las muestras reflejan a su vez una elevada madurez textural. El retrabajo de estos componentes clásticos es indicativo de su paso por diversas etapas o ciclos de erosión, transporte y acumulación o depósito, al parecer procedentes de bloques que fueron exhumados o levantados y expuestos a diversos factores erosivos, en donde los minerales menos resistentes a la erosión y transporte, como son el feldespato y la plagioclasa, fueron alterados o destruidos (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

En cuanto al conteo de clastos en el conglomerado, los resultados demostraron que los componentes clásticos de origen volcánico se distribuyen en una zona bien focalizada hacia la base de la columna. Así mismo, se observa que hacia arriba de la columna estratigráfica se presenta un cambio importante a partir del nivel en la fuente, originando un contenido abundante en fragmentos de líticos volcánicos y un detrimento en clásticos de origen metamórfico (Fig. 3.27). En los demás afloramientos el aporte de la fuente se caracteriza por una gran cantidad de cuarzo y fragmentos de líticos metamórficos. En el Fotomosaico 4 (pág. 49) no se realizó el conteo de puntos porque como ya se mencionó, este afloramiento estaba constituido por una alternancia de estratos de carbón y lutitas.

En el Fotomosaico 1 (pág. 39), el análisis sedimentológico reveló 3 tipos de facies conglomeráticas, las cuales se depositaron durante el mismo evento que fue caracterizado por un episodio de actividad volcánica. En estas litofacies se registró una mala clasificación con un TCM (tamaño de clasto máximo) de 20 cm, y un tamaño de clasto mínimo de 4 cm. El redondeamiento de los clastos fue contundente determinando un transporte significativo. El porcentaje de matriz, líticos y

cuarzo que se muestra en la Fig. 3.27, permite clasificar al conglomerado, como una conglomerado clasto soportado.

En el Fotomosaico 2 (pág. 42), el contenido de líticos volcánicos disminuyó aumentando considerablemente el contenido de cuarzos y de fragmentos de esquistos. El tamaño de TCM disminuyó hasta 12 cm, y el porcentaje clastos de cuarzo de matriz, líticos volcánicos, fragmentos de esquistos varió en las dos litofacies encontradas. En la primera se observa un mayor contenido de líticos volcánicos que gradualmente va disminuyendo cuando se pasa a la segunda litofacies.

En el Fotomosaico 3 (pág. 44), los líticos volcánicos fueron muy escasos, y los clastos de cuarzo continuaron con la misma tendencia, sin embargo los fragmentos de esquistos mostraron un mayor aporte. El TCM en este afloramiento fue de 12 cm, y el porcentaje de los componentes clásticos y matriz, mostro un aumentos en el contenido de matriz.

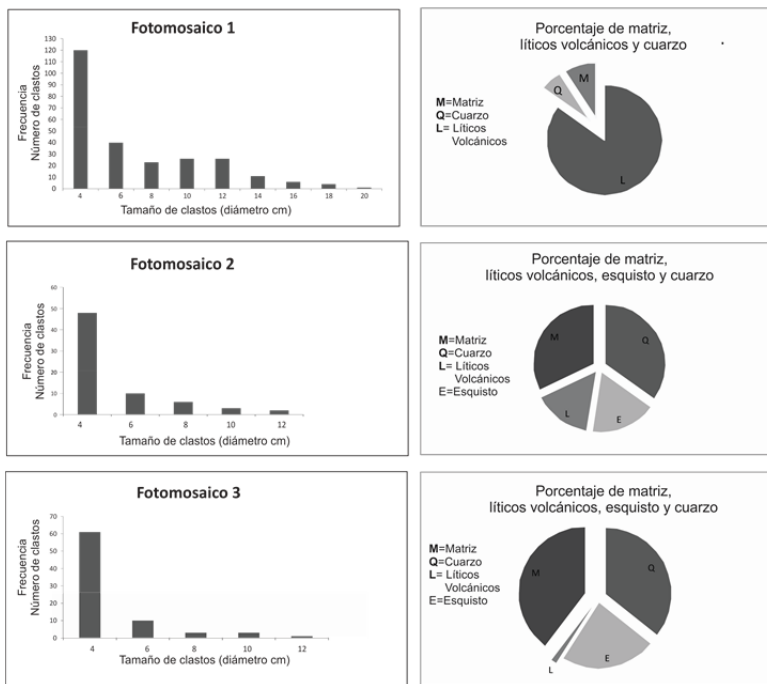
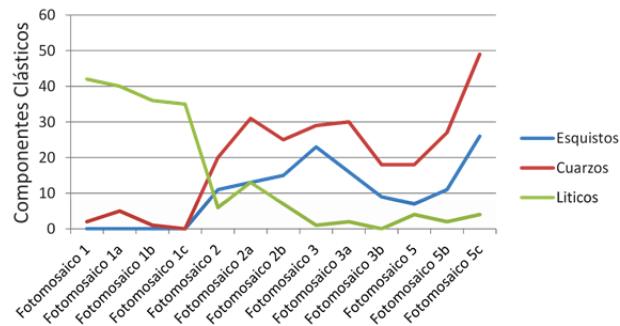


Fig. 3.27 Arriba: Conteo de puntos en conglomerados, cada letra significa una cara del depósito. Abajo: Diagrama de clasificación en cada uno de los fotomosaicos y porcentaje de componentes clásticos.

3.5 Geocronología.

Un objetivo fundamental de esta investigación era establecer la edad de la sucesión sedimentaria en el área norte de la denominada cuenca de Tlaxiaco.

Para esto se fecharon dos muestras, la primera fue obtenida de un flujo de lavas que se encontraba subyaciendo a la secuencia sedimentaria clástica, con el fin de delimitar la edad de la base en la secuencia sedimentaria y contar con un fechamiento absoluto para la unidad volcánica denominada Diquiyú (Erben, 1956a), que por su posición estratigráfica se le había asignado una edad en el límite Triásico-Jurásico las coordenadas de la muestra tomada son . N 97.84990200 W 17.59958100 (Lat/Lon: 17.599581° N, 97.849902° W).

El segundo fechamiento, se realizó en una lutita que contiene una gran cantidad de impresiones de helechos, la cual se ubica en las coordenadas N 97.84578900 W 17.60163600 (Lat/Lon: 17° 36' 05.89", 97° 50' 44.84") en los alrededores del poblado de Rosario Nuevo en la Formación Tecocoyunca Inferior.

Muestra Rs-Dy_01 (flujo de lavas Unidad Volcánica Diquiyú)

La roca ígnea extrusiva de donde se tomó la muestra para la obtención de circones fue clasificada (Fisher, 1960) como una autobrecha magmática y corresponde a una peperita formada por un margen del cuerpo ígneo (Fig. 3.28).

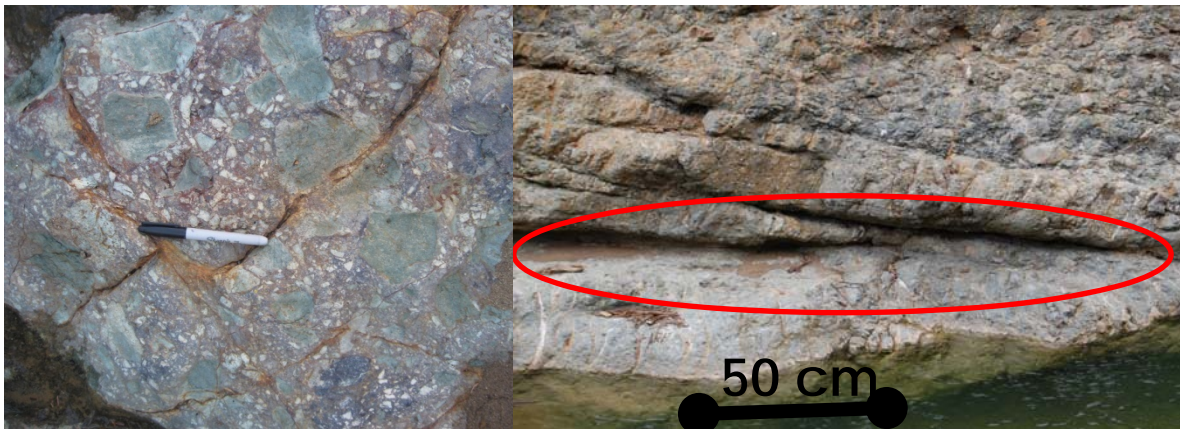


Fig. 3.28 Izquierda: Autobrecha magmática de la Unidad Volcánica Diquiyú. Derecha: Contacto entre el conglomerado en el principio de la secuencia sedimentaria (arriba) y la brecha magmática de la Unidad Volcánica Diquiyú.

Como se puede observar en la Fig. 3.30 , los patrones de poblaciones de edades obtenidas de sus circones, se asemejan a las edades que presentaría una roca sedimentaria en un análisis de circones detríticos, la razón para que se presente este patrón es debido que esta muestra, como ya se mencionó, fue obtenida de un flujo de lava brechado el cual incorporó circones provenientes tanto de la cámara magmática como circones provenientes de los sedimentos con los que se mezcló el magma al formarse la textura peperítica que se observa en el afloramiento. Fisher (1960) explica que este tipo de brecha, denominada con una “brecha de flujo”, es una roca que se

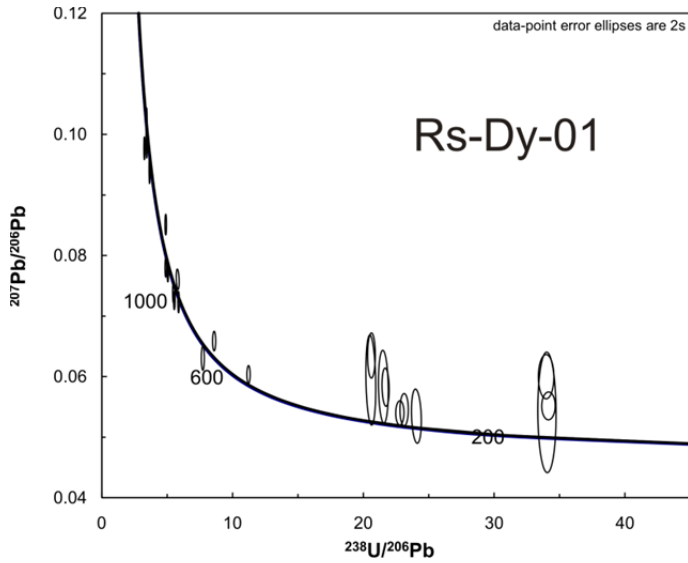


Fig. 3.29 Diagrama de concordia para los cirzones obtenidos de la muestra de lava en los flujos de la Unidad volcánica Diquiyú

fragmenta durante el avance del flujo de lava y que al enfriarse incorpora elementos de las rocas por las que se desliza.

Los fechamientos obtenidos (Fig. 3.30) forman dos grupos bien definidos y en menor porcentaje hay cirzones con edades muy antiguas, lo cual se podría inferir -debido a su cercanía- que tienen una procedencia tanto del terreno Oaxaqueño, como del Complejo Acatlán. Estos corresponden a un pico definido en el Neoproterozoico con edades de 550 a 590 Ma, y granos individuales con edades entre los 900 y 1700 Ma.

