



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTRATIGRAFÍA Y FACIES DE LAS CUENCAS CRETÁICAS
DEL SUR DE PUEBLA Y SU SIGNIFICADO TECTÓNICO**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES

JURADO EXAMINADOR

Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego
Dr. Ricardo Barragán Manzo
Dra. Elena Centeno García
Dr. Martín Guerrero Suastegui
Dr. José Rafael Barboza Gudiño

COMITÉ TUTORAL

Dra. Elena Centeno García
Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego
Dr. Francisco Vega Vera



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Claudia C. Mendoza-Rosales

Tesis doctoral

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Elena Centeno García su dirección y apoyo en mi proyecto doctoral, por todo lo que me ha enseñado y lo que hemos compartido.

Mi sincero agradecimiento para los miembros de mi comité tutorial Dr. Ángel Nieto Samaniego y Dr. Francisco Vega Vega por las enseñanzas recibidas, y sus comentarios desinteresados que contribuyeron a mejorar mi proyecto doctoral.

Por su tiempo, paciencia y revisión crítica de este trabajo doy mis sinceras gracias a los doctores Ángel Francisco Nieto Samaniego, Ricardo Barragán Manzo, Martín Guerrero Suastegui, José Rafael Barboza Gudiño.

Agradezco los apoyos recibidos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) a través de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico por la beca recibida en el Programa de Apoyos para la Superación del Personal Académico de la UNAM (PASPA); y los apoyos recibidos en el “Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica” (PAPIIT) proyectos IN102602 e IN109605, que permitieron la realización de parte del trabajo de campo y la parte analítica.

A la Facultad de Ingeniería por las facilidades otorgadas para la realización de mis estudios de posgrado, especialmente a la Mtra. Artemisa Pedroza de Gortari por su apoyo y confianza.

Agradezco a Gilberto Silva por todo su apoyo para el desarrollo de este proyecto, su contribución fue decisiva para la culminación del mismo.

Deseo reconocer el apoyo en las diversas etapas de mi proyecto doctoral a mis amigos y compañeros de trabajo: Emiliano Campos, Juan Carlos Cruz, Alfredo Victoria, Adán Castro, Jorge Nieto, Mayumi Cabrera, Ma. del Sol Hernández, Enrique González, Barbara Martiny, que siempre me animaron cuando me hizo falta. Les agradezco su asesoría en el trabajo de campo, petrografía, toma de muestras, análisis de laboratorio, discusiones y revisión del texto.

Un agradecimiento especial al Dr. Dante Morán por su apoyo y enseñanzas.

Tesis doctoral

A los alumnos de la asignatura Geología de Campo, que me ayudaron en muchas ocasiones a reflexionar durante el trabajo de campo. A Mónica, David, Nubia y Mario porque sus trabajos de tesis en la región contribuyeron al desarrollo de mi proyecto.

Agradezco a Gabriela Solis, Rufino Lozano, Elena Lounejeva, Julio Morales y Teodoro Hernández por su ayuda en la preparación y análisis de mis muestras de geoquímica. Agradezco a Víctor Valencia (*Arizona LaserChron Center*) por los análisis de geocronología. A Consuelo Macías por su asesoría en la preparación de muestras, especialmente la separación de circones. A Barbara Martiny, Enrique González y Laura Mori su asesoría en geoquímica.

A la Dra. Blanca Buitrón, Dra. Celestina González, Dra. Carmen Rosales, M.C. Lourdes Omaña, Dr. Hannes Löser, Dr. Christian Neumann, Dr. Pedro García, Biol. Javier Hernández, por la identificación de los fósiles.

A las autoridades y pobladores de San Sebastián Frontera y Chazumba en el estado de Oaxaca; Los Reyes Metzontla, La Compañía, Caltepec, San Luis Atolotitlán, Xochiltepec, Zapotitlán Salinas, San Juan Raya, Santa Ana, San Antonio Texcala, Las Salinas Grandes en el estado de Puebla, por permitirme conocer sus recursos, y darme la bienvenida cada vez que visité su casa.

A las autoridades de la Reserva de la Biósfera Tehuacán-Cuicatlán, especialmente al Biól. José Carlos Pizaña Soto, al MVZ. Juan Manuel Salazar Torres y al Biól. Fernando Reyes Flores, por las facilidades otorgadas para realizar el trabajo de campo.

Quiero expresar mi agradecimiento al personal académico y administrativo del Posgrado en Ciencias de la Tierra por su disposición y apoyo durante mis estudios de posgrado.

Finalmente, pero los más importantes: a Carlos y la Beba, ¡gracias por todo!

Resumen

Las sucesiones siliciclásticas que afloran en el sur de Puebla (Cuencas de Zapotitlán y Chivillas) registran el inicio de una transgresión del Cretácico Temprano desde el oriente, de múltiples etapas, asociadas a un régimen extensivo controlado por fallas con dos orientaciones principales: una con orientación general ENE y las otras con una orientación NW. Dos de las fallas NW corresponden con fallas de larga vida, la Falla Oaxaca y la Falla Caltepec.

El análisis de facies en las áreas de Chivillas y Zapotitlán confirma que la sedimentación ocurrió inicialmente en forma independiente; la Cuenca de Zapotitlán es una cuenca de aproximadamente 35 km de largo, limitada por fallas al poniente y al sur, desarrollada en un sistema de fallas de medio-graben escalonadas, se desconoce su límite hacia el norte. Hacia finales del Barremiano y principios del Aptiano, ambas cuencas se unificaron y formaron la Cuenca Zapotitlán – Chivillas. Las cuencas de Chivillas y Zapotitlán del Cretácico Temprano forman parte de un sistema de cuencas extensionales asociadas a la apertura del Golfo de México, que se formaron sobre un basamento Precámbrico-Paleozoico adelgazado.

Reconocí dos ambientes de depósito principales para la Cuenca de Zapotitlán: un ambiente costero que incluye depósitos de abanico delta, de planicie costera, de tormenta, laguna, islas de barrera y biohermas (Formaciones Caltepec, La Compañía, San Juan Raya y Agua del Cordero); que cambian hacia el oriente, a un ambiente marino mixto representado por depósitos de turbiditas y flujos de detritos (formación Zapotitlán). La configuración de la línea de costa evoluciona de una bahía (formación La Compañía) en el Barremiano, a una costa rectilínea con fuerte influencia de oleaje (formación San Juan Raya) en el Aptiano. En general se trata de un sistema sedimentario marino mixto progradante, con fallas sinsedimentarias en un régimen extensivo.

La Cuenca de Chivillas consiste de gruesas intercalaciones de lavas almohadilladas interestratificadas con turbiditas siliciclásticas y flujos de detritos, que contienen clastos derivados de rocas metamórficas y sedimentarias. La composición de los

clastos y geocronología de circones detríticos indican una procedencia continental, con fuentes situadas al sur del área estudiada. Las edades de circones detríticos tienen un rango desde $1,573 \pm 60$ a 125 ± 1.6 Ma; los circones jurásicos fueron derivados probablemente del Complejo milonítico Sierra de Juárez. Otros picos sugieren una fuente procedente del arco Permo-Triásico al cual pertenecen los cuerpos graníticos de Altotonga, La Mixtequita y de Chiapas, que afloran tanto al norte como al sur del área de estudio; y del basamento tipo Grenvilliano del Terreno Zapoteco. Interpreto que la edad de ~ 126 Ma (Barremiano) de la población más joven de circones corresponde con la edad máxima de depósito, asociada posiblemente al vulcanismo contemporáneo.

La mayoría de las lavas de la formación Chivillas son basaltos alcalinos, con SiO_2 entre 46% - 53%, y álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 5 - 8% wt; todas las muestras tienen un bajo TiO_2 (<1,6% wt) y bajo V (180-242 ppm), con Ti/V entre 30 y 50. Las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían de 18.6 a 20.5, y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son 38.4 a 40.3, dentro de los campos de OIB y MORB. Los valores de $\epsilon\text{Nd}_{(126)}$ inicial son de 0.3 a 4.1, y las edades modelo T_{DM} oscilan entre 632 – 1,520 Ma. La composición geoquímica de las lavas es similar al magmatismo alcalino reportado a lo largo de las márgenes del Océano Atlántico en particular a los basaltos de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP) y al Pulso Alcalino Peri-Atlántico Cretácico (PAAP).

Las rocas volcanosedimentarias de la formación Chivillas se formaron en una cuenca marina subsidente de *rift*, en la intersección de una dorsal-transforme. Presento un modelo de evolución en el cual, la extensión de la cuenca de *rift* está asociada a la apertura del Golfo de México, formado por pequeñas dorsales separadas por fallas transformes en el cual la Cuenca de Chivillas se desarrolla en la posición correspondiente al último segmento de *rift*, donde el segmento de *rift* se conecta a una falla transforme con desplazamiento lateral derecho, representada por el Complejo milonítico Sierra de Juárez. Los datos de circones detríticos sugieren una edad de Barremiano (~ 126 Ma), indicando que el pulso final de *rifting* del Golfo de México, es más joven que lo que se había propuesto previamente.

Abstract

Siliciclastic successions outcropping in southern Puebla (Zapotitlán and Chivillas Basins) record the beginning of an Early Cretaceous multiple-stage transgression from the east, associated with an extensional system controlled by two main faults: one with a general ENE orientation and the other with a NW orientation. Two of the NW faults are long-lived: Caltepec Fault and Oaxaca Fault.

Facies analysis in the areas of Chivillas and Zapotitlán confirms that initially sedimentation occurred independently; the Zapotitlán Basin is about 35 km long, fault-bounded to the west and south, and developed in a stepped half-graben fault system with an unknown northern boundary. By the late Barremian and early Aptian, the two basins were merged and formed the Zapotitlán-Chivillas Basin. In the Early Cretaceous, the Chivillas and Zapotitlán basins were part of a system of extensional basins, associated with the opening of the Gulf of Mexico, that formed on a thin Precambrian-Paleozoic basement.

In the Zapotitlán Basin I recognized two main depositional environments: a coastal environment including fan-delta deposits, coastal plain, storm deposits, lagoon, barrier islands and bioherms (Caltepec, La Compañía, San Juan Raya and Agua del Cordero formations) that changed to the east to mixed-marine environments represented by deposits of turbidites and debrites (Zapotitlán Formation). The configuration of the coastline evolved into a bay (La Compañía formation) in the Barremian, and to a straight coast with strong surf influence (San Juan Raya Formation) in the Aptian. In general it is a mixed-marine prograding sediment system, with synsedimentary faults in an extensional regime.