Edades encontradas en lavas. Fm. Diquiyú

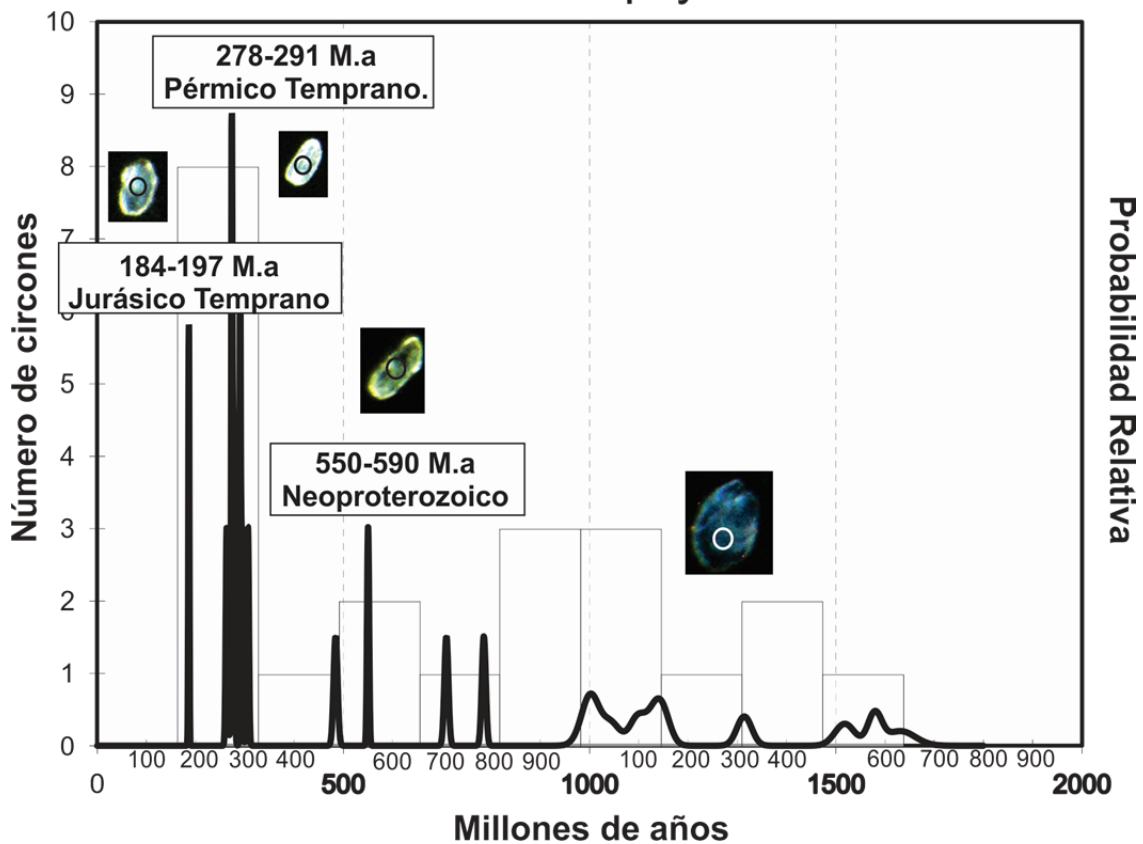


Fig. 3.30 Fechas obtenidas por medio del método U-Pb por medio de laser ablacion.

De los grupos de fechas importantes que se observan en los circones analizados (Fig. 3.30), los primeros tienen edades de entre 278 a 291 Ma con una edad promedio correspondiente al Pérmico Temprano. Rocas con edades similares han sido descritas para varias localidades en el sur de México, entre ellas los batolitos que afloran tanto en complejo Acatlán (como por ejemplo el granito Totoltepec y Cozahuico (Elías-Herrera *et al.*, 2005)), un segundo grupo tiene edades pertenecientes al Neoproterozoico con edades de 550 a 590 Ma de y por último se observa una edad de magmatismo entre los 184- 197 Ma correspondiente al Jurásico Inferior y la base del Jurásico Medio.

Muestra de Facies Fl.

Esta muestra fue tomada en una lutita con abundantes impresiones de helechos, este tipo de ambiente fue caracterizado de acuerdo a sus características sedimentológicas y al análisis de facies como un depósito de planicie de inundación (Miall, 1985).

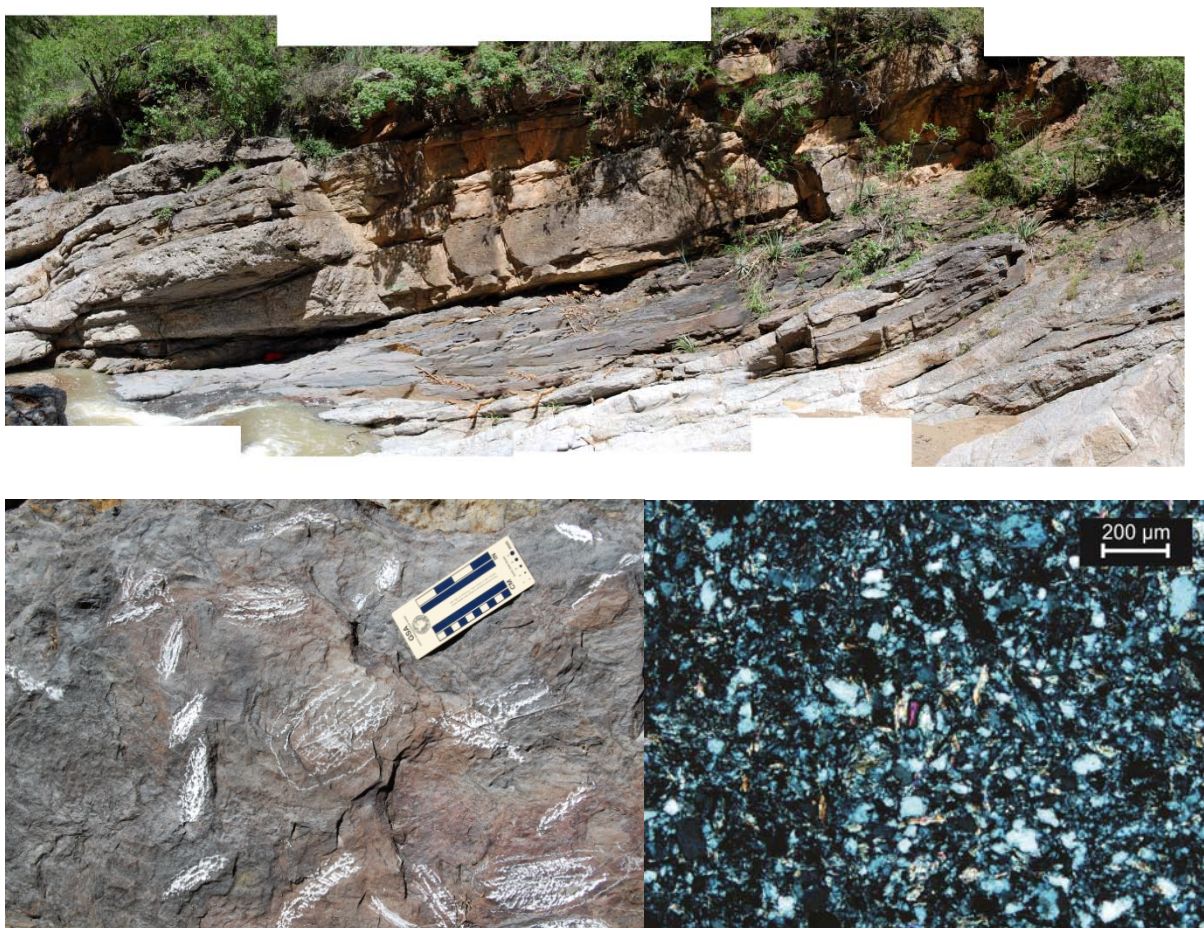


Fig. 3.31 Superior: Estrato de lutitas perteneciente a la Formación Tecocoyunca Inferior con numerosas impresiones de helechos, de donde se tomó la muestra LFL1 de donde se obtuvieron los circones. **Inferior Izquierda:** Impresiones de helechos. **Inferior derecha:** Fotomicrografía de la lámina delgada del mismo estrato.

Las edades que se obtuvieron se pueden delimitar en tres grupos importantes, además se fecharon pocos circones con edades de más 1.2 Ga. El primer grupo de circones con edades

concordantes corresponde a edades de 895.50 ± 10.5 Ma. Existe otro grupo de circones con edades de los 426 a 497 Ma, de edad Cámbrica, y por último un grupo de 166 Ma, con la edad del circón más joven dentro de esta población de 166.67 ± 9 Ma, correspondiente al Bathoniano del Jurásico Medio.

El rango tan amplio en las edades obtenidas para esta muestra sugiere que en el área drenada se estaban erosionando varias de las unidades parametamórficas que forman parte del Complejo Acatlán, las cuales presentan este tipo de rangos de edades, en particular los picos de edades cámbricas que han sido obtenidas en la zona norte de dicho complejo.

Los circones más antiguos pueden corresponder a materiales erosionados directamente del complejo Oaxaqueño o bien a circones de múltiple ciclo, derivados del Complejo Acatlán, ya que estos han sido reportados en sedimentos de la Noria (Hinojosa-Prieto *et al.*, 2008).

Las edades reportadas en el análisis de U-Pb mostraron edades concordantes. La edad de circón más joven dentro de esta población es de 166.67 ± 9 , con una edad correspondiente con el Bathoniano del Jurásico Medio.

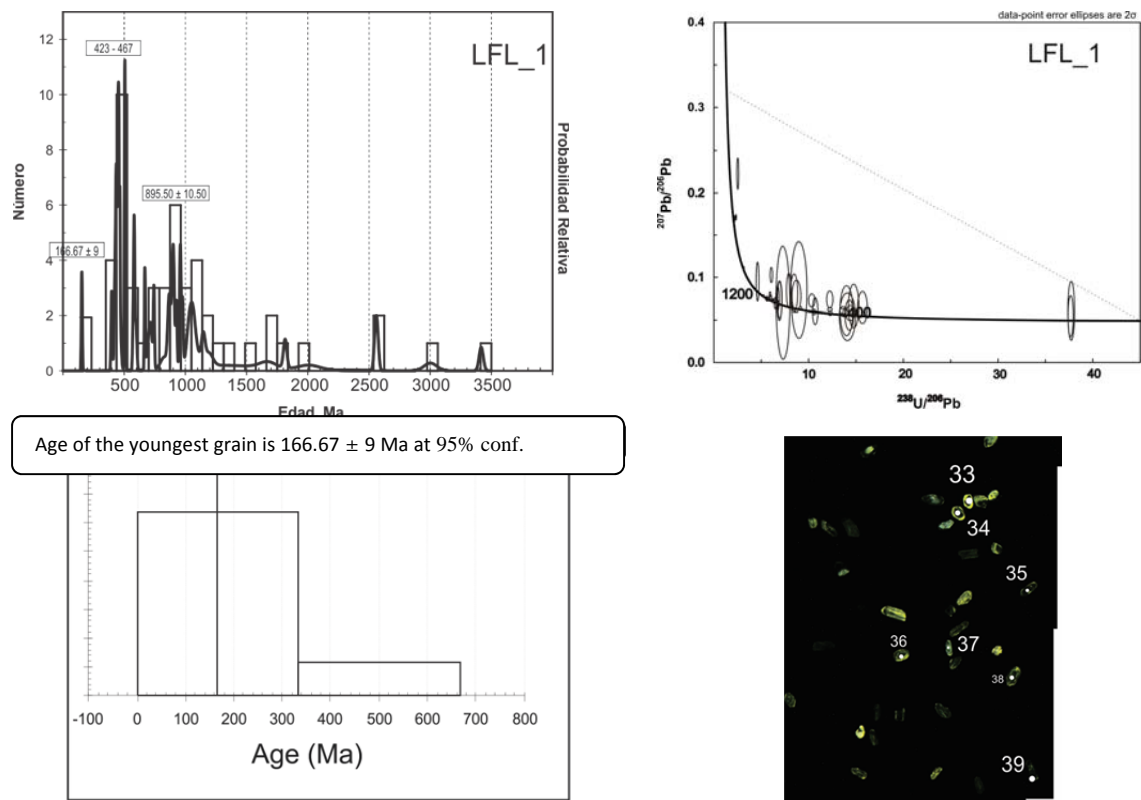


Fig. 3.32 Diagramas de probabilidad relativa, concordia, y el análisis del circón más joven en la muestra LFL 1 en análisis de circones detríticos e imagen de catodo-luminiscencia de los circones detríticos.

4. Discusión

Modelos tectónicos propuestos

Los procesos que originaron a los lechos rojos jurásicos se han vinculado con la abertura del Golfo de México durante la fase inicial de la ruptura de Pangea. La mayoría de estos modelos coinciden en que la primera fase de dicho proceso sucedió durante el Triásico-Jurásico Inferior (Helbig *et al.*, 2012; López-Ramos, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Pindell y Kennan, 2009; Salvador, 1987).

Las evidencias de secuencias triásicas se encuentran ubicadas en el noreste de México (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), y se extienden hacia el noreste en las cuencas de Eagle Mills en el sureste de Estados Unidos (Salvador, 1987). Secuencias sedimentarias de origen continental similares se extienden hacia el centro y sur de México, aflorando en los terrenos estratotectónicos de la Mixteca, Zapoteco, Cuicateco y en el Macizo de Chiapas, las edades en estudios recientes han mostrado que las edades de lechos rojos son más jóvenes (Tabla. 4.1) correspondientes al Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Helbig *et al.*, 2012; Stern y Dickinson, 2010).