Chivillas Basin consists of thick intervals of pillow lavas interbedded with siliciclastic turbidites and debrites containing clasts derived from metamorphic and sedimentary sources. Clast composition and detrital zircon geochronology indicate a continental origin, with sources located south of the studied area. Detrital zircon ages range from 1.573 ± 60 to 125 ± 1.6 Ma. I interpret the ~ 126 Ma (Barremian) age obtained for the youngest zircon population as the maximum depositional age, possibly associated with contemporary volcanism. Jurassic detrital zircons were probably derived from the Sierra de

Juárez mylonitic complex. Other peaks suggest a source from the Permo-Triassic arc, represented by the granitic bodies of Altotonga, La Mixtequita and Chiapas that outcrop both north and south of the study area; and Grenvillian basement of Zapoteco Terrane.

Pillow lavas of the Chivillas formation are mostly alkaline basalts, with SiO₂ from 46% to 53%, and alkalis (K₂O+Na₂O) from 5 to 8 wt. %; all samples have low-TiO₂ (<1.6 wt.%) and low V (180–242 ppm), with Ti/V between 30 and 50. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb isotopic ratios vary between 18.6 and 20.5, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb from 38.4 to 40.3, within OIB and MORB ranges. Initial εNd₍₁₂₆₎ values are 0.3 to 4.1, and T_{DM} are 632–1520 Ma. Lava compositions are similar to alkaline basalts along the margins of the Atlantic Ocean, particularly to basalts from the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), and to the Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP).

Volcano-sedimentary rocks from the Chivillas formation formed in a subsiding marine rift basin, at a ridge–transform intersection. I present an evolution model in which the extension in the rift basin is associated with the opening of the Gulf of Mexico, and is formed by small ridges separated by transform faults; the Chivillas Basin developed in the last rift segment, where this rift segment connects to a transform fault with right lateral displacement, represented by the Sierra de Juárez mylonitic complex. Detrital zircon data suggest a Barremian age (~ 126 Ma), indicating that the final pulse of rifting in the Gulf of Mexico is younger than previously proposed.

Contenido

Resumen	i
Abstract	iii
Capítulo I. Introducción	1
I.1. Planteamiento del Problema.....	1
I.2. Objetivo.....	2
Objetivos específicos	2
I.3. Antecedentes del área de estudio	2
I.4. Localización	5
I.5. Metodología de trabajo	6
Cartografía geológica	6
Medición de secciones estratigráficas	7
Análisis petrográfico.....	7
Análisis de facies	7
Análisis geoquímico	9
Análisis de procedencia	9
Análisis de circones detríticos	10
Análisis paleontológico	10
Capítulo II. Marco geológico regional	11
II.1. Cuenca de Zapotitlán	16
II.2. Cuenca Cuicateca.....	18
II.3. Cuenca de Zongolica.....	19
II.4. Plataforma de Córdoba	19
II.5. Cuenca de Chivillas	20
II.6. Evolución geológica.....	20
Capítulo III. La Cuenca de Chivillas	23
III.1. Litoestratigrafía	23
III.1.a Formación Chivillas.....	24

III.2. Análisis de facies	27
III.2.a Asociación de Facies A (AF A): Turbiditas de grano medio	29
III.2.b Asociación de Facies B (AF B): Flujos volcánicos y lavas almohadilladas	34
III.2.c Asociación de Facies C (AF C): Turbiditas de grano grueso	35
III.2.d Asociación de Facies D (AF D): Debritas calcáreas	36
III.2.e Asociación de Facies E (AF E): Turbiditas de grano fino	37
III.2.f Asociación de Facies F (AF F): Conglomerado soportado por clastos	38
III.2.g Asociación de Facies G (AF G): Conglomerado soportado por matriz	39
III.2.h Asociación de Facies H (AF H): Pliegues disarmónicos	40
III.3. Paleoambiente de depósito	43
III.4. Geoquímica de las lavas	44
III.4.a Elementos mayores y traza	46
III.4.b Isótopos Nd - Pb	50
III.5. Petrología de siliciclastos y reconstrucción de la procedencia	51
III.6. Geocronología de circones detríticos	54
III.6.a Procedencia con base en circones	56
III.7. Edad de la formación Chivillas	57
III.8. Modelo tectonosedimentario	58
Capítulo IV. La Cuenca de Zapotitlán.....	61
IV.1. Litoestratigrafía de la Cuenca de Zapotitlán	64
IV.1.a Formación Zapotitlán	64
IV.1.b Formación Caltepec.....	67
IV.1.c Formación La Compañía	69
IV.1.d Formación Agua del Cordero	72
IV.1.e Formación San Juan Raya	74
IV.1.f Formación Miahuatepec.....	78
IV.2. Contenido fósil y su significado.....	79
IV.2.a Formación La Compañía	80
IV.2.b Formación Zapotitlán	82
IV.2.c Formación Agua del Cordero	84
IV.2.d Formación San Juan Raya	84
IV.2.e Miembro Agua del Burro	86

IV.3. Análisis de facies.....	86
IV.3.a Sector de A: Frontera-San Juan Raya.....	87
IV.3.b Sector de B: La Compañía - Metzontla - Caltepec.....	101
IV.3.c Sector C: Zapotitlán-Xochiltepec	108
IV.4. Modelo de facies	115
IV.4.a Correlación sedimentaria del Sector A San Sebastián Frontera – San Juan Raya	115
IV.4.b Correlación sedimentaria del Sector B La Compañía – Metzontla - Caltepec	120
IV.4.c Correlación sedimentaria del Sector C: Zapotitlán - Xochiltepec.....	123
Capítulo V. Evolución tectonosedimentaria de las cuencas	126
V.1. Esquema estructural.....	126
V.2. Unidades tectono-sedimentarias	128
V.2.a Unidades del bloque alto.....	129
V.2.b Unidades del bloque bajo	132
V.2.c Unidades de traslape	134
V.3. Evolución paleoambiental	134
V.3.a Valanginiano - Hauteriviano.....	135
V.3.b Barremiano	136
V.3.c Aptiano.....	138
V.4. Interpretaciones tectónicas previas.....	138
V.4.a Ambiente tectónico de <i>rift</i> :	138
V.4.b Ambiente tectónico de arco:	140
V.5. Apertura del Golfo de México.....	140
V.6. Modelo Tectónico regional.....	143
Conclusiones.....	148
Referencias	150
Apéndice I. Columnas medidas en la Cuenca de Zapotitlán.....	162
Columna III Acatepec A.....	164
Columna IV Acatepec B.....	165
Columna V El Pedernal	166

Tesis doctoral

Columna VI Agua La Junta A	167
Columna VII Agua La Junta B	168
Columna VIII San Francisco	169
Columna IX El Aguacate.....	170
Columna X Cerro Gavilán.....	171
Columna XI Paso del Burro	172
Columna XII Cerro Machichi.....	173
Columna XIII Yistepec.....	175
Columna XIV La Compañía.....	176
Columna XV Xochiltepec	177
Columna XVI Zapotitlán	178
Columna XVII Cerro Pizotepec	179
Apéndice II. Análisis geocronológico de circones detríticos	181
Apéndice III. Algunos fósiles colectados en la Cuenca de Zapotitlán.....	187

Tablas:

Tabla II-1 Tabla de fechamientos isotópicos para el sur de México.	13
Tabla II-2 Tabla de correlación estratigráfica para las cuencas de Zapotitlán y Chivillas con base en la estratigrafía reportada en los trabajos antecedentes. La nomenclatura de las cuencas es la propuesta en este trabajo.....	17
Tabla III-1 Análisis de elementos mayores (wt%) y elementos traza (ppm) en las rocas ígneas de la facies B de la formación Chivillas.....	45
Tabla III-2 Composición isotópica Sm/Nd -Pb en roca total para las rocas ígneas de la formación Chivillas. .	47
Tabla III-3 Datos correspondientes al conteo estadístico de puntos a partir de los cuales se graficaron los diagramas ternarios de discriminación para procedencia de fragmentos clásticos en rocas sedimentarias: (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, FK: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Gn: gneis, E: esquisto; Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios, Cz: calizas, Czp: pelmicritas, Zr: circón, Mtz: matriz).	53
Tabla IV-1 Tabla litoestratigráfica de la Cuenca de Zapotitlán; incluye los dos trabajos antecedentes más utilizados para describir la geología de la región, así como la subdivisión propuesta en este trabajo.....	62
Tabla IV-2 Resumen de las asociaciones de facies del sector A Frontera – San Juan Raya en la Cuenca de Zapotitlán.	91
Tabla IV-3 Resumen de las asociaciones de facies del sector B La Compañía – Metzontla - Caltepec en la Cuenca de Zapotitlán.	101
Tabla IV-4 Resumen de las asociaciones de facies del sector C Zapotitlán - Xochiltepec en la Cuenca de Zapotitlán.	109

Tabla AI-1 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector A de la Cuenca de Zapotitlán.	162
Tabla AI-2 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector B de la Cuenca de Zapotitlán.	173
Tabla AI-3 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector C de la Cuenca de Zapotitlán.	177
Tabla AII-4. Análisis geocronológico U-Pb de circones detríticos de la formación Chivillas. Muestra FCH-40 colectada en la Barranca Las Salinas Longitud W 97°21'39.7" Latitud N 18°30'17.3" (Sección I, Figura III.2).....	181
Tabla AII-5. Análisis geocronológico U-Pb de circones detríticos de la formación Chivillas. Muestra FCH-39 colectada en la Barranca Las Salinas Longitud W 97°21'18.3" Latitud N 18°30'52.1" (Sección I, Figura III.4).....	184
Tabla AIII-6. Contenido fósil de la Cuenca de Zapotitlán. La posición estratigráfica de las muestras se puede consultar en el Apéndice I.	187
Tabla AIII-7 Ejemplares de amonitas colectados en la Columna IV Xochiltepec (Figura AI.13 en la formación Zapotitlán.	190

Figuras:

Figura I.1. Mapa de localización del área de estudio.....	5
Figura II.1 A) Mapa de terrenos tectonoestratigráficos del sur de México. B) Mapa geológico regional, modificado de INEGI (1994).....	12
Figura II.2 Ubicación geográfica de los elementos paleogeográficos para la región durante el Cretácico.	15
Figura III.1 Mapa de las cuencas cretácicas de Chivillas y Zapotitlán.....	23
Figura III.2 Mapa geológico de la formación Chivillas.....	26
Figura III.3 Simbología utilizada en las columnas estratigráficas.	27
Figura III.4 Columna estratigráfica general de la Cuenca de Chivillas.	28
Figura III.5 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas (Parte 1/5).....	30
Figura III.6 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas (Parte 2/5).....	31
Figura III.7 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas (Parte 3/5).....	32
Figura III.8 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas (Parte 4/5).....	33
Figura III.9 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas (Parte 5/5).....	34
Figura III.10 Peperita en bloques en la cima de un derrame basáltico.	35
Figura III.11 Fotomicrografías de muestras de roca de la formación Chivillas.....	36
Figura III.12 Marcas de corriente asimétricas onduladas.....	37
Figura III.13 Fallas de crecimiento en la asociación de facies A (AF A).....	38
Figura III.14 Detalle de las estructuras de plato en la asociación de facies C (AF C).....	39
Figura III.15 Conglomerado de clastos de caliza de la asociación de facies D (AF D).....	40
Figura III.16 Fotomicrografías de muestras de roca.....	41
Figura III.17 Contacto entre la asociación de facies F (AF F) y la asociación de facies A (AF A).....	42
Figura III.18 Panorámica de la formación Chivillas.....	43
Figura III.19 Diagrama de álcalis total vs. SiO ₂	47
Figura III.20 Diagrama de multielementos normalizado a N-MORB.....	49
Figura III.21 Diagramas de discriminación de la formación Chivillas.....	49
Figura III.22 Resultados del análisis de isótopos de Sm-Nd de la formación Chivillas.....	50
Figura III.23 Diagramas de correlación isotópica ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb.....	51
Figura III.24 Diagramas ternarios de la composición modal de areniscas.....	54

Figura III.25 Diagramas de probabilidad relativa e histogramas de circones detríticos de grauvacas.	55
Figura III.26 Modelo de facies 3D para la Formación Chivillas	59
Figura IV.1 Litoestratigrafía de la Cuenca de Zapotitlán	63
Figura IV.2 Panorámica hacia el poniente desde el poblado de Metzontla.	69
Figura IV.3 Alcance estratigráfico de algunos de los fósiles identificados en la formación La Compañía.	82
Figura IV.4 Alcance estratigráfico de algunos de los fósiles identificados en la formación Zapotitlán.....	83
Figura IV.5 Fotomicrografía de una arenisca calcárea de la Asociación de facies J (AF J).....	85
Figura IV.6 Sectores en que se divide la Cuenca de Zapotitlán	87
Figura IV.7 Asociación de facies R (AF R)	88
Figura IV.8 Asociación de facies Q (AF Q): Depósitos de avenida	92
Figura IV.9 Aspecto de la Asociación de facies P (AF P) Barras.	94
Figura IV.10 Asociación de facies O (AF O) Laguna abierta	96
Figura IV.11 Asociación de facies K (AF K)	97
Figura IV.12 Formación San Juan Raya: Asociación de facies M (AF M) Bioherma.	99
Figura IV.13 Asociación de facies B (AF B) Flujos volcánicos columnares.	100
Figura IV.14 Intercalación de estratos de conglomerado y arenisca de las Facies I Fanglomerado.....	103
Figura IV.15 Asociación de facies J (AF J) Depósitos costeros.....	105
Figura IV.16 Asociación de facies M (AF M) Bioherma	107
Figura IV.17 Debritas (AF D).	110
Figura IV.18 Pliegue disarmónico en las calizas y lutitas de la formación Zapotitlán.....	113
Figura IV.19 Estructuras primarias en la Asociación de facies N (AF N).....	114
Figura IV.20 Croquis con la ubicación aproximada de la correlación de columnas establecidas para cada sector de la Cuenca de Zapotitlán:.....	116
Figura IV.21 Correlación estratigráfica de las columnas del sector A San Sebastián Frontera.	117
Figura IV.22 Correlación de las columnas del sector B La Compañía – Metzontla – Caltepec.....	121
Figura IV.23 Panorámica del contacto discordante del Granito Cozahuico con la formación La Compañía..	122
Figura IV.24 Correlación de las columnas del sector C Zapotitlán – Xochiltepec.....	124
Figura V.1 Bosquejo estructural de la región de Zapotitlán – Tehuacán.....	126
Figura V.2 Mapa tectosedimentario de la Cuenca Zapotitlán – Chivillas.	129
Figura V.3 Falla de crecimiento en la formación Caltepec	130
Figura V.4 Discordancia interna en la formación San Juan Raya..	133
Figura V.5 Modelos propuestos por diversos autores para la apertura del Golfo de México.	142
Figura V.6 Modelo tectónico para el origen de la Cuenca de Chivillas	147

Capítulo I. **Introducción**

1.1. Planteamiento del Problema

Como parte de los trabajos del XX Congreso Geológico Internacional realizado en México en 1956, Maldonado-Koerdell menciona que la región del sur de Puebla constituye una de las áreas “clave” para el conocimiento de la Geología del Cretácico en el centro del país, dada la gran variedad de material litológico y paleontológico de la región. Desde entonces los trabajos que se han realizado en la región son relativamente escasos: por lo general, abordan en forma individual el aspecto paleontológico o estratigráfico de las diferentes secuencias cretácicas, sin analizar el ambiente de sedimentación de cada uno de ellos, ni las posibles relaciones estratigráficas tanto laterales como verticales. El aspecto sedimentológico ha sido tratado de manera muy superficial, por lo que no hay acuerdo en la definición y clasificación de facies, no se ha elaborado un análisis de paleocorrientes, ni determinado con precisión los ambientes de depósito.

Además, existen incongruencias en las edades reportadas para las distintas unidades, así como una controversia referente a la relación entre las formaciones del oriente del área en Tehuacán y las de la región occidental. No hay claridad en los límites geográficos de las unidades, por lo que no se puede cuantificar el tamaño y extensión de las cuencas, e incluso todavía no hay acuerdo acerca de la estratigrafía de la región. Faltaba identificar y caracterizar las discordancias presentes en la región y analizar su significado regional.

En los últimos 15 años, la región de San Juan Raya - Zapotitlán - Tehuacán, en el estado de Puebla, se ha convertido en una zona recurrente de prácticas escolares de geología en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, dada su cercanía a la Ciudad de México y a lo didáctico y variado de sus afloramientos. A partir de mis visitas a la región y dado lo limitado de la información publicada, decidí estudiar el origen y la evolución paleoambiental de las unidades siliciclásticas del Cretácico Inferior que afloran en la región.

1.2. Objetivo

Definir la evolución tectonosedimentaria durante el Cretácico Temprano de la región de San Juan Raya - Zapotitlán - Tehuacán, en el estado de Puebla. Establecer el ambiente tectónico prevaleciente y la evolución paleogeográfica durante la formación y evolución de la(s) cuenca(s).

Objetivos específicos

1. Revisar la litoestratigrafía del Cretácico Inferior de la región estudiada.
2. Definir si existe continuidad en la sedimentación desde la región de San Juan Raya/Zapotitlán y las unidades marinas al oriente del Valle de Tehuacán, para el Cretácico Temprano.
3. Precisar el número de cuencas de depósito que existieron para el mismo período en la zona de estudio.
4. Llevar a cabo la caracterización de dichas cuencas, determinando su geometría y cambios en la batimetría durante el Cretácico Temprano.
5. Establecer los modelos sedimentarios, paleoambientales y tectónicos para el Cretácico Temprano para de la región sur de Puebla.
6. Determinar las áreas fuente de los sedimentos de las cuencas.

1.3. Antecedentes del área de estudio

La mayor parte del territorio centro oriental de México consiste en sucesiones deformadas marinas de edad Jurásico-Cretácico, el plegamiento de éstas dio origen a la Sierra Madre Oriental y hacia el sur a la Sierra Madre del Sur, en los estados de Veracruz, Puebla, Oaxaca y Chiapas. Estas sierras y las rocas que las forman representan uno de los rasgos geológicos mesozoicos más importantes.

En términos generales se conoce que al final del Jurásico y principios del Cretácico, en el marco de una margen pasiva, el mar fue transgrediendo sobre las áreas continentales emergidas hasta cubrir completamente la mayor parte del territorio del país para mediados

del Cretácico. Sin embargo, no se sabe cómo ocurrió este avance, si fue homogéneo o cubrió áreas alternadas en diferentes localidades, o cual fue la dirección preferencial de dicho avance. Tampoco se conoce qué proceso geológico dio origen a esta gran transgresión, es decir, si está relacionada a cambios globales en el nivel del mar o a procesos tectónicos locales. Al igual no se conoce cuál es la relación entre esta transgresión y la evolución del Golfo de México, de un rift a una margen pasiva, o si hubo una serie de fallas normales mayores que controlaron la sedimentación.

En la mayoría de las localidades en que se registra esta transgresión se han preservado tres grandes paquetes sedimentarios: el más antiguo formado por sedimentación clástica continental, el segundo también clástico a evaporítico en algunas zonas, depositado en condiciones transicionales a marinas, y el tercer conjunto de unidades corresponde a la sedimentación marina calcárea. El presente trabajo de tesis se enfoca a las sucesiones clásticas marinas que forman el paquete intermedio y que afloran en la región de Tehuacán.

La región de Tehuacan, Puebla presenta tres rasgos geológicos/geomorfológicos importantes:

1. Al oeste-suroeste una zona de sierras que corresponde a la Región de Zapotitlán Salinas. En ella aflora uno de los paquetes de rocas clásticas alternado con depósitos calcáreos, que son uno de los objetivos centrales de este proyecto, y que cambia transicionalmente a rocas netamente calcáreas, ambas del Cretácico Inferior.
2. Al centro del área se encuentra un valle amplio originado por fallas Cenozoicas (Valle de Tehuacán), en el cual afloran depósitos conglomeráticos, lacustres y volcánicos del cenozoico y que no fueron estudiados en este proyecto.
3. Al oriente y nororiente de la ciudad de Tehuacán se localiza una sierra alta y abrupta que forma parte de las sierras Zongolica, Mazateca y Cuicateca, en ella la geología es compleja. Su estratigrafía incluye una sucesión de rocas marinas clásticas y rocas ígneas, que también son objetivo de este estudio, y que cambia transicionalmente a un grueso paquete de rocas calcáreas.