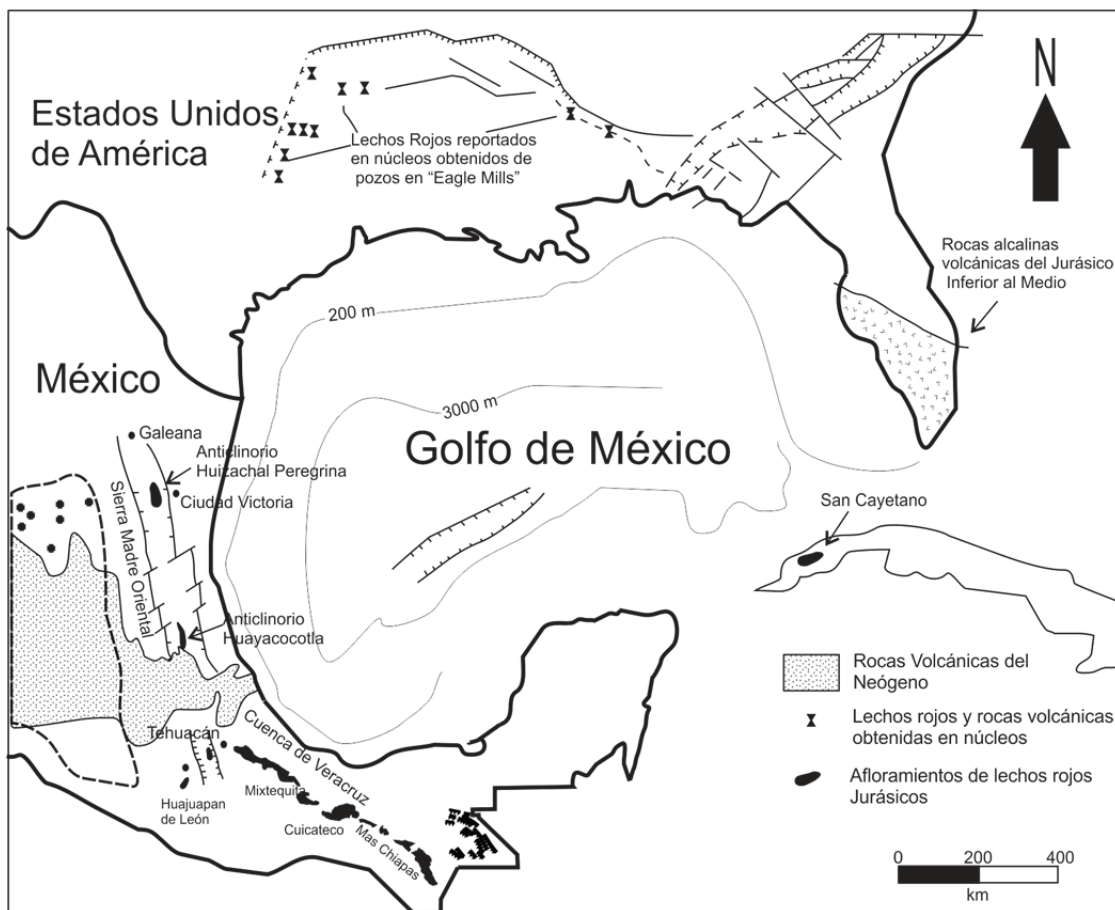
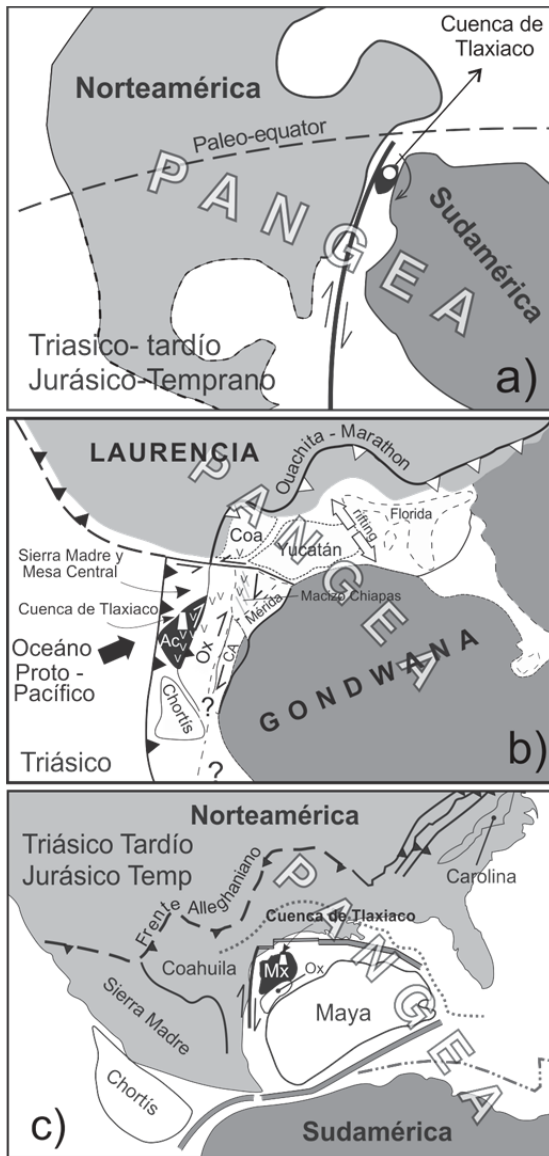


Fig. 4.1 Afloramientos de lechos rojos reportados para el Jurásico en México, Cuba y Estados Unidos (Modificada de (Salvador, 1987)



El terreno Mixteco ubicado en al oeste del complejo oaxaqueño, como ya se mencionó, tiene uno de los registros estratigráficos más completos de la geología del sur de México, y en la cobertura sedimentaria afloran los lechos rojos jurásicos que se han correlacionado estratigráficamente con otros terrenos adyacentes para lograr completar la evolución tectónica del Sur de México. Estudios paleomagnéticos han permitido la interpretación de dicho terreno durante la apertura de Pangea. Helbig *et al* (2012) integró la información paleomagnética, estratigráfica y tectónica de seis autores (Bohnel, 1999; Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Keppie, 2004; Vega-Granillo *et al.*, 2009; Weber *et al.*, 2007) para generar tres modelos de la ruptura de Pangea, durante el Triásico-Jurásico.

El primer modelo, llamado Pangea B (Fig. 4.2a) se basa en la información paleomagnética de Bohnel (1999), la cual infiere que el terreno Mixteca (en negro) se encuentra localizado en el margen este de Canadá a lo largo de la zona de la cizalla con componente dextral. El siguiente modelo (Fig. 4.2b) sitúa al complejo Acatlán y a Oaxaquia en el margen oeste de Pangea ubicando un arco Permo-Triásico en el bloque de Coahuila y en los Andes Colombianos (Pangea A) (Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Keppie, 2004; Weber *et al.*, 2007). El tercer modelo (Fig. 4.2c) propuesto por Vega Granillo (2009) ubica al terreno Mixteca y a Oaxaquia dentro de Pangea entre el bloque Maya y el sur de Norte América (este modelo es una variación del modelo de Pangea A)

Fig. 4.2 Reconstrucciones paleogeográficas de la ruptura de Pangea a) Pangea B con el terreno Mixteca en negro ubicado en el margen este de Pangea (Bohnel, 1999) b) Pangea A el Complejo Acatlán se encuentra con Oaxaquia en el margen oeste de Pangea (Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Keppie, 2004; Weber *et al.*, 2007) c) Una variación del modelo de Pangea-A en donde el complejo Oaxaqueño y el Terreno Mixteca se encuentran en el interior de Pangea (Vega-Granillo *et al.*, 2009).

Un cuarto modelo (Keppie y Keppie, 2012) propone una reconstrucción alternativa de la ruptura de Pangea, en donde el bloque de Yucatán y el de Chortis se encuentran ubicados en el actual Golfo de México (Fig. 4.3), estos se desplazan hacia el oeste a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora. Este modelo se desarrolla en 2 etapas, la primera está asociada al rompimiento de Pangea durante la formación del Golfo de México con la formación de una cuenca de pull-apart; la segunda etapa es la evolución del Caribe en donde el bloque de Chortis y Yucatán se desplazan con una rotación en sentido horario a lo largo de la placa del Caribe. El terreno Mixteco se

encuentra en la costa margen oeste de Pangea, y se desplaza con una dirección Sur-Oeste unido al bloque de Oaxaquia.

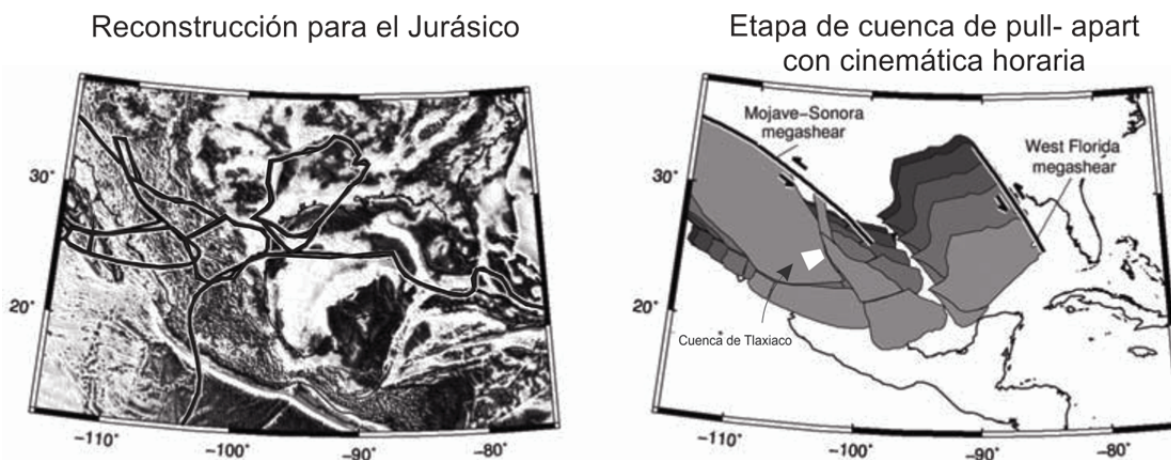


Fig. 4.3 Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico (Keppie y Keppie, 2012).

Aunque estos modelos han generado mucha controversia acerca de la evolución del sur de México y su ubicación paleogeográfica durante el rompimiento de Pangea, la reconstrucción con mayor consenso es la de Pangea-A (Domeier *et al.*, 2012). Uno de los modelos propuestos que tienen mayor aceptación y que apoya el modelo de Pangea-A es el de Pindell (2001), que interpreta la abertura del Golfo de México como una cuenca ocasionada por la subsidencia durante la formación del Océano Atlántico, la cual se formó después de la apertura del centro Océano del Atlántico. Reconoce 2 fases de formación de esta región.

La primera se desarrolló durante el Jurásico Temprano y plantea que existe un estiramiento de la corteza continental con una dirección WNE-ESE permitiendo que los terrenos mexicanos migraran hacia el SSE a lo largo de la falla de Mojave-Sonora. La segunda, sucede durante el Calloviano-Oxfordiano en donde ocurre una reorganización cinemática fundamental, involucrando a la plataforma de Yucatán, con una rotación derecha a 49° con el polo ubicado al sureste de Florida.

Los estudios que explican la ruptura de Pangea y a nivel local a la abertura del Golfo de México han realizado estudios específicos. Las secuencias de lechos rojos que se extienden desde el sureste de Estados Unidos hasta el territorio mexicano (Fig. 4.1), han sido interpretados como depósitos continentales de ambientes fluviales y de abanicos aluviales que se desarrollaron en un ambiente extensional de Rift con un desarrollo de semigrabens (López-Ramos, 1981; Lopez-Ticha, 1985; Martiny *et al.*, 2011; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Pindell y Kennan, 2009; Salvador, 1987).

El modelo propuesto por Stern y Dickinson (2010), utiliza datos nuevos generados a partir de fechamientos obtenidos por medio de método de U-Pb en circones detríticos contenidos en las ya mencionadas secuencias terrígenas continentales. En este modelo se discuten las implicaciones de la idea que el Golfo de México se formó como una cuenca de trasarco detrás del Arco Pérmico-Jurásico por la subducción del piso oceánico del Pacífico. Las siguientes etapas de la formación del Golfo de México se mantienen iguales que en el modelo de Pindell (2009).