Desde mediados del siglo XIX, la región de Zapotitlán localizada al suroeste de Tehuacán, Pue. (Figura I.1), es conocida internacionalmente por su riqueza fosilífera, con

localidades famosas por su variedad y abundancia de fósiles, tales como San Antonio Texcala, Zapotitlán Salinas y San Juan Raya, la más célebre. A pesar de esto, son pocos los trabajos estratigráficos en la región, ya que la mayoría de los estudios realizados se enfocaron a determinaciones paleontológicas (Nyst y Galeotti, 1840; Felix y Lenk, 1891; Villada, 1905; y Müllerried, 1933). Aguilera (1896, 1906) y Salas (1949) realizaron los primeros reconocimientos geológicos de la región; sin embargo, posterior a estos trabajos, solo están aquellos publicados en el XX Congreso Geológico Internacional celebrado en México en 1956. Desde el punto de vista geológico el trabajo de Calderón (1956) es el más completo y el que se ha utilizado en los últimos cincuenta años como base de los trabajos paleontológicos (Alencaster, 1956; Reyerros, 1963; Buitrón-Sánchez, 1970; y González-Arreola, 1974). Trabajos más recientes fueron realizados por González-Hervert *et al.* (1984), donde caracterizaron estratigráfica y estructuralmente la región de Metzontla; Feldmann *et al.* (1995) realizan el primer reporte de artrópodos en la formación San Juan Raya; Rodríguez de la Rosa *et al.* (2004) reportan huellas de dinosaurio en la formación San Juan Raya, cerca de San Martín Atexcal. Recientemente Löser (2006) redescubre la colección de corales de San Antonio Texcala que se encuentra en la Universidad de Leipzig (Alemania) y descrita por Felix en 1891.

Desde el punto de vista tectónico, los únicos trabajos realizados en la región se enfocan a la formación Chivillas, localizada en el sector al noreste de Tehuacán, y que es también objetivo del presente trabajo. Dicha formación contiene el volcanismo submarino mesozoico más oriental del sur de México (Carrasco, 1978; Alzaga y Pano, 1989; Mendoza-Rosales, *et al.* 2010). Carrasco (1978) la interpreta como un depósito somero con base en las vesículas de las lavas almohadilladas y la secuencia sedimentaria, mientras que Carfantan (1981) la interpreta como una cuenca intracratónica asociada a la formación del Océano Atlántico y el Mar Caribe; por otro lado Delgado-Argote (1988) y Alzaga y Pano (1989) la interpretan como un volcanismo asociado a un arco volcánico en una cuenca de trasarco o marginal. Recientemente propusimos que la acumulación de la formación Chivillas está asociada al proceso de apertura del Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010).

1.4. Localización

El área de estudio se localiza al sur del estado de Puebla (Figura I.1); las dos zonas objetivo del presente estudio corresponden a la Región de Zapotitlán, cuyas localidades más sobresalientes son los poblados de San Juan Raya, Zapotitlán, La Compañía, Caltepec, Los Reyes Metzontla y Xochiltepec en el estado de Puebla, así como San Sebastián Frontera y Chazumba en el estado de Oaxaca, todos dentro del área de la Reserva de la Biósfera Tehuacán – Cuicatlán (Anexos A, C y D). La otra zona se encuentra en las inmediaciones de la Ciudad de Tehuacán, en la sierra que se localiza al este (Anexo B).

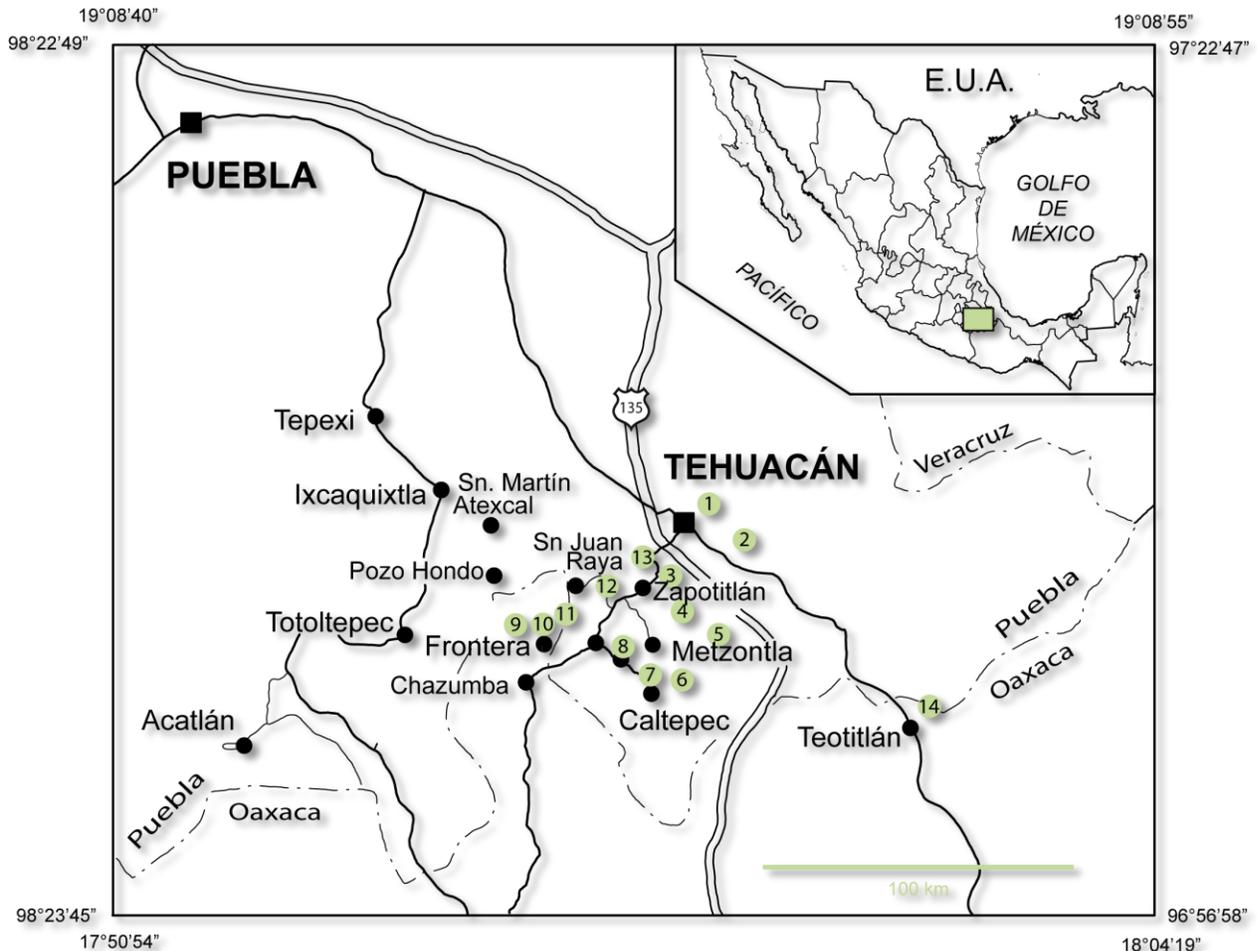


Figura I.1. Mapa de localización del área de estudio. Los círculos señalan las localidades en las que realicé trabajo: 1) Barranca Las Salinas, 2) San Luis del Pino, 3) Cerro Pizotepec, 4) Barranca Grande, 5) Xochiltepec, 6) Cerro Machichi, 7) Caltepec, 8) La Compañía, 9) Arroyo Acatepec, 10) Barranca Agua La Junta, 11) Arroyo San Francisco, 12) Paso del Burro, 13) San Antonio Texcala, 14) Teotitlán.

1.5. Metodología de trabajo

Para cumplir con los objetivos realicé los siguientes análisis:

1. *Estratigrafía*: Análisis de las unidades litoestratigráficas descritas, para revisar su pertinencia y establecer la correlación más adecuada.
2. *Análisis de facies*: Definición de las facies con base en la litología (composición y textura), estructuras primarias y contenido fósil; para establecer los diferentes ambientes de depósito y su distribución.
3. *Geoquímica*: Análisis geoquímicos de roca total de las rocas ígneas incluidas en la estratigrafía cretácica de la región para caracterizar el ambiente tectónico en que se formaron.
4. *Análisis de procedencia basado en conteo de puntos*: Para determinar las posibles áreas fuente de las que proceden los siliciclastos de las unidades cretácicas, y para modelar la paleogeografía de la región.
5. *Geocronología de circones detríticos*: Para establecer la edad máxima de depósito de las unidades y la procedencia de los sedimentos acumulados en la cuenca.
6. *Tectónica*: Elaboré un modelo de evolución tectónica, en el que propongo el tiempo de inicio y término; número de eventos tectónicos y naturaleza de los mismos.
7. *Análisis de cuencas*: Propongo la morfología de las cuencas y la ubicación de sus márgenes; y finalmente la evolución paleogeográfica de la región.

Cartografía geológica

Realicé la cartografía geológica 1:100,000 de la región estudiada (Anexo A), así como mapas a escala 1:50,000 de la zona de Tehuacán (Anexo B), La Compañía (Anexo C) y San Sebastián Frontera (Anexo D); utilicé fotografías aéreas a diferentes escalas dependiendo de la zona; elaboré un mapa fotogeológico preliminar con el que se propusieron los puntos de verificación para el trabajo de campo. Con base en el trabajo de campo, realicé las modificaciones pertinentes, y procedí a la planeación del trabajo de detalle que se presenta a continuación.

Los mapas a escala 1:50,000 muestran los límites de las unidades estratigráficas propuestas en este trabajo, la ubicación de las secciones estratigráficas medidas, los afloramientos visitados, las muestras colectadas para estudios petrográficos, paleontológicos, geoquímicos y de circones detríticos. Utilicé como mapa base, la cartografía vectorial del INEGI, sistema de proyección UTM, elipsoide de referencia GRS80, datum ITRF92; las coordenadas UTM utilizadas en la tesis están referidas a este sistema.

Medición de secciones estratigráficas

Con base en la cartografía seleccioné las secciones estratigráficas representativas de cada unidad litoestratigráfica para realizar el análisis de facies (Anexo A). Las secciones estratigráficas fueron medidas utilizando el Báculo de Jacob. Medí un total de 17 columnas detalladas: ocho columnas en San Sebastián Frontera (Anexo D), dos en La Compañía – Caltepec – Metzontla (Anexo C), cuatro en Atolotitlán – Zapotitlán (Anexo A), una en San Juan Raya (Anexo A) y una en Tehuacán (Anexo B) para un total de 6,352 m, las cuales se pueden consultar en el Apéndice I.

Análisis petrográfico

Realicé el estudio petrográfico de algunas de las muestras colectadas en la región para precisar su clasificación; su localización geográfica y posición estratigráfica se pueden observar en los mapas y las columnas estratigráficas correspondientes. El proceso se dividió en dos etapas: 1) identificación pormenorizada de los componentes y sus texturas, y 2) clasificación petrográfica. La identificación de los componentes petrográficos la realicé considerando los rasgos texturales y mineralógicos de cada tipo, independientemente de su abundancia.

Análisis de facies

El análisis litoestratigráfico y el análisis de litofacies son dos aproximaciones contrastantes para el estudio de las rocas sedimentarias; la primera corresponde con una

aproximación descriptiva basada en la identificación y definición de unidades litoestratigráficas; la segunda está basada en las descripciones detalladas de facies, la cual provee las bases para el estudio genético de sedimentos usando los modelos de facies.