Geocronología de las secuencias sedimentarias

Los estudios a partir de circones detríticos por el método de U-Pb en el sur de México, han contribuido a entender la temporalidad de los procesos de sedimentación involucrados, revelando información que no se contemplaba acerca del vulcanismo que subyace a estas secuencias detríticas. Los estudios realizados en el centro de México revelan la continuidad del arco de Nazas extendiéndolo hasta el estado de San Luis Potosí. Considerando la edad de Jurásico Inferior y las facies marginales a marina somera en algunas capas de esta secuencia, se interpreta su depósito en la margen paleopacífica de México previo, o en parte de manera simultánea, a la apertura del Golfo de México, pero simultáneamente también con el vulcanismo del arco continental del Jurásico Temprano y previo a la formación de los arcos intraoceánicos del occidente del actual territorio mexicano (Terreno Guerrero) (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

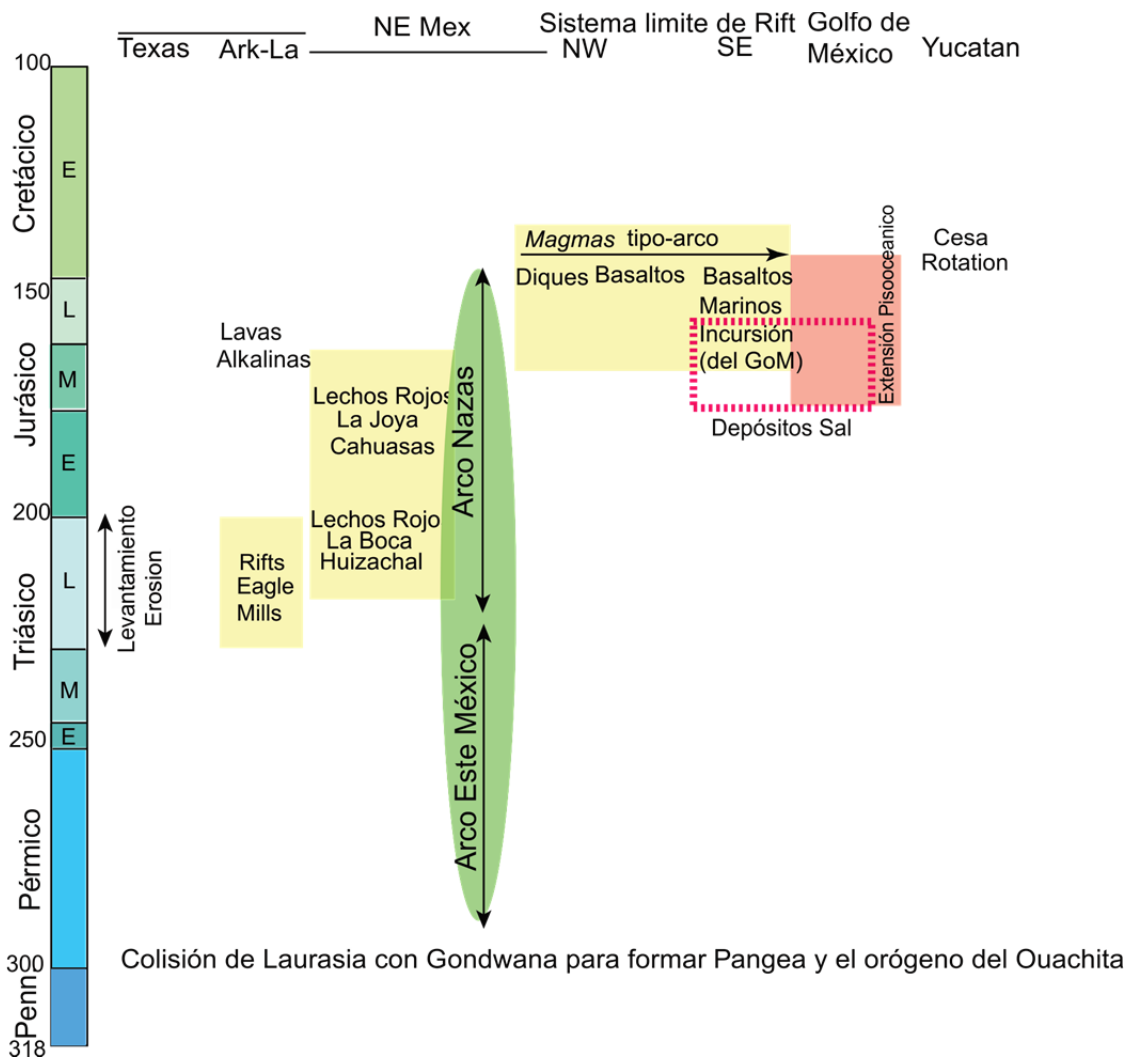


Fig. 4.4 Modelo de edades de magmatismo en relación con la apertura y formación del Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010).

En la presente investigación, los fechamientos obtenidos (Sección 3.5, pág.63) muestran dos edades que podrían tener correlación con otros fechamientos en secuencias similares de lechos rojos en el sur, centro y norte de México (Tabla 4.1). Para la secuencia volcánica que subyace a los sedimentos se obtuvo una edad de magmatismo correspondiente al Jurásico inferior de 184 ± 13 M.a y por medio del análisis en circones detríticos se encontró una edad máxima de sedimentación, correspondiente al Jurásico Medio de 166.67 ± 9 Ma (pág. 65). En los trabajos consultados con fechamientos de lechos rojos en el sur, centro y norte de México, los autores en algunos casos (Godínez-Urban *et al.*, 2011) obtienen edades de secuencias volcánicas que subyacen a los depósitos continentales -como es el caso del presente estudio- y en otros solo fechan las secuencias detríticas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Fastovsky *et al.*, 2005; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Los autores antes mencionados (Tabla 4.1) sustentan la interpretación de la existencia de un arco magmático y limitan aún más su actividad a solo el Jurásico Inferior con una edad correspondiente a 191 ± 3 Ma, y fechando los circones detríticos con una edad de 161 ± 3 Ma (Fig. 4.5).

Circones detríticos en lechos rojos (Edad del circón más joven)					
Huizachal (Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2008; Fastovsky <i>et al.</i> , 2005; Rubio- Cisneros y Lawton, 2011)		Bloque Maya (Godínez-Urban <i>et al.</i> , 2011)		Mixteca Presente Trabajo	
Formación	Edades	Formación	Edades	Formación	Edades
La Joya	164 ± 3	Todos Santos		Tecocoyunca	167 ± 9
La Boca	163 ± 2.6 166 ± 2 162 ± 5 184 ± 14 184 ± 1.2	Miembros: Diamante Jericó techo	172 ± 3 175 ± 15	Inferior	
Flujos piroclásticos	189 ± 0.2	La silla	191	Diquiyú	184 ± 13

Tabla 4.1 Edades correspondientes al análisis de circones detríticos y magmáticos en las secuencias de lechos rojos en México.

En el trabajo de Rubio-Cisneros (2011) realizado en los lechos rojos del Valle del Huizachal, se apoya la hipótesis de que el arco de Nazas se desarrolló antes de la abertura del Golfo de México, sin embargo, igual que en el trabajo de Stern y Dickinson (2010), la ubicación de dicho arco es polémica.

Por otro lado, el modelo que Pindell (2001) propuso había sido ampliamente aceptado (Carrasco-Ramírez, 2003; García-Díaz, 2004; Rojas-Agramonte *et al.*, 2008), las secuencias detríticas continentales denominadas como lechos rojos han sido interpretadas durante mucho tiempo como un claro ejemplo del ambiente de rift. De acuerdo al registro estratigráfico (Salvador, 1987), se reconocen dos grandes periodos tectono-estratigráficos, un periodo de rifting (desgarre cortical) que se manifestó desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Inferior o bien hasta finales del

Jurásico Medio. Durante este periodo, los eventos estratigráficos estuvieron controlados en gran medida por el desarrollo tectónico del área. La parte temprana que de estos eventos se caracterizó por el depósito de secuencias de gran espesor de clásticos terrígenos asociados con sistemas volcánicos complejos con una rápida subsidencia de grabens y cuencas de rift. El segundo, fue un período de estabilidad tectónica en el que se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas y rampas someras.

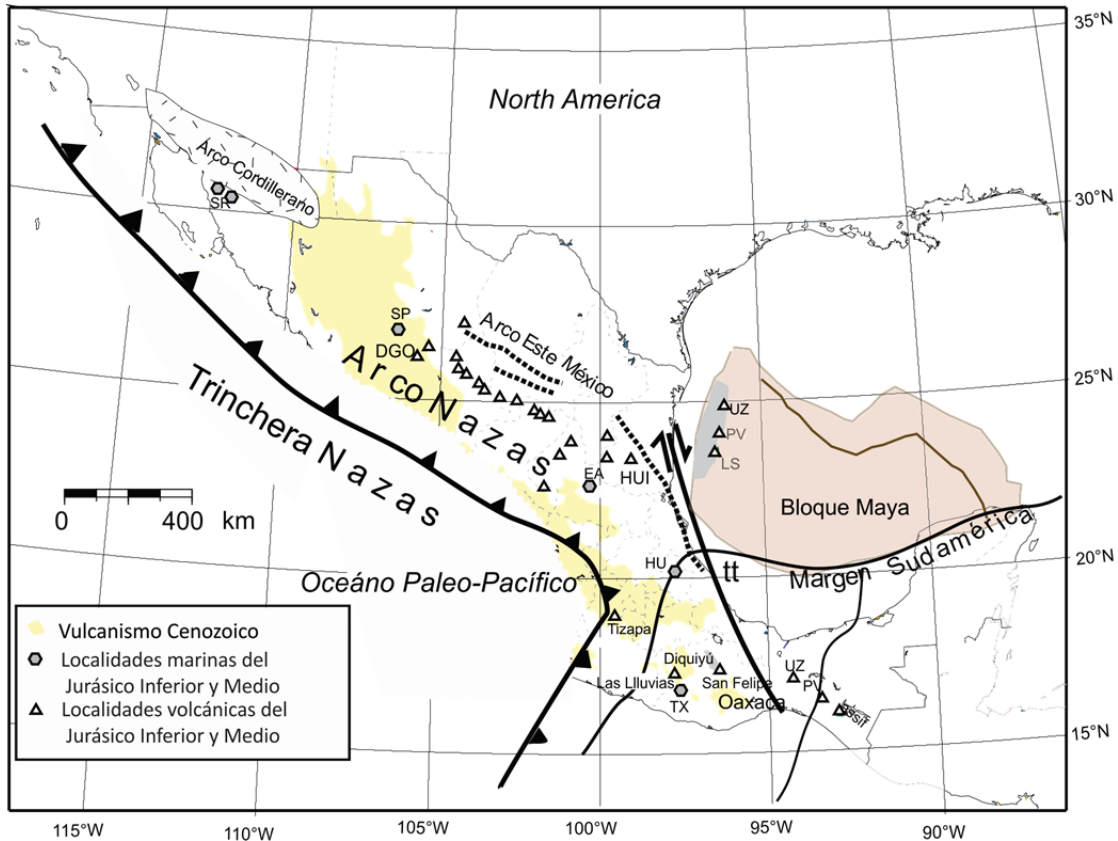


Fig. 4.5 Reconstrucción para la región del Golfo de México y el arco de Nazas para el intervalo de 195-165 Ma. La tendencia del arco se extiende desde su localidad tipo en Durango (Dgo) hasta su parte más este en la que se expone en el cañón del Huizachal (HUI). La simbología utilizada en las localidades marinas es: SR-sierra de Santa Rosa; SP, Formación Pelayo, Valle de los Olivos, Chihuahua; EA—El Alamito, San Luis Potosí; HU—Huayacocotla, Puebla. Símbolos para otras localidades mencionadas en el texto: PV- Pueblo Viejo, Chiapas; LS—La Silla, Chiapas; UZ—Uzpanapa; tt—Falla trasforme Chiapas-Tamaulipas; TX—Cuenca de Tlaxiaco (Godínez-Urban *et al.*, 2011).

En ambos modelos, las evidencias del origen de la extensión del lado del Atlántico son contundentes. Las gruesas secuencias de lechos rojos bordeando la cuenca del Golfo dejan el rastro del paso de la tectónica extensiva, sin embargo el modelo de Pindell (2001) analiza la información de la dinámica que presentan las placas del Caribe y las estructuras tectónicas que involucran a dicho modelo desarrollando su modelo desde el Atlántico, del lado del Paleo-Pacífico no se aborda tan profundamente. Para el sureste de mexicano, las interpretaciones se centran en

el desplazamiento sinistral que desplazó a los bloques posponiendo la separación de México y Colombia.

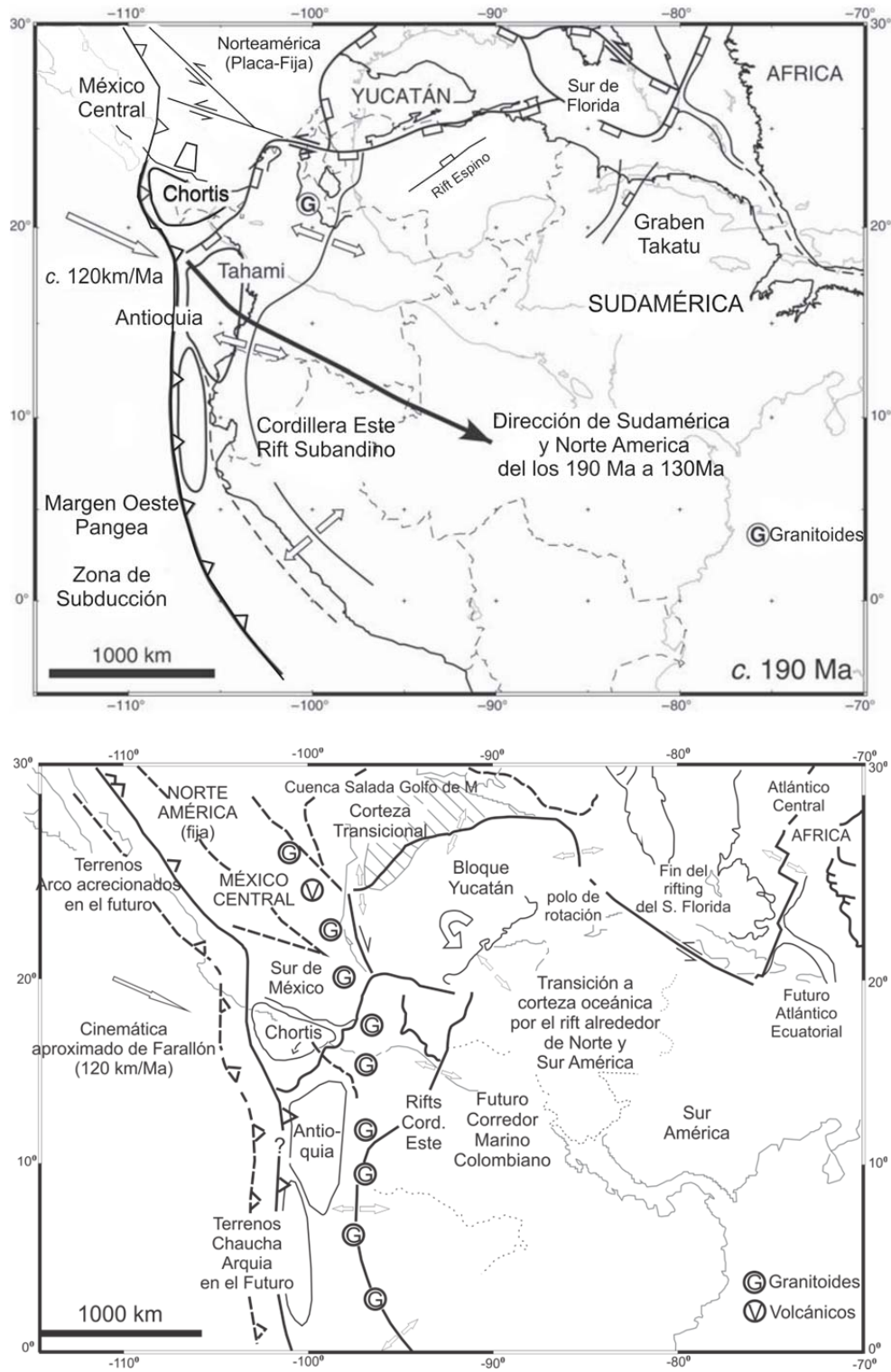


Fig. 4.6 Reconstrucciones propuestas para el Jurásico Inferior y Medio (Pindell y Kennan, 2009).

Integración de resultados a los modelos propuestos

El análisis detallado de las secuencias sedimentarias ha permitido comprender que la variación registrada en las fuentes derivadas de eventos locales durante el Jurásico Temprano al Medio. El análisis de facies permitió clasificar a dicha sedimentación como un flujo de detritos al que le siguió el depósito fluvial caracterizado por una sedimentación gruesa, que en la zona solo se observa al norte del área de estudio ubicada en la cuenca de Tlaxiaco. El análisis sedimentológico realizado muestra una dirección de paleocorrientes con una tendencia hacia el norte, lo cual nos indica que la fuente se encontraba al sur. La cantidad de componentes clásticos está compuesta fundamentalmente de pedazos de líticos volcánicos, fragmentos de esquistos, clastos de cuarzos (sección 2.6). Un cambio notable en la fuente queda registrado a lo largo de la secuencia, la abundancia de clastos de líticos volcánicos se encuentran localizados al sur de la secuencia y los componentes clásticos varían tornándose más fragmentos de esquistos y clastos de cuarzo se vuelven más abundantes hacia el norte y este de la sección.

El cambio de sedimentación hacia arriba de la columna estratigráfica va acompañado de un cambio en la fuente, la desaparición de flujos de masa representados por conglomerados mal clasificados sugiere un cambio del relieve (peneplanación) que es cuando la zona es dominada por un sistema fluvial meándrico anastomosado. El cambio transicional de facies fluviales a marinas indica el cambio de un sistema aluvial con relieve a una planicie costera.

La litología de los conglomerados y areniscas canalizadas observada en la secuencia al norte de la cuenca de Tlaxiaco, revela que ésta fue depositada en un ambiente de amplios sistemas de canales fluviales, que migraban de este a oeste, formando planicies de inundación permitiendo el depósito de restos vegetales, pasando estos depósitos transicionalmente a horizontes que alternaban de capas de lutitas y limolitas, correspondientes a un ambiente transicional dominado por aguas someras e influenciado por las bajas y altas mareas.

Al analizar el evento magmático en el contexto regional para el Jurásico Inferior y Medio, se observa que esta secuencia se representa tanto en la Formación Todos Santos en Chiapas, en la transición del miembro diamante con la Formación la Silla (Godínez-Urban *et al.*, 2011), así como en Olinalá, en el estado de Guerrero, con el Conglomerado Cualac y la Formación Las Lluvias (García-Díaz, 2004). Otros autores notan esta semejanza y afirman que en este sentido, las capas estudiadas tendrían una conexión y correlación en cuanto a su edad, ambiente geotectónico el magmatismo de arco y la exhumación del depósito y parcialmente su facies, con las secuencias del Jurásico Inferior de Guerrero, Puebla, Hidalgo, Veracruz, y Sonora (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009)Fig. 4.1.

La columna estratigráfica y el análisis de procedencia sugieren un ambiente de *rift* en el que se depositaron gruesas secuencias continentales. Sin embargo, la distribución de los eventos magmáticos contemporáneos a los eventos de sedimentación pudiera sugerir la existencia de un arco. La falta de estudios geoquímicos en el presente trabajo no permite determinar el ambiente tectónico en el que se desarrolló la sedimentación de estos lechos rojos. Sin embargo, la

correlación de las facies sedimentarias encontradas en la zona de Guerrero documentadas en el trabajo de García-Díaz (2004) muestran similitudes considerables que podrían extrapolarse hacia la presente zona de estudio, sugiriendo por medio de la geoquímica obtenida de las rocas ígneas de Las Lluvias un ambiente de arco.

5. Conclusiones

- Los fechamientos obtenidos por medio de U-Pb en circones magmáticos correspondientes a la Unidad Diquiyú podrían ser correlacionadas con el magmatismo presente durante el Jurásico Inferior en las secuencias volcánicas que subyacen en algunos lugares a los lechos rojos.
- Las secuencias sedimentarias de la Unidad Tecocoyunca Inferior que siguieron a este evento magmático son muy similares en Guerrero y Puebla, permitiendo correlacionar estos eventos interpretándolos como el resultado de la exhumación de la cubierta de rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico de bloques levantados.
- La propuesta estratigráfica en esta cuenca ubica al Conglomerado Cualac como un cambio de facies lateral de la unidad Tecocoyunca Inferior ocasionado por la migración del sistema fluvial con dirección oeste-este. Debido a la topografía ocasionada por la presencia de un arco, se ocasionaron derrumbes focalizados que permitieron el depósito de secuencias como la Formación Rosario, la cual tiene un contenido clástico contrastante en donde predominan los líticos volcánicos, a diferencia de los conglomerados de estratificación canalada que se componen en su mayoría de clastos de cuarzo, y de fragmentos de esquisto.
- La litología de los conglomerados y areniscas canalizadas observada en la secuencia al norte de la cuenca de Tlaxiaco en el área de Tezoatlán, revela que el relleno sedimentario que formó a estas rocas fue depositado por un ambiente de amplios sistemas de canales fluviales, que migraban de este a oeste, formando planicies de inundación permitiendo el depósito de restos vegetales, y secuencias de acreción lateral pasando estos depósitos transicionalmente a horizontes que alternaban con capas de lutitas y limolitas, correspondientes a un ambiente transicional dominado por aguas someras e influenciado por las bajas y altas mareas.

6. Bibliografía

- Alencaster, G., 1963, Pelecípodos del Jurásico Medio de noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero: *Paleontología Mexicana Instituto de Geología, UNAM*, v. 15, p. 52.
- Alencaster, G., y Buitron, B., 1965, Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla: *Paleontología Mexicana Instituto de Geología, UNAM*, v. 21, p. 1-53.
- Allen, J.R.L., 1979, Studies in fluvial sedimentation: An elementary geometrical model for the connectedness of avulsion-related channel sand bodies: *Sedimentary Geology*, v. 24, p. 253-267.
- Anderson, T.H., y Schidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Arriaga, F., y Obregón, L., 1982, Estudio preliminar geológico y petrográfico del carbón del área de Tlaxiaco de la cuenca carbonífera de la Mixteca, Oaxaca, Volume 1, *Geomimet*, p. 27-37.
- Ashley, G.M., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, p. 160-172.
- Ashmore, P.E., 1991, How do gravel-bed rivers braid?: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 326-341.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., y Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., y Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, v. 6, p. 621-640.
- Birkinbine, J.L.W., 1911, Exploration of certain Iron-Ore and Coal Deposits in the State of Oaxaca, Mexico: *Transactions of the American Institute of Mining Engineers*, v. 41, p. 166-188.
- Bluck, B.J., 1979, Structure of coarse grained braided stream alluvium: Edinburgh, Royal Society of Edinburgh.
- Bohnel, H., 1999, Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca terrane (Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 545-556.
- Burckhardt, C.E., 1927, Cefalópodos del Jurásico medio de Oaxaca y Guerrero, Talleres gráficos de la nación.
- Caballero-Miranda, C., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Silva-Romo, G., Böhnel, H., Jurado-Chichay, Z., y Cabral-Cano, E., 1990, Paleogeography of the northern portion of the Mixteca terrain, southern Mexico, during the Middle Jurassic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 195-211.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carling, P.A., 1990, Particle over-passing on depth-limited gravel bars: *Sedimentology*, v. 37, p. 345-355.
- Carrasco-Ramírez, R.S., 2003, Los ammonites del Caloviano de la región Mixteca, Oaxaca, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 56, p. 42-55.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Geological Society of America Special Papers*, v. 393, p. 233-258.

- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyuz, H.S., y Barka, A., 1995, Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Buyuk Menderes graben, western Turkey: *Journal of the Geological Society*, v. 152, p. 629-638.
- Corona-Esquivel, R., 1981, Estratigrafía de la región de Olinala-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 5, p. 17-24.
- Cortés-Obregón, S., Torón, V.L., Martínez, B.J., Pérez-Larios, J., Gamboa, A., Cruz, C.S., y Puebla, P.M., 1957, La cuenca carbonifera de la Mixteca, Volume 1,2, Banco de México: Departamento de Investigaciones Industriales, p. 191, 66.
- Cserna, D., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del sur de México: entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero.: *Boletín del Instituto de Geología*, v. 62, p. 76.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., y Srivastava, P., 1991, Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana: *Sedimentology*, v. 38, p. 567-590.
- Delevoryas, T., y Gould, R.E., 1971, An Unusual Fossil Fructification from the Jurassic of Oaxaca, Mexico: *American Journal of Botany*, v. 58, p. 616-620.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone, en Zuffa, G., *in* Arenites, P.o., ed.: *Dordrecht, Netherlands*.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., y Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.
- Domeier, M., Van der Voo, R., y Torsvik, T.H., 2012, Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation: *Tectonophysics*, v. 514–517, p. 14-43.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., y Iriondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. Conmemorativo del centenario, p. 83-109.
- Erben, H.K., 1956a, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas: Mexico, [s.n.].
- Erben, H.K., 1956b, El Jurásico medio y el calloviano de México : XX Congreso Geológico Internacional, México, 1956: México, [s.n.].
- Fang, W., Van der Voo, R., Molina-Garza, R., Morán-Zenteno, D., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1989, Paleomagnetism of the Acatlan terrane, southern Mexico: evidence for terrane rotation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 94, p. 131-142.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., y Hernandez, 2005, Pre-Late jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, p. 401-426.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., y Rainbird, R.H., 2003, Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 277-303.
- Fisher, R.V., 1960, Classification of volcanic breccias: *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 973-982.
- Flores, T., 1909, Datos para la Geología del Estado de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, p. 107-128.
- García-Díaz, J.L., 2004, Etude Geologique De La Sierra Madre Del Sur Aux Environs De Chilpancingo Et D'olinala, Gro., Ecole Doctorale De L'universite De Savoie.
- Gazzi, P., 1966, Le Arenarie del Flysch Sopracretaceo dell'Appennino Modenese: Correlazioni con il Flysch di Monghidoro: *Mineralogica e Petrografica*, v. 12, p. 97.

- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 9, p. Q03017.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., y López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, v. 7, p. 121-144.
- González-Torres, E., 1989, *Geología y Paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca*: Ciudad Universitaria, México, Universidad Nacional Autónoma de México.
- González-Torres, E., 1989, *Geología y Paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca*: Ciudad Universitaria, México, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Guzmán, E.J., 1950, *Geología del Noreste de Guerrero*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 2, p. 56-156.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y Solari, L.A., 2012, U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A: *Gondwana Research*, v. 22, p. 910-927.
- Hinojosa-Prieto, H.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J.V., Ortega-Rivera, A., y Lee, J.K.W., 2008, Ordovician and Late Paleozoic–Early Mesozoic tectonothermal history of the La Noria area, northern Acatlán Complex, southern Mexico: Record of convergence in the Rheic and paleo-Pacific Oceans: *Tectonophysics*, v. 461, p. 324-342.
- Imlay, R.W., 1943, *Jurassic Formations of Gulf Region*: American Association of Petroleum Geologists, v. 27.
- INEGI, 2007, *Carta Topográfica de Tezoatlán de Segura y Luna*. Oaxaca, INEGI, p. Carta Topográfica
- Ingersoll, R.V., Fullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., y Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 103-116.
- Jiménez-Rentería, J., 2004, Estudio palinoestratigráfico de las formaciones Conglomerado Prieto (Grupo Consuelo) y Cuarcítica Cualac nov. nom. (Grupo Tecocoyunca), en la barranca de Rosario Nuevo, región de Tezoatlán, Oaxaca: Ciudad Universitaria Universidad Nacional Autónoma de México.
- Jiménez-Rentería, J., y Rueda-Gaxiola, J., 2002, Reestructuración formal de los Grupos Consuelo Y Tecocoyunca (Sensu Jorge Jiménez Rentería), con base en el estudio palinoestratigráfico de las Formaciones Conglomerado Prieto y Conglomerado Cualac de la Cañada de Rosario Nuevo, Tezoatlán, Oaxaca, *in Mexicana*, G.U.G., ed., Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Volume 22: Puerto Vallarta, Jalisco, México., Unión Geofísica Mexicana A.C., p. 166.
- Keppie, D.F., y Keppie, J.D., 2012, An alternative Pangea reconstruction for Middle America with the Chortis Block in the Gulf of Mexico: tectonic implications: *International Geology Review*, v. 54, p. 1685-1696.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey: *International Geology Review*, v. 46, p. 765-794.
- Kipper, H., 1936, Informe sobre los yacimientos de carbón, de minerales de hierro, de minerales de manganeso, de piedra caliza y de dolomita en los Estados de Oaxaca y de Puebla., Guttehoffnung shutte Oberhausen Aktiengesellschaft.
- López-Ramos, E., 1981, Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 5, p. 158-177.
- Lopez-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 37, p. 49-92.

- Mack, G.H., y Suttner, L.J., 1977, Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range: *Journal of Sedimentary Research*, v. 47, p. 89-100.
- Maldonado, K.M., 1948, Notas sobre plantas fósiles del Rético de Ayuquila (Huajuapán de León), Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 13, p. 61-68.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., y López-Martínez, M., 2011, The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico: *International Geology Review*, v. 54, p. 144-164.
- Miall, A.D., 1985, Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A.D., 1988, Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta formation (lower jurassic), Southwest Colorado: *Sedimentary Geology*, v. 55, p. 233-240, 247-262.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Morán-Zenteno, D., Caballero-Miranda, G., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, y González Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 23, p. 453-473.
- Nemchin, A.A., y Cawood, P.A., 2005, Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks: *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 143-162.
- Ochoterena, H., 1966, Amonitas del Jurásico Medio de México II.- Infrapatoceras Gen. Nov.: *Paleontología Mexicana Instituto de Geología, UNAM*, p. 18.
- Ochoterena, H., 1981, Evolución de las unidades morfoestructurales de la región de Diquiyú, Oax.: *Boletín del Instituto de Geografía*, p. 285-318.
- Oplustil, S., Martinek, K., y Tasaryova, Z., 2005, Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nyrany Member and the Tynec Formation (Westphalian D - Barruelian) in the Kladno-Rakovnik and Pilsen basins: *Bulletin of Geosciences*, v. 80, p. 45-66.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978a, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978b, Notas sobre la geología del área entre Santa Cruz Ayuquila, Edos. de Puebla y Oaxaca: *Paleontología Mexicana Instituto de Geología, UNAM*, p. 17-26.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 177-201.
- Pindell, J.L., y Kennan, L., 2001, Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, *in* GCSSEPM, ed., 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins: Houston, Texas, USA, AGU, p. 193-220.
- Pindell, J.L., y Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, p. 1-55.
- Raisz, E., 1964, Landforms of México, Raisz.
- Ramírez-Espinosa, J., 1984, La acreción de los Terreno Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior. Sierra Madre del Sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 45, p. 7-19.
- Ramírez, S., 1882, Informe de la Secretaría de Fomento como resultado de su Exploración a los Distritos de Izúcar de Matamoros, Chiautla y Acatlán en el estado de Puebla y del estudio de sis Criaderos de Carbón Mineral, Volume 7: México, An. minist. Fomento

- Rojas-Agramonte, Y., Kroner, A., Pindell, J., Garcia-Casco, A., Garcia-Delgado, D., Liu, D., y Wang, Y., 2008, Detrital zircon geochronology of Jurassic sandstones of western Cuba (San Cayetano Formation): Implications for the Jurassic paleogeography of the NW Proto-Caribbean: *Am J Sci*, v. 308, p. 639-656.
- Rubio-Cisneros, I.I., y Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, v. 7, p. 159-170.
- Rueda-Gaxiola, J., y De Anda-García, A., 2011, Petrology of the Grupo Consuelo in the Tlaxiaco anticlinorium, *in* Instituto de Geología, U., ed., Simposio Dr. Zoltan De Cserna: Sesenta Años Geologizando En México: Instituto de Geología, UNAM, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 181.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 71.
- Sandoval, J., y Westermann, G.E.G., 1986, The Bajocian (Jurassic) Ammonite Fauna of Oaxaca, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 60, p. 1220-1271.
- Servicio-Geológico-Mexicano, 2012, *Léxico Estratigráfico Volume 2012: 2012 Servicio Geológico Mexicano*.
- Silva-Pineda, A., 1970, Plantas fósiles del Jurásico Medio de la región de Tezoatlán, Estado de Oaxaca: *Sociedad Geológica Mexicana: Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*, p. 129-153.
- Silva-Pineda, A., y Buitrón-Sánchez, B.E., 1999, Mesozoic redbed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds: *Geological Society of America Special Papers*, v. 340, p. 151-160.
- Silva-Pineda, A., y Ortega-Gutiérrez, F., 1977, *Contribuciones a la Paleobotánica del Jurásico de México: Paleontología Mexicana Instituto de Geología, UNAM*.
- Smith, S.A., 1990, The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England: *Sedimentary Geology*, v. 67, p. 199-219.
- Soegaard, K., 1989, Architectural elements of fan-delta complex in Pennsylvanian Taos Trough, New Mexico, *Medium: X; Size: Pages: 414 p*.
- Stern, R.J., y Dickinson, W.R., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin: *Geosphere*, v. 6, p. 739-754.
- Tucker, M.E., 2003, *Sedimentary rocks in the field*, J. Wiley.
- Turner, P., 1980, *Continental red beds* / P. Turner: Amsterdam ; New York ; Elsevier Scientific Pub. Co.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H.N., y Valencio, D.A., 1990, Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic red bed sequence from southern Mexico: *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 64, p. 237-246.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., y López-Martínez, M., 2009, Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana: *Tectonics*, v. 28, p. TC4008.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., y López-Doncel, R.A., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, p. 466-481.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W., Hecht, L., y Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from

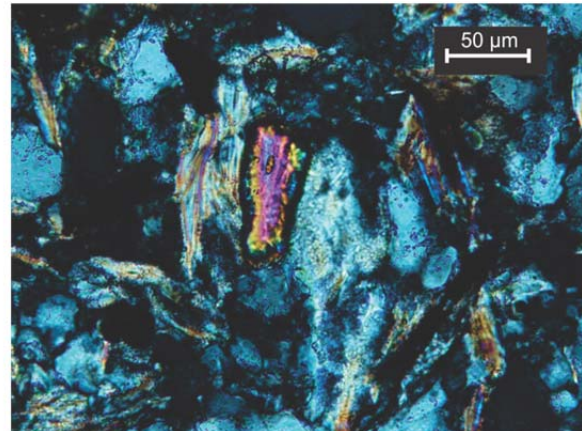
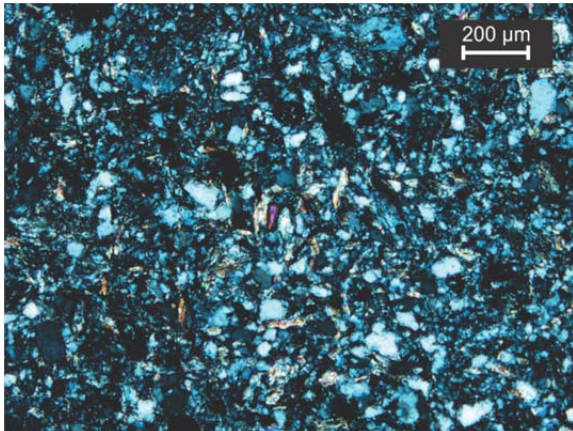
- metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences*, v. 96, p. 253-269.
- Wieland, G.R., 1914, La flora Liásica de la Mixteca Alta: *Instituto Geológico de México*, v. 31, p. 165.
- Williams, P.F., y Rust, B.R., 1969, The sedimentology of a braided river: *Journal of Sedimentary Research*, v. 39, p. 649-679.
- Yagishita, K., 1997, Paleocurrent and fabric analyses of fluvial conglomerates of the Paleogene Noda Group, northeast Japan: *Sedimentary Geology*, v. 109, p. 53-71.

7. Anexos

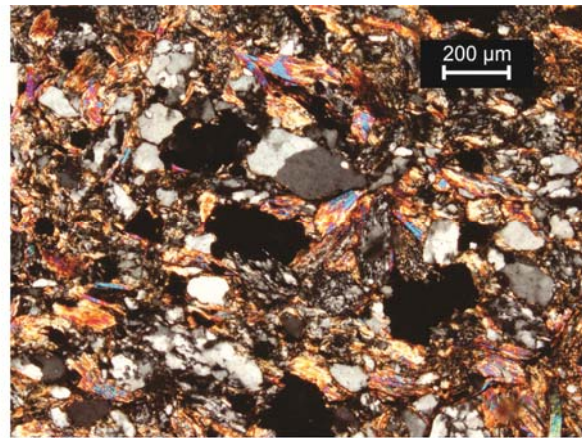
7.1 Tabla de datos de análisis de U-Pb para la muestra obtenida de la Unidad Diquiyú