El análisis de litofacies y biofacies debe ser utilizado para apoyar los estudios estratigráficos, porque comprendiendo el ambiente de depósito y la paleogeografía para un tiempo determinado en el que se formó una unidad de roca, podremos realizar interpretaciones más completas y extrapolar la información para cambios laterales en composición y espesor. El análisis de facies se convierte en una herramienta invaluable en la elaboración de correlaciones y permite establecer definiciones litoestratigráficas formales más útiles.

Una asociación de facies resulta de la agrupación de facies genéticamente compatibles, esta asociación pasa por un proceso de generalización de la información que se está observando, para posteriormente representarse gráficamente después de un proceso de simplificación. Al estudiar secciones estratigráficas detalladas, las asociaciones de facies se reconocen a partir de su expresión vertical a la que denominamos sucesión de facies, la que se define por la superposición de dos o más facies genéticamente relacionadas que se repiten periódicamente. Al asignarle a una asociación de facies una interpretación ambiental, la convertimos en un modelo de facies.

A partir de las columnas medidas y el análisis individual de afloramientos, identifiqué una gran cantidad de litofacies, que agrupé en asociaciones de facies para caracterizar y describir los diversos subambientes que identifiqué en la región. Con base en estos resultados, revisé las descripciones litoestratigráficas de la región, con lo cual redefino algunas de las unidades, en lo referente a sus características y ambientes de depósito, propongo algunos cambios en los rangos estratigráficos, y defino dos unidades litoestratigráficas nuevas. Las unidades litoestratigráficas que describo son informales de acuerdo al Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán-Manzo *et al.*, 2010).

Análisis geoquímico

Colecté muestras de las rocas ígneas de la formación Chivillas para su análisis geoquímico; se seleccionaron las muestras relativamente menos alteradas; se descostraron y fragmentaron directamente en el campo utilizando un marro de acero y el afloramiento como mortero natural. Realicé el análisis químico de elementos mayores y traza, así como el análisis isotópico de Sm-Nd y Pb. Los elementos mayores y traza fueron analizados en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. (UNAM); los elementos mayores se analizaron por fluorescencia de rayos-X (XRF) utilizando los procedimientos de Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995). Los análisis de elementos traza se llevaron a cabo con un espectrómetro de masas de plasma inducido acoplado (ICP-MS) AGILENT 7500ce, utilizando las técnicas de digestión ácida según los procedimientos analíticos modificados de Eggins *et al.* (1997). Los análisis isotópicos se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, las muestras se calibraron utilizando los estándares internos e internacionales adecuados a la composición de las muestras; los análisis de roca total para Sm-Nd-Pb se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 equipado con ocho colectores Faraday, la preparación de las muestras y los procedimientos de medición y análisis están descritos en Schaaf *et al.* (2005).

Análisis de procedencia

Para el análisis de procedencia realicé un análisis modal de algunas muestras selectas de arenisca. El análisis modal se basó en un conteo de puntos adaptado a las características texturales y mineralógicas de la arenisca. Las areniscas varían de grano fino a grueso, se contaron 500 puntos por muestra, la diferencia en el tamaño de grano fue compensada con el espaciado de la red de conteo.

Para el análisis utilicé los diagramas de procedencia estandarizados de Dickinson (1985), los resultados del conteo fueron normalizados al 100% como la suma del cuarzo monocrystalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (gneis (Gn), y

esquistos (E)); los líticos de caliza (Cz), los circones (Zr) y los minerales opacos fueron excluidos para este análisis (Dickinson, 1985).

Análisis de circones detríticos

Para determinar la edad máxima de depósito de las unidades con escaso contenido fosilífero, realicé el estudio de geocronología de circones detríticos a dos muestras de areniscas localizadas al oriente de Tehuacán; su localización geográfica y posición estratigráfica se pueden observar en el mapa de la Figura III.2 y las columnas estratigráficas correspondientes. Los análisis U-Pb fueron realizados en el *Arizona LaserChron Center*, en la Universidad de Arizona, EUA utilizando el método de ablación láser y espectrometría de masas (*Laser ablation-multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*), el procedimiento analítico está descrito en Gehrels *et al.* (2006). Los circones fueron separados utilizando métodos estándar de separación manual y magnética; una fracción de los circones recuperados fueron montados en resina epóxica y pulidos. Se analizaron alrededor de 100 circones para cada muestra; los granos fueron seleccionados en forma aleatoria entre los circones montados para cada muestra. Para establecer las edades magmáticas, se seleccionaron al menos cinco circones euhedrales en cada muestra.

Análisis paleontológico

Parte del contenido fósil de la Cuenca de Zapotitlán fue analizado y determinado por diversos investigadores: Hannes Löser (corales), Christian Neumann (equinodermo), Celestina González-Arreola (amonitas), Carmen Rosales-Domínguez (microfósiles), Pedro García-Barrera y Javier Ortiz-Hernández (gasterópodos y rudistas), Blanca E. Buitrón-Sánchez (equinodermos y gasterópodos).

Capítulo II. Marco geológico regional

La zona de estudio se localiza en el confín de los terrenos Mixteca, Zapoteco y Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993; terrenos Mixteca, Oaxaca y Juárez de acuerdo a Campa y Coney, 1983) como se observa en la Figura II.1A. El límite entre el Terreno Zapoteco (Oaxaquia, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) y Cuicateco está conformado por el Complejo milonítico Sierra de Juárez (Sedlock *et al.*, 1993); Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) proponen que esta zona de cizalla está relacionada cinemáticamente con el desplazamiento del Bloque de Yucatán hacia el sur, mientras se separaba Gondwana de Norteamérica (Figura II.1B). Hacia el poniente, en los alrededores de los pueblos de Metzontla y Atolotitlán (Figura II.1B) está expuesto el basamento del Terreno Zapoteco, formado por rocas metamórficas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, consisten en bandas de gneises granulíticos gabroíco-dioríticos y tonalíticos alternados con bandas de gneises graníticos (Elías-Herrera *et al.*, 2005).

El límite entre los terrenos Zapoteco y Mixteca está definido por la Falla Caltepec donde aflora el Granito Cozahuico (Anexo A) que se ha interpretado como la sutura entre los Complejos Acatlán y Oaxaqueño en un contacto por una falla inversa con deformación dúctil (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.* 2005). El Granito Cozahuico consiste de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda, intensamente deformado y milonitizado, con una edad de 275.6 ± 1 Ma (Elías-Herrera *et al.*, 2005); en la zona de la Falla Caltepec se observa una foliación milonítica subvertical (Elías-Herrera *et al.*, 2005). El basamento del Terreno Mixteco está representado por los esquistos del Complejo Acatlán, afloran en el sudoeste del área, al poniente de Chazumba y al sur de Frontera y de La Compañía, igual que en la región de Metzontla (Anexo A); son de color gris verdoso, con una foliación plegada y con segregaciones de cuarzo, estas rocas son producto de la deformación y polimetamorfismo por colisión de rocas sedimentarias siliciclásticas y rocas volcánicas que se metamorfizaron en condiciones de bajo a alto grado, hace aproximadamente 354 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

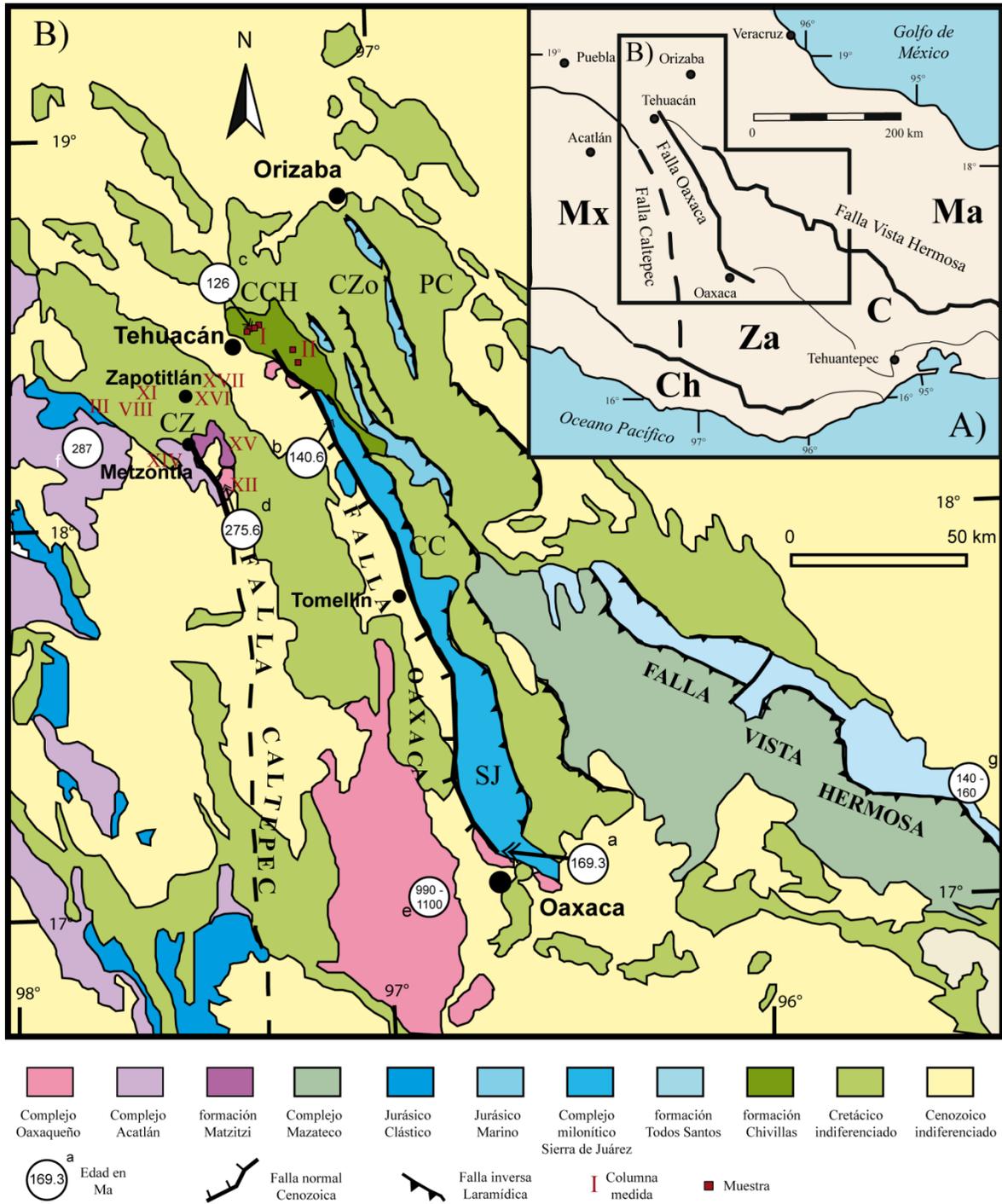


Figura II.1 A) Mapa de terrenos tectonoestratigráficos del sur de México de acuerdo a Sedlock et al. (1993); se incluyen las referencias geográficas usadas en el texto. Mx (Terreno Mixteco), Za (Terreno Zapoteco), C (Terreno Cuicateco), Ma (Terreno Maya), Ch (Terreno Chatino). B) Mapa geológico regional, modificado de INEGI (1994), Ortuño-Arzate et al. (1992), Ángeles-Moreno (2006). CCH (Cuenca de Chivillas), CC (Cuenca Cuicateca), SJ (Sierra de Juárez), CZO (Cuenca de Zongolica), PC (Plataforma de Córdoba), CZ (Cuenca de Zapotitlán). En los círculos están las edades previamente publicadas: (a) Alaniz-Álvarez et al., 1996; (b) Ángeles-Moreno, 2006; (c) este trabajo; (d) Elías-Herrera et al., 2005; (e) Gillis et al. 2005; (f) Talavera-Mendoza et al., 2005; (g) Blair, 1988. Los números romanos indican la ubicación de algunas de las columnas medidas. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

Tabla II-1 Tabla de fechamientos isotópicos para el sur de México.