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS										CORRECTED AGES (Ma)									
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ	Best age (Ma)	±1σ	% disc
Zircon 1 Rs-Dy 0	137	161	1.03	0.07238	0.00072	1.6975	0.01848	0.17026	0.00073	0.04328	0.00043	0.41	1014	4	1008	7	997	19	856	8	997	19	-1.7
Zircon 10 017	821	566	0.61	0.07479	0.00062	0.68363	0.00725	0.06639	0.00044	0.02047	0.00023	0.62	414	3	529	4	1063	16	410	5	414	3	21.7
Zircon 11 019	162	66	0.36	0.05435	0.00109	0.32523	0.00676	0.04326	0.00024	0.01478	0.00163	0.26	273	1	286	5	386	42	297	32	273	1	4.5
Zircon 12 020	137	67	0.43	0.07203	0.0008	1.8193	0.02453	0.18141	0.00141	0.0513	0.00072	0.58	1075	8	1052	9	1012	21	1011	14	1012	21	-6.2
Zircon 13 021	303	176	0.51	0.06664	0.01139	0.41796	0.07408	0.04549	0.00074	0.01388	0.00063	0.13	287	5	355	53	827	341	279	13	287	5	19.2
Zircon 14 022	158	90	0.50	0.07737	0.00069	2.1079	0.02112	0.19767	0.00091	0.05303	0.00058	0.46	1163	5	1151	7	1131	17	1044	11	1131	17	-2.8
Zircon 15 023	628	121	0.17	0.07608	0.00064	1.80628	0.02462	0.17219	0.00141	0.05177	0.00043	0.77	1024	8	1048	9	1097	16	1020	8	1097	16	6.7
Zircon 16 025	124	68	0.48	0.06373	0.00153	0.42456	0.01047	0.04849	0.00028	0.01514	0.00023	0.23	305	2	359	7	733	48	304	5	305	2	15.0
Zircon 17 026	99	48	0.42	0.07096	0.00326	0.42658	0.02063	0.0436	0.00032	0.01321	0.00012	0.2	275	2	361	15	956	89	265	2	275	2	23.8
Zircon 18 027	174	105	0.53	0.06046	0.00771	0.24112	0.03238	0.02892	0.00037	0.00892	0.00021	0.13	184	2	219	26	620	270	180	4	184	2	16.0
Zircon 19 028	73	9	0.11	0.06318	0.00082	1.1251	0.01606	0.12942	0.00076	0.03746	0.00082	0.42	785	4	765	8	714	26	743	16	785	4	-2.6
Zircon 21 031	156	105	0.60	0.09761	0.00077	4.1259	0.03902	0.30622	0.00159	0.07963	0.0008	0.55	1722	8	1659	8	1579	14	1549	15	1579	14	-9.1
Zircon 22 032	403	251	0.55	0.08495	0.0007	2.398	0.02278	0.20436	0.00098	0.06068	0.00073	0.5	1199	5	1242	7	1314	15	1191	14	1314	15	8.8
Zircon 24 034	118	339	2.54	0.0601	0.0015	0.24343	0.00632	0.02943	0.00021	0.00832	0.0001	0.28	187	1	221	5	607	51	167	2	187	1	15.4
Zircon 25 035	238	87	0.32	0.07804	0.00065	2.1965	0.02084	0.20423	0.00094	0.05602	0.00056	0.48	1198	5	1180	7	1148	16	1102	11	1148	16	-4.4
Zircon 26 037	327	140	0.38	0.05521	0.00094	0.22271	0.00401	0.02928	0.00018	0.00928	0.00012	0.33	186	1	204	3	421	36	187	2	186	1	8.8
Zircon 27 038	195	140	0.63	0.0694	0.00414	0.4304	0.02732	0.04498	0.00034	0.01366	0.00012	0.19	284	2	363	19	911	117	274	2	284	2	21.8
Zircon 29 040	70	27	0.34	0.06181	0.00179	0.36767	0.01107	0.04342	0.00035	0.01462	0.00066	0.27	274	2	318	8	668	59	293	13	274	2	13.8
Zircon 3 009	282	100	0.31	0.07261	0.00062	1.8045	0.01761	0.18025	0.00087	0.04565	0.00078	0.48	1068	5	1047	6	1003	16	902	15	1003	16	-6.5
Zircon 30 041	225	135	0.53	0.05826	0.0012	0.37006	0.00865	0.04607	0.00024	0.01428	0.00007	0.34	290	1	320	6	540	43	287	1	290	1	9.4
Zircon 31 043	228	143	0.55	0.05449	0.00082	0.33	0.00528	0.04389	0.00025	0.01289	0.00017	0.34	277	2	290	4	391	32	259	3	277	2	4.5
Zircon 32 044	286	79	0.24	0.06589	0.00066	1.0566	0.01196	0.11633	0.00062	0.035	0.00045	0.47	709	4	732	6	803	20	695	9	709	4	3.1
Zircon 33 045	165	207	1.10	0.05348	0.00168	0.30656	0.01103	0.04158	0.00027	0.01302	0.00007	0.36	263	2	272	9	349	67	261	1	263	2	3.3
Zircon 4 010	198	107	0.48	0.0705	0.00016	0.55194	0.07328	0.04800	0.0013	0.02176	0.00653	0.21	303	8	446	48	943	263	435	120	303	8	32.1
Zircon 5 011	105	38	0.32	0.07403	0.00074	1.8584	0.0207	0.18212	0.00089	0.05271	0.00132	0.44	1079	5	1066	7	1042	19	1038	25	1042	19	-3.6
Zircon 6 013	42	24	0.51	0.10039	0.00171	4.0299	0.07188	0.29162	0.00157	0.07497	0.00082	0.3	1650	8	1640	15	1631	30	1461	15	1631	30	-1.2
Zircon 7 014	145	81	0.49	0.09448	0.00104	3.5638	0.04263	0.27375	0.00129	0.07167	0.00079	0.39	1560	7	1542	9	1518	20	1399	15	1518	20	-2.8
Zircon 8 015	682	375	0.48	0.06424	0.00059	0.69045	0.00842	0.07805	0.00062	0.02318	0.00028	0.66	484	4	533	5	750	18	463	6	484	4	9.2
Zircon 9 016	261	158	0.53	0.06063	0.00061	0.74107	0.00807	0.08909	0.00038	0.02494	0.00025	0.38	550	2	563	5	626	21	498	5	550	2	2.3
Zircon 20 029	191	130	0.60	0.05957	0.00236	0.38157	0.01631	0.04646	0.00033	0.01436	0.00011	0.28	293	2	328	12	588	81	288	2	293	2	10.7
Zircon 23 033	117	53	0.40	0.06014	0.00293	0.40317	0.02112	0.04862	0.00036	0.01501	0.00017	0.32	306	2	344	15	609	99	301	3	306	2	11.0
Zircon 28 030	336	51	0.13	0.08715	0.00131	1.027	0.01663	0.08365	0.00052	0.07012	0.00111	0.27	530	3	717	8	1364	27	1530	21	530	3	26.1

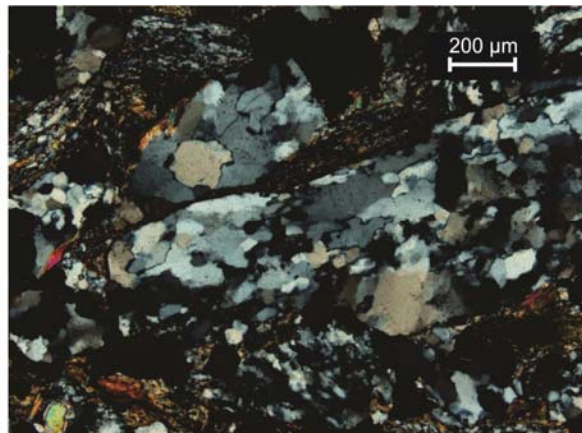
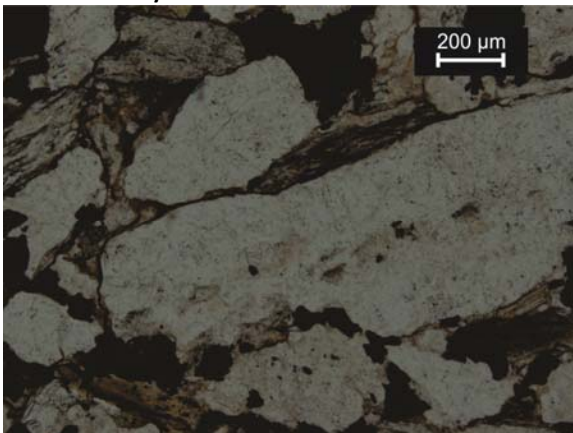
7.3 Petrografía



Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra FI-1. Izquierda: sedimento de grano muy fino- Derecha: Circón, ubicado en medio del campo. Unidad Tecocoyunca Inferior.

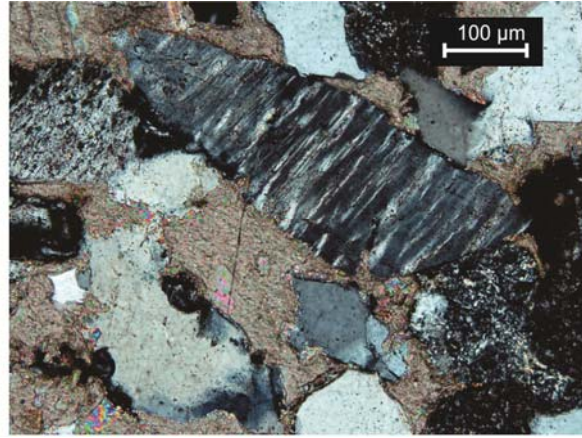
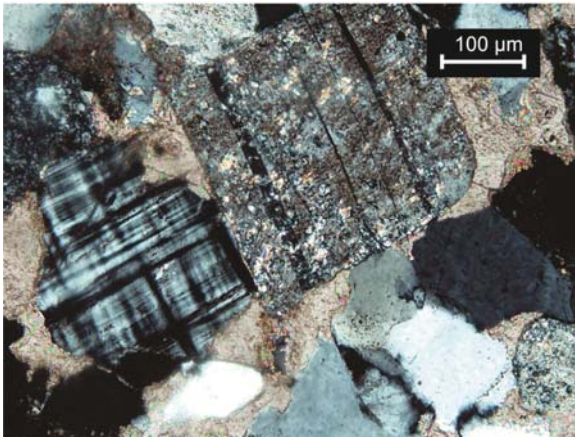


Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P4A12-01. Izquierda: Cuarzo policristalino con abundantes micas y matriz arcillosa. Derecha: Abundante cuarzo, con contactos suturados. Unidad Tecocoyunca Inferior.



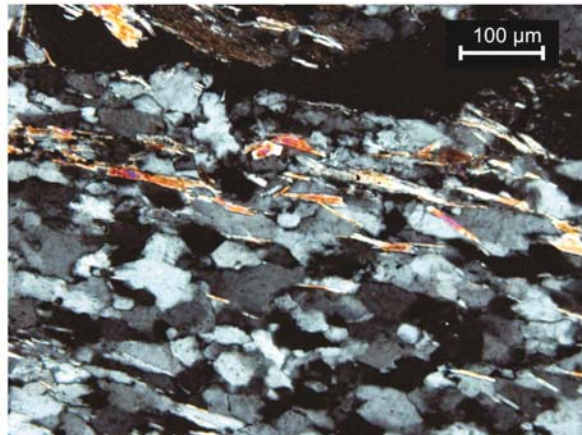
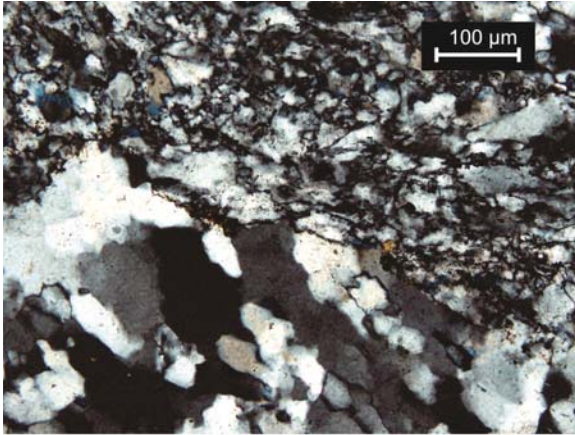
Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P4A12-03. Izquierda: Con luz polarizada sin analizador Cuarzos y feldspatos con abundantes micas y matriz arcillosa. Derecha: Con luz polarizada y analizada, cuarzo policristalino con bordes identados habituales en cuarzos de origen metamórficos. Se observan fragmentos de líticos volcánicos entre los cuarzos compuestos.

Unidad Tecocoyunca Inferior.



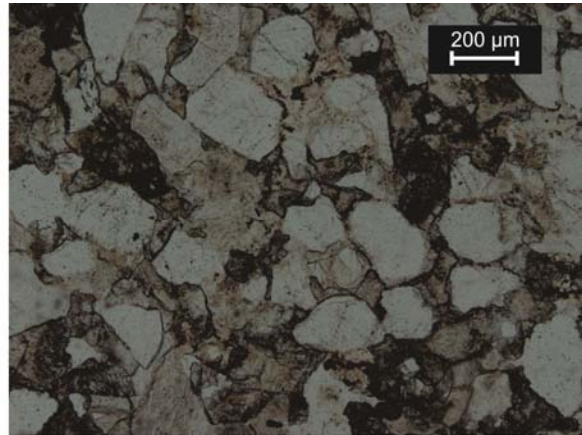
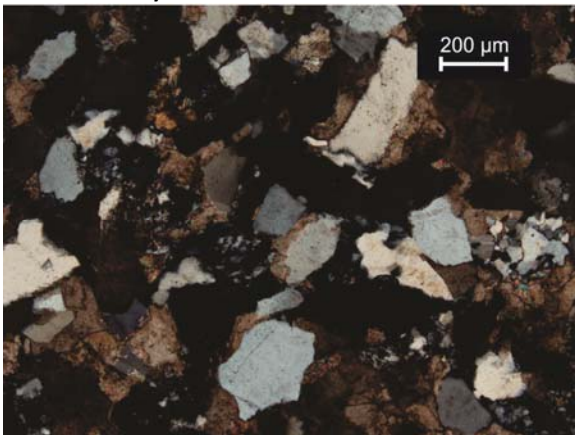
Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P416b. Izquierda: Microclina, feldespatos alcalinos alterados, y cuarzo monocristalino bien redondeado con matriz calcárea. Derecha: Microclina, con feldespatos y cuarzo en una matriz calcarea.