Localidad	Muestra	Roca/mineral	Método	Edad Ma	Error	Tipo de edad	Fuente
----	SFG	Granito sintectónico	U/Pb	165	20	milonitización	Alaniz-Álvarez <i>et al.</i> (1996)
----	J-11	Moscovita	Ar/Ar	169.3	1.7	Sin-cinemática	Alaniz-Álvarez <i>et al.</i> , 1996
Coxcatlán, Oax.	COX-4A	Moscovita Dique metagranítico	Ar/Ar	132.69	0.73	metamorfismo	Ángeles-Moreno, 2006
N de Teotitlán, Oax.	ME0503-20	Circón	U/Pb	140.6	1.5	migmatización	Ángeles-Moreno, 2006
N de Teotitlán, Oax.	ME0503-21	Anfíbol Gneis migmatítico	Ar/Ar	144.91	1.5	migmatización	Ángeles-Moreno, 2006
N de Teotitlán, Oax.	X-86-9	Hornblenda	Ar/Ar	123	7	metamorfismo	Delgado-Argote <i>et al.</i> (1992)
N de Teotitlán, Oax.	X-86-9A	Hornblenda	Ar/Ar	132	4	metamorfismo	Delgado-Argote <i>et al.</i> (1992)
N de Teotitlán, Oax.	X-86-10	Hornblenda	Ar/Ar	138	8	metamorfismo	Delgado-Argote <i>et al.</i> (1992)
Barranca Agua Salada	ZFC17	Banda leucosomática en Gneis migmatítico	U/Pb(Zrn)	275.6	1	anatéxis	Elías-Herrera <i>et al.</i> , 2005
Santiago-Ixtaltepec y Tiñú	Cobertura paleozoica T. Oaxaca	Circón	U-Pb	990 – 1100 (Pico 993)		Rango de circones detríticos	Gillis <i>et al.</i> 2005
Barranca Las Salinas	FCH-40	Circón	U-Pb	126.3	0.9	magmática	Mendoza-Rosales <i>et al.</i> 2010
La Noria, Pue.	AC-18	Circón	U-Pb	371	34	magmática	Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 1999 Yañez <i>et al.</i> , 1991
W de Totoltepec, Pue.	AC-21	Circón	U-Pb	287	2	Magmática (concordia)	Yañez <i>et al.</i> , 1991

En forma discordante se acumularon sobre este basamento cristalino, las rocas continentales pérmicas de la formación Matzitzi, las cuales afloran al oriente en la región de Atolotitlán –Metzontla (Anexo A; Hernández-Láscars, 2000; Centeno-García *et al.*, 2009).

Sobre las rocas cristalinas del basamento (Complejos Oaxaqueño y Acatlán, Granito Cozahuico) se acumularon discordantemente diversas sucesiones jurásicas sedimentarias tanto continentales como marinas (Figura II.1A). En el oriente aflora la sucesión continental jurásica de la formación Todos Santos, que Blair (1987, 1988) asocia a la apertura del Golfo de México, mientras que en el área de Chazumba sobre el Complejo Acatlán yace una sucesión conglomerática continental asignada al Jurásico (Calderón, 1956; Pano, 1973), la cual Ortega-Guerrero (1989) denomina formación Otlaltepec (Anexo D), consiste en una alternancia de areniscas y areniscas conglomeráticas de cuarzo, feldespatos y líticos de rocas volcánicas, cuarcitas y esquistos.

En la Sierra de Santa Rosa (Anexo D) en el sector suroeste del área de estudio, Ortega-Guerrero (1989) describe una sucesión del Cretácico Inferior de calizas biomicríticas parcialmente dolomitizadas que denomina Caliza Coyotepec, la cual se acumuló conforme con la formación Otlaltepec; estas unidades no fueron estudiadas en el presente trabajo.

En la región se han definido, para el Cretácico Temprano, diversos elementos paleogeográficos de acuerdo a la interpretación de diversos autores: La *Plataforma de Zapotitlán* (Denominada Cuenca de Cuicatlán en este trabajo) al occidente de Tehuacán y la *Cuenca de Cuicatlán* al sureste (Meneses-Rocha *et al.* 1996); la *Plataforma de Córdoba* y la *Cuenca de Zongolica* (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003); y la *Cuenca Cuicateca* (Delgado-Argote 1989; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996). Muchas de estas reconstrucciones están basadas en los trabajos de geología de semidetalle elaborados por los geólogos de PEMEX en los últimos cincuenta años; la información sedimentológica utilizada no está disponible para su consulta en su totalidad, solo se conocen algunos informes internos, cuya

descripción sedimentológica está poco detallada. En general, la evolución tectónica de la región no ha sido reconstruida hasta el momento.

Con base en los resultados que he obtenido describo brevemente estos elementos en el marco del análisis de cuencas, por lo que propongo las siguientes cuencas para la región de estudio:

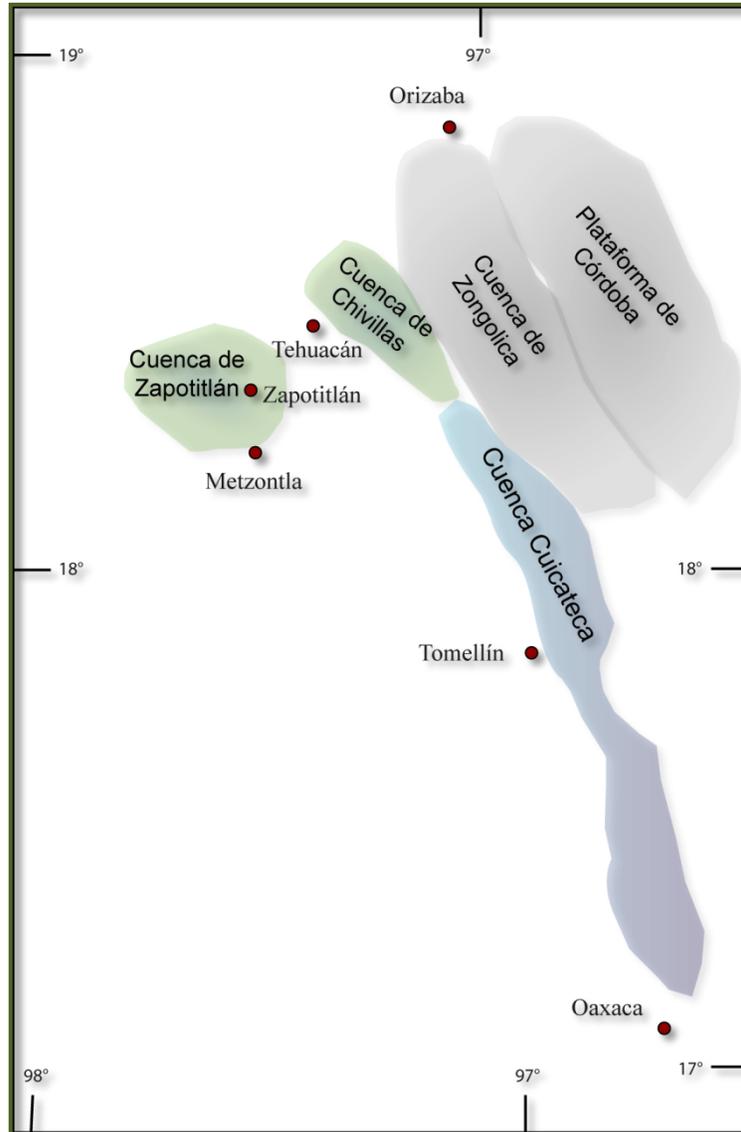


Figura II.2 Ubicación geográfica aproximada actual de los elementos paleogeográficos descritos para la región durante el Cretácico por diversos autores; detalles en el texto.

II.1. Cuenca de Zapotitlán

Se localiza en la zona poniente del área de estudio, en los alrededores de Metzontla y Zapotitlán (Figura II.1B y Figura II.2); consiste en una secuencia de unidades litoestratigráficas del Cretácico Inferior (formaciones Zapotitlán, Miahuatepec y San Juan Raya) descritas por Calderón (1956), las cuales se acumularon discordantemente sobre las rocas metamórficas del Complejo Acatlán (Tabla II-2). Se habían realizado pocos estudios en la Cuenca de Zapotitlán (denominada Plataforma de Zapotitlán por Meneses-Rocha *et al.*, 1996) que contribuyeran con nuevos datos significativos para la interpretación tectonoestratigráfica de la misma, hasta el presente trabajo.

Sobre la formación Matzitzi, Hernández-Láscars (2000) describe una unidad de lechos rojos constituida de conglomerado con intercalaciones de arenisca de grano medio y lutitas, y que en este trabajo denomino informalmente como formación Caltepec, ya que sus mejores afloramientos se encuentran en el poblado de Caltepec (Anexo C). Estos lechos rojos han sido descritos por diversos autores con edades que van desde el Triásico hasta el Cretácico; González-Hervert *et al.* (1984) describen una "unidad de conglomerados rojos y verdes" de clastos de gneises, esquistos, rocas ígneas y calizas con *Textularia* sp., en una matriz arcillo-arenosa rojiza. Estos autores reportan a estas rocas sedimentarias acumuladas discordantemente sobre los Complejos metamórficos Acatlán y Oaxaqueño, pero que en el caso de este último, las rocas de la formación Matzitzi se encuentran en medio. Los lechos rojos continentales han sido descritos por diversos autores con edades que van desde el Triásico hasta el Cretácico (Mariel, 1954; Calderón, 1956; Pano, 1973; Barceló, 1978); González-Hervert *et al.* (1984) restringen su edad al Cretácico con base en un clasto de caliza con microfósiles del Cretácico, que forma parte del mismo.

En el oriente de la Cuenca de Zapotitlán, Hernández-Láscars y Buitrón-Sánchez (1992) miden una columna estratigráfica de 260 m de espesor en el Cerro Machichi, que Hernández-Láscars (2000) denomina como "Caliza San Luis"; se trata de calizas gris claro de estratificación gruesa alternadas con areniscas calcáreas y calizas arcillosas, con

gasterópodos, equinodermos y corales; las cuales sobreyacen a conglomerados rojos en el sureste del Cerro Machichi y a la formación Matzitzi al norte.

La edad de las rocas de la formación Zapotitlán ha sido determinada con base en su contenido fósil, asignándola al Barremiano. Las características particulares de esta cuenca las describiré más adelante (Capítulo IV).

Tabla II-2 Tabla de correlación estratigráfica para las cuencas de Zapotitlán y Chivillas con base en la estratigrafía reportada en los trabajos antecedentes. La nomenclatura de las cuencas es la propuesta en este trabajo.

				Cuenca de Zapotitlán	Cuenca de Zapotitlán / Cuenca de Chivillas	Cuenca de Chivillas (Cuenca de Cuicatlán*)	
				Calderón (1956)	Pano (1973)	*Meneses-Rocha <i>et al.</i> (1996)	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno					
		Pleistoceno			Aluvión		
	Neógeno	Plioceno					
		Mioceno					
	Paleógeno	Oligoceno		Fm. Tehuacán	Fm. Tehuacán	Fm. Tehuacán	
		Eoceno					
Paleoceno							
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano				
			Campaniano				
			Santoniano				
			Coniaciano		Fm. Mezcala	Fm. Agua Nueva	Fm. Tecamalucan
			Turoniano				Fm. Maltrata
			Cenomaniano				
		Inferior	Albiano	Fm. Cipiapa	Fm. Orizaba	Fm. Tamaulipas Superior	
			Aptiano	Fm. San Juan Raya	Fm. San Juan Raya		
			Barremiano	Fm. Zapotitlán	Fm. Zapotitlán	Fm. Chivillas Superior	
				M. Agua del Burro M. Agua del Cordero			
	Hauteriviano						
	Valanginiano			Fm. Chivillas Inferior			
	Berriasiano						
	Jurásico	Superior	Tithoniano		Unidad de arcosas	Unidad de conglomerados	
			Kimmeridgiano	Lechos rojos			
		Oxfordiano					
	Medio						
	Inferior						
Triásico			Fm. Huizachal				
Pérmico		Fm. Matzitzi					
Paleozoico	Carbonífero	Pensilvánico		Fm. Matzitzi			
		Misisípico					
	Devónico						
	Silúrico						
	Ordovícico						
	Cámbrico		Complejo basal				
PE			Fm. Acatlán				

Erosión o no depósito
 No aflora

En la Sierra de Miahuatepec, la formación Zapotitlán está cubierta por la formación Miahuatepec (Calderón, 1956; Barceló, 1978; Buitrón-Sánchez y Barceló, 1980) asignada al Aptiano, existe controversia acerca de la edad y nomenclatura de la formación

Miahuatepec: Pano (1973) la considera formación Tamaulipas Superior y le asigna un rango Aptiano-Cenomamiano, mientras que Hernández-Rodríguez (1998) la restringe al Albiano. Las calizas que afloran en el norte han sido denominadas como formación Cipiapa por Calderón (1956) quien las asigna al Albiano.

II.2. Cuenca Cuicateca

Localizada hacia el sur del área de estudio consiste de depósitos metamorfizados que sobreyacen a esquistos de probable edad paleozoica (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996). Hacia el poniente está limitada por la Falla Oaxaca, en el bloque de piso (Figura II.1B y Figura II.2) aflora una banda de milonitas denominada Complejo milonítico Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994) o Complejo Teotitlán (Angeles-Moreno, 2006) con una orientación norte-noroeste. El Complejo Sierra de Juárez está compuesto de gneis migmatítico diorítico-tonalítico, gneis cuarzdiorítico con granate, lentes de mesosoma pelítico, pegmatitas y aplitas y lentes de anfibolita. Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) obtienen en el sector del sur del cinturón milonítico una edad U/Pb de 165 ± 20 Ma (Batoniano de acuerdo a Gradstein *et al.* 2004) en un granito sintectónico, y una edad Ar/Ar de 169.3 ± 1.7 Ma (Bajociano) en una muscovita, mientras que Ángeles-Moreno (2006) obtiene en el extremo norte del mismo cinturón una edad isotópica Ar/Ar de 144.91 ± 1.5 Ma en anfíbol, y una edad U/Pb magmática de 140.6 ± 1.5 Ma en circón (Berriasiano-Valanginiano). En la región de Cuicatlán, Delgado-Argote *et al.* (1992) reporta cuerpos de serpentinas con edades Ar/Ar en hornblenda de 123 ± 7 , 132 ± 4 y 138 ± 8 Ma.

Al oriente del Complejo Sierra de Juárez, aflora el Complejo Mazateco, poco estudiado, conformado por rocas metamórficas en facies de esquisto verde con muscovita y biotita; y esquistos de granate con anfibolitas y cuarcitas en facies de anfibolita con edad probablemente del Paleozoico (Angeles-Moreno, 2006). En la zona norte de este complejo Angeles-Moreno (2006) fecha en 132 Ma por Ar/Ar una mica producto del metamorfismo que el asocia con una cinemática transtensiva.

En la Cuenca Cuicateca también afloran gruesas sucesiones de calizas cretácicas cuyas relaciones de contacto original con los complejos Teotitlán y Mazateco son

desconocidas. Actualmente las milonitas del Complejo milonítico Sierra de Juárez cabalgan a las calizas, mientras que las calizas están en contacto por *décollement* con el Complejo Mazateco, el cual a su vez cabalga sobre la sucesión fluvial-lacustre jurásica de la formación Todos Santos que pertenece al Terreno Maya de acuerdo con Weber y Köhler (1999).

II.3. Cuenca de Zongolica

Sus afloramientos se encuentran en la Sierra de Zongolica (Figura II.1B y Figura II.2), los diversos trabajos que existen en la región describen a la Cuenca de Zongolica (Meneses-Rocha *et al.* 1996; Eguiluz de Antuñano *et al.* 2000; Ortuño-Arzate *et al.* 2003), como una secuencia sedimentaria marina del Jurásico Tardío al Cretácico, que está compuesta hacia su base de depósitos volcanosedimentarios de las formaciones, Tepexilotla y Xonamanca (Carrasco *et al.*, 1975) constituidas de areniscas, lutitas, calizas, conglomerados, tobas y basaltos de edad Tithoniano-Barremiano, las cuales están cubiertas por calizas, areniscas y lutitas de las formaciones Tamaulipas Superior, Maltrata y Tecamalucan (Meneses-Rocha *et al.*, 1996; Ortuño-Arzate *et al.* 2003). El basamento de la Cuenca de Zongolica ha sido interpretado como Paleozoico, con base en un granito que se perforó en el Pozo Orizaba 1 (Ortuño-Arzate *et al.* 2003).

La correlación entre la Cuenca de Zongolica, la Cuenca Cuicateca y la Cuenca de Zapotitlán no ha sido establecida con claridad hasta la fecha; solo se ha propuesto una correlación entre ellas con base en su edad, pero las relaciones ambientales y tectónicas entre ellas son desconocidas, a pesar de su cercanía geográfica actual.

II.4. Plataforma de Córdoba

La Plataforma de Córdoba se localiza al oriente de la Cuenca de Zongolica (Figura II.1B y Figura II.2); Diversos autores (González-Alvarado, 1976; Ortuño-Arzate *et al.*, 2003) la describen como un depósito calcáreo cretácico de más de 5,000 m de espesor constituido por calizas arrecifales (formaciones Orizaba, Guzmantla y Atoyac), las cuales

sobreyacen a rocas continentales jurásicas de areniscas y conglomerados (formación Todos Santos). Se encuentran en contacto por cabalgadura con rocas calcáreas del Cretácico Superior (formaciones Maltrata, San Felipe y Méndez).

II.5. Cuenca de Chivillas

Propuesta por Mendoza-Rosales *et al.* (2010) se ubica al noreste del área de estudio (Figura II.1B, Figura II.2), consiste en una cuenca intracontinental en la que se acumuló la formación Chivillas compuesta de depósitos volcanosedimentarios submarinos (Pano, 1973; Carrasco, 1978; Alzaga y Pano, 1989; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010); su basamento se desconoce, pero se infiere que puede corresponder con las rocas del Complejo Oaxaqueño, dada la cercanía de sus afloramientos. Las características particulares de esta cuenca las describiré en el **Capítulo III**.

II.6. Evolución geológica

La evolución geológico-estructural de la región es muy compleja. Algunos autores han reconocido de 3 a 5 fases de deformación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Ángeles-Moreno, 2006). La deformación más antigua corresponde al evento metamórfico y milonitización del Complejo Sierra de Juárez (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano). Los complejos metamórficos fueron plegados y cabalgados junto con las unidades cretácicas de calizas, con una vergencia hacia el este, durante el evento de la Orogenia Larámide.

Carfantan (1983) sugiere la formación de una cuenca intercratónica asociada con el arreglo tectónico que formó el Océano Atlántico y la cuenca oceánica del Mar Caribe, con base entre otras, de la presencia de asociaciones máficas y ultramáficas de diabasas, gabros y peridotitas de afinidad ofiolítica de piso oceánico, a la que considera un cambio de facies desde la cuenca volcanosedimentaria hacia las formaciones carbonatadas de la Sierra Madre Oriental; de tal modo las secuencias volcanosedimentarias estaban separadas por el

“Macizo de Oaxaca”. Por otro lado, Ortuño-Arzate *et al.* (1992) establecen para la Cuenca de Zongolica un modelo de cuenca de *rift* de intraplaca para el Jurásico Medio, proponen que la estructura que controló la apertura de la Cuenca de Zongolica tenía una dirección general norte-sur a N 170°, asociándolo a la apertura de la rama meridional del Golfo de México, reactivándose las antiguas estructuras paleozoicas.