Unidad Tecocoyunca Inferior



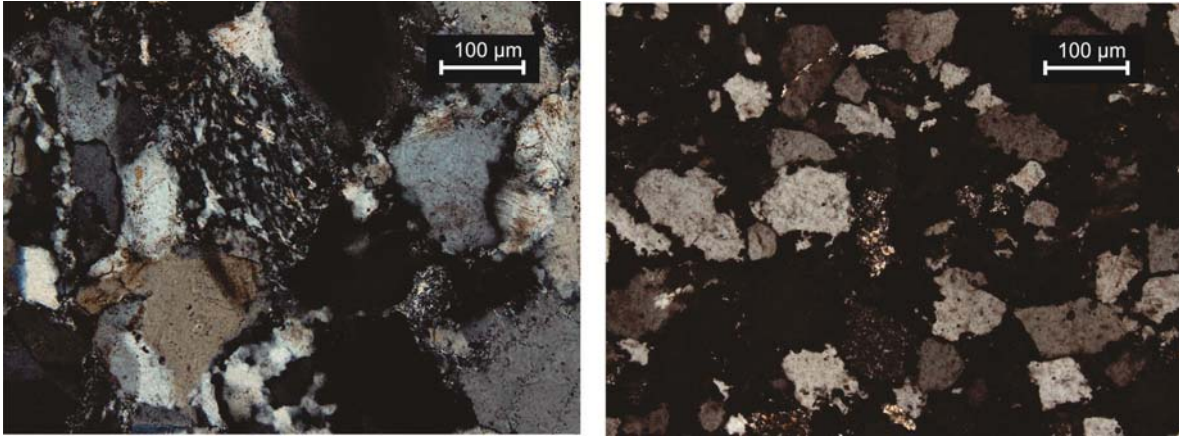
Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P512 Agb2. Izquierda: Cuarzo policristalino metamórfico en contacto con cuarzo criptocristalino originado por presión disolución. Derecha: Cuarzo policristalino con crecimientos de mica y óxidos de hierro.

Unidad Tecocoyunca Inferior.



Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P615b. Derecha: Cuarzos bien redondeados con sobrecrecimiento y óxidos de hierro. Izquierda: Con luz polarizada sin analizador, se observan los feldespatos con maclas polisintéticas. Y algunos clastos de fragmentos líticos, y óxidos de hierro.

Unidad Tecocoyunca Inferior.



Izquierda: Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra P113d se observan cuarzos monocristalinos rodeando un cuarzo policristalino, los clastos se encuentran en contacto y presentan golfos de corrosión. Derecha: Fotomicrografía de lámina delgada de la muestra Yut-01 se pueden ver cuarzos monocristalinos con matriz calcárea y óxidos de hierro remplazando los bordes de los cuarzos.

Unidad Tecocoyunca Inferior

7.4 Tabla de datos de las muestras colectadas en la Unidad Tecocoyunca Inferior

Muestras			
Clave	Descripción	Coordenadas E	Coordenadas N
Tz- 03	Muestra de roca con concreciones	619809	1949415
Tz- 04	Muestra de coquina	620313	1949212
Rs-01	Roca félsica (volcánica)	621829	1946217
Rs-02	Roca félsica (volcánica)	621829	1946217
Yut-01	Muestra de nódulos	619102	1947001
Yut-02	Muestra de nódulo	619102	1947001
Yut-03	Muestra de arenisca	619102	1947001
Yut-04	Muestra de arenisca del lente	619102	1947001
CC01	Arenisca de grano medio con abundante cuarzo y material calcáreo	619262	1946917
CP-01	Arenisca de Grano medio con abundante cuarzo y material calcáreo	619262	1946917
CP-02	Arenisca de Grano medio con abundante cuarzo y material calcáreo	619262	1946917
CP-03	Arenisca de Grano medio con abundante cuarzo y material calcáreo	619262	1946917
Dy-hel	Muestra de flujo de escombros del diquiyu	619472	1946763
Rs-Dy-Lv-01	Muestra de flujo de lavas intercaladas en el diquiyu	621707	1945931
RM-05	Roca blanca (volcánica)	621314	1945613
Rs-Dy-A-02	Andesita con abundante matriz.	621280	1945468
RS-07	Arenisca de grano fino con abundantes concreciones de hematita	621331	1944862

RS-08	Arenisca de grano fino con concreciones	621331	1944862
RS-09	Arenisca de grano medio (base)	620803	1944452
RS-10	Arenisca de grano medio (cima)	620803	1944452
CP 02Rs	Conglomerado heterogéneo masivo	620582	1944271
CP-C-12	Clasto dentro del conglomerado (prieto) concreción hematítica arenisca	622306	1946352
CP-CV-13	Clasto dentro del conglomerado (prieto) Volcánico	622306	1946352
Ar-14	Arenisca	622306	1946352
CP-Ar-15	Clasto dentro del conglomerado (prieto) arenisca	622306	1946352
P312MC	Muestra de conglomerado	622408	1946416
P312MCC2	Muestra de clasto en el conglomerado poco común	622408	1946416
P312MAIC3	Muestra de arenisca intercalada en el conglomerado	622408	1946416
P312MECC4	Clasto de esquistos dentro del conglomerado	622408	1946416
P312MAIC5	Muestra de arenisca gruesa (igual que P312MAIC3)	622408	1946416
P4A12-01	Areniscas de grano grueso color rojizas con concreciones(base)	622426	1946459
P4A12-02	Areniscas de grano grueso color rojizas con concreciones(media)	622426	1946459
P4A12-03	Areniscas de grano grueso color rojizas con concreciones (cima)	622426	1946459
P4Az12-01	Areniscas de grano medio (gris-azul) con abundante cuarzo de mica y algunas concreciones de óxidos de hierro.	622426	1946459
P4Az12-02		622426	1946459
P4Ar 12-01	Areniscas de grano medio color rojizo	622426	1946459
P4Ar 12-02	Areniscas de grano medio color rojizo	622426	1946459
P512Agb2	Arenisca de grano grueso (base)	622524	1946589
P512AGt1	Arenisca de grano grueso (techo)	622524	1946589
P512ARs-01	Arenisca gruesa (base)	622524	1946589
P512ARs-02	Arenisca gruesa (medio)	622524	1946589
P512ARs-03	Arenisca gruesa (medio)	622524	1946589
P512ARs-04	Arenisca gruesa (techo)	622524	1946589
P6I1a	Areniscas de grano medio con pequeñas concreciones alargadas (base)	622584	1946624
P6I1b	Areniscas de grano medio con pequeñas concreciones alargadas (base)	622584	1946624
P6I2a	Arenisca gruesa con abundante cuarzo (punto medio)	622584	1946624
P6I2b	Arenisca gruesa con abundante cuarzo (techo)	622584	1946624

P6I3a	Arenisca de grano medio de estrato grueso (base)	622584	1946624
P6I3b	Arenisca de grano medio de estrato grueso	622584	1946624
P6I3c	Arenisca de grano medio de estrato grueso	622584	1946624
P6I3d	Arenisca de grano medio de estrato grueso (techo)	622584	1946624
P6I4a	Arenisca de grano fino (a la base)	622584	1946624
P6I4b	Arenisca de grano fino (antes del carbón)	622584	1946624
P6I4c	Arenisca de grano fino (en el carbón)	622584	1946624
P6I4d	Arenisca en la cima en las intercalaciones de nódulos	622584	1946624
P6I5a	Areniscas de coloración azul, gris a la base	622584	1946624
P6I5b	Areniscas de coloración azul, gris a la cima	622584	1946624
P6I5c	Areniscas con abundantes nódulos de hematita.	622584	1946624
P6I6a	Areniscas de coloración rojiza	622584	1946624
P6I6b	Areniscas de coloración azul	622584	1946624
P6I6c	Areniscas de grano medio	622584	1946624
P6I6d	Arenisca (cima de la secuencia)	622584	1946624
P6I7a	Areniscas de grano medio	622584	1946624
P6I7b	Areniscas de grano medio intercalada con lutitas	622584	1946624
P713a	Areniscas de grano grueso (base)	622707	1946864
P713b	Areniscas de grano grueso (cima)	622707	1946864
P813a	Areniscas de grano fino a medio (base)	622463	1947241
P813b	Areniscas de grano fino a medio (cima)	622463	1947241
P813c	Muestras de areniscas carbonosas	622463	1947241
P813d	Muestras de areniscas carbonosas	622463	1947241
P913a	Areniscas de grano medio con concreciones (base)	622506	1947498
P913b	Areniscas de grano medio con concreciones (cima)	622506	1947498
P1013a	Capas de arenisca con nódulos(base)	622478	1947654
P1013b	Capas de arenisca con nódulos(techo)	622478	1947654
P1113a	Muestra de conglomerado fino (lentes en las areniscas)	622476	1948255
P1113b	Muestra de conglomerado fino (lentes en las areniscas)	622476	1948255
P1113c	Muestra de areniscas	622476	1948255
P1113d	Muestra de arenisca gruesa	622476	1948255
P1113e	Conglomerado con fragmentos líticos	622476	1948255
P1113f	Muestra de areniscas	622476	1948255
P10b16-c	Roca ígnea (intrusionando la unidad)	622861	1946405

P116a	Areniscas intercaladas en carbonatos	622861	1946405
P116b	Areniscas intercaladas en carbonatos	622861	1946405
P316a	Arenisca media a gruesa (base)	622742	1948754
P316b	Arenisca media a gruesa (cima)	622742	1948754
P416a	Arenisca con caliza intercalada	622712	1948832
P416b	Arenisca en contacto con la coquina	622712	1948832
P416d	Muestra volcánica	622712	1948832
P516-a	Roca blanca (volcánica)	622740	1949099
P117a	Muestra de clastos volcánicos dentro del conglomerado	622993	1945083
P217a	Depósito epiclástico	622927	1944968
P517a	Conglomerado	623101	1945396
Dy-17-1	Muestra Diquiyú del 17 de nov	622031	1946256
Rv-07	Roca Ígnea Intrusiva	622721	1948826

8. Agradecimientos

Agradezco a las personas que hicieron posible que este esfuerzo se consumara. A los investigadores que apoyaron parcialmente o de una manera total este trabajo que parecía imposible para alguien con una formación diferente a la geológica, pero que con ayuda de excelentes maestros como mi asesor pudiera entender y disfrutar de la Geología como una pasión y un modo de vida entendiéndola con humildad, entrega y devoción. Agradezco a mi asesor, el Dr. Fernando Ortega, por la confianza y paciencia que me tuvo durante el aprendizaje de una de las ciencias más fascinantes y menos comprendidas en las ciencias naturales. A mi profesora de toda una vida, por los consejos que me sigue dando para ser un buen profesionista y un mejor ser humano, a la Dra. Elena Centeno, quien me motivó para realizar esta investigación. Al Dr. Duncan Keppie quien me enseñó la Geología como una ciencia cambiante e innovadora, por inculcarme el valor de decir lo que pienso no como un acto de fe, sino con nuevas evidencias que hagan que el desarrollo de la ciencia no sea un proceso lento y conservador, sino con un desarrollo dinámico que puede ser controversial y hasta antagónico. Al Dr. Enrique A. González Torres por su amistad y sabios consejos en la solución de problemas de una manera ecuánime, correcta y justa. Para que yo sea también justo tendría que agradecer a todo el Instituto de Geología, desde al cuerpo de trabajadores como al personal de los laboratorios, y muchos otros investigadores que participaron directa e indirectamente en la realización de este trabajo.

A mis amigos, Fernando Núñez Useche, Sandra B. Briceño Prieto, Mario Alfredo Ramos Arias, Rafael Lopez, Valerie Pompa Mera, Marco A. Barrientos Ortiz, Alberto Isaac Obregón Medina, y a todos los que me ayudaron tanto en el trabajo de campo, como en todos y cada uno de los procesos que tuve que pasar para ver materializado este trabajo.

A mi madre muy en especial ya que sin su apoyo y fe nunca hubiera podido llegar hasta donde estoy ahora, a mis tíos, ojalá que todos pudieran estar presentes para vivir este momento conmigo, aun sino, gracias a todos.

A mi familia, Alejandra Noemí Garcia Romero mi compañera fiel y a ti Corinne que sé que le darás un nuevo significado a cada logro que tengamos.