Para Sedlock *et al.* (1993) las rocas de la Cuenca Cuicateca eran corteza oceánica formada en un *rift* abortado, asociado a la deriva de Sudamérica durante el Jurásico; Ortuño-Arzate *et al.* (1992) las cartografían como formación Chivillas metamorfoseada, ellos declaran que incluyen lavas almohadilladas masivas de composición intermedia, que localmente contienen xenolitos de gneis que muy probablemente procedan del Complejo Oaxaqueño.

Ortuño-Arzate *et al.* (2003) modelan para el área de Tehuacán, lo que ellos agrupan como series del Jurásico Superior – Cretácico Inferior y que forman parte de la Cuenca de Zongolica, ellos mencionan que las rocas carbonatadas de las plataformas cretácicas descansan directamente sobre el basamento cristalino pérmico; la profundidad del basamento se incrementa progresivamente desde los 3000 m en el área de Tehuacán hasta 6,000 m hacia el Este (Orizaba, Paso de Ovejas) de acuerdo a la información de pozos de PEMEX; documentando en algunos de estos pozos algunos "lechos rojos" que incluyen areniscas y conglomerados, en la que ellos asumen podría ser una secuencia de "*synrift*".

En sentido totalmente opuesto, otros autores consideran que la región evolucionó como un arco volcánico: Delgado-Argote (1988) define a la secuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Cuicateca como una paleocuenca que se extiende desde Tehuacán hasta Tehuantepec, desarrollada entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, y que correlaciona con lo reportado por Campa y Coney (1983) para el Terreno Cuicateco. Para él, la asociación litológica presente corresponde con una cuenca típica de un arco volcánico, propone su formación por fusión parcial del manto superior y contaminación posterior con material de la corteza continental. Alzaga y Santamaría (1987) y Alzaga y Pano (1989) consideran que la sedimentación al oriente de Tehuacán estaba controlada por procesos volcánicos tanto subaéreos como subacuáticos, asociados a una tectónica

inestable, tal vez un ambiente de cuenca marginal o postarco asociado al Sistema de Arcos Volcánicos (Alisitos-Teloloapan-Ixtapan de la Sal).

Pano (1973) postula el levantamiento del “Alto de Chivillas” a mediados del Paleozoico, el cual junto con la Península de Oaxaca, se mantuvieron hasta el Cretácico como tierras emergidas, los cuales fueron cubiertos casi en su totalidad, por una transgresión marina durante el Neocomiano, la cual se extendió hasta el Cenomaniano; aunque posteriormente, Alzaga y Pano (1989) mencionan que no identifican características litológicas, estratigráficas o petrográficas que evidencien la existencia del paleoelemento oaxaqueño al occidente de la Cuenca de Zongolica.

Morán-Zenteno *et al.* (1993) establecen para el Tithoniano-Valangiano la comunicación entre el Océano Pacífico y el Golfo de México a través de la Bahía de Tlaxiaco, esto con base en un reporte de Castro y Pacheco (1986) de fósiles valanginianos en la base de la formación Zapotitlán, sedimentación marina somera que continuó durante el Barremiano-Aptiano en la región de Tehuacán-San Juan Raya. Posteriormente, Meneses-Rocha *et al.* (1996) proponen que a principios del Cretácico, se inició la subsidencia del Bloque Zapoteca que aunado al descenso global del nivel del mar, propició la formación de la Plataforma de Zapotitlán; hacia el Berriasiano-Valanginiano se definen una cuenca oceánica intracontinental representada por la formación Chivillas Inferior de ambiente marino somero. Mientras tanto, al occidente los elementos paleogeográficos pueden resumirse en los descritos por Meneses-Rocha *et al.* (1994) quienes definen para el área de estudio, durante el Berriasiano-Aptiano, la Cuenca de Oaxaca, la cual se acumuló sobre el Complejo Oaxaqueño con un carácter transgresivo; Meneses-Rocha *et al.* (1994) mencionan que los diferentes dominios sedimentarios se formaron como respuesta al enfriamiento cortical que fragmentó a la cuenca de antepaís a través de una subsidencia diferencial.

Capítulo III. La Cuenca de Chivillas

La Cuenca de Chivillas se localiza al oriente de la ciudad de Tehuacán, Puebla (Figura III.1), está limitada al poniente por la Falla Oaxaca y los depósitos cenozoicos del Valle de Tehuacán; hacia el oriente termina en la Sierra de Zongolica, con los depósitos de las unidades calcáreas depositadas durante el Albiano – Cenomaniano (Ortuño-Arzate *et al.* 2003).

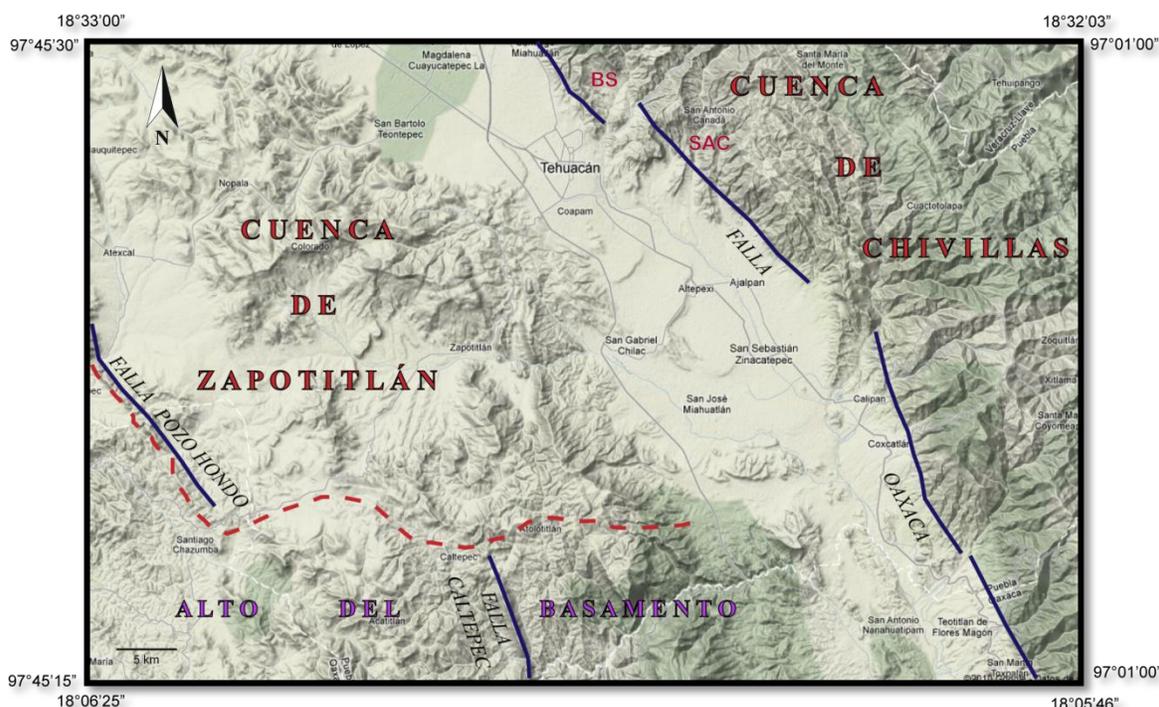


Figura III.1 Mapa de la región en el que se presentan los límites aproximados de las cuencas cretácicas de Chivillas y Zapotitlán, las cuales se encuentran actualmente separadas por fallas, y por los depósitos cenozoicos del Valle de Tehuacán. Localidades de interés: SLP San Luis del Pino; BS Barranca Las Salinas; CH Cerro Chivillas. Imagen modificada de Google (2010).

III.1. Litoestratigrafía

La Cuenca de Chivillas está conformada en el área solo por la formación Chivillas; para su estudio visité las localidades en las que fue descrita originalmente por Pano (1973) y Carrasco (1978) (Figura III.1).

III.1.a Formación Chivillas

Antecedentes:

La formación Chivillas fue definida por vez primera por Pano (1973) en un informe inédito de PEMEX como una sucesión de lutitas, areniscas y filitas, intercaladas con conglomerados, que afloran en el cerro Chivillas al norte de San Antonio Cañada, Pue. de donde toma su nombre (Figura III.1, CH). Es Carrasco (1978) quien describe en la Barranca Las Salinas, al noreste de Tehuacán (Figura III.1, BS), una sección estratigráfica parcial de 304.5 m de lutitas calcáreas, areniscas, micritas y grainstone alternadas con andesitas con estructura almohadillada, que Toriz (1983) considera pertenecen a la formación Chivillas; Toriz (1983) la subdivide en dos miembros: como Chivillas Inferior, a las rocas descritas por Carrasco (1978) y que incluyen rocas volcánicas, y como Chivillas Superior a lo descrito por Pano (1973) que no incluye a las rocas ígneas.

Alzaga y Pano (1989) describen al miembro inferior de la formación Chivillas como sedimentos volcanoclásticos con dos litofacies: una sedimentaria de limolitas, arcosas y arcosas líticas, con un espesor de 288 m; y otra volcánica de rocas espilíticas de 164 m de espesor, con estructura almohadillada. Para el miembro superior definen una sola litofacies de areniscas de grano medio a grueso, en ocasiones gravillenta, que alterna con limolitas, para un espesor de 169 m.

Definición

Con base en la revisión que realicé de las localidades originalmente descritas y el trabajo de detalle que se describe adelante, propongo que la ***formación Chivillas*** sea definida como una sucesión volcanosedimentaria continua muy gruesa, de rocas volcánicas de composición andesítica con estructura almohadillada y flujos de lava, que alternan con grauvacas líticas de grano fino a grueso en estratos medianos producto de flujos turbidíticos, intercaladas con lutitas calcáreas en estratos delgados, con esporádicos estratos de calizas arcillosas; es común encontrar depósitos de conglomerados con clastos que varían desde milímetros hasta dos metros. Es cortada por diques con orientación NNW de composición similar a los basaltos almohadillados. Sus características litológicas –

sedimentarias las describiré con detalle en el Análisis de facies. Los mejores afloramientos de la formación Chivillas se encuentran en la Barranca Las Salinas, al noreste de Tehuacán (Figura III.1, BS), considerada como la localidad tipo, ya que las rocas están prácticamente sin deformar. Medí en la localidad tipo una columna estratigráfica incompleta pero continua de 1,532 metros (Figura III.2) pero estimo que el espesor total de la formación puede sobrepasar los 4,875 m con base en la cartografía realizada y la continuidad de los afloramientos visitados. Propongo que sea descartada la división en Chivillas Inferior y Chivillas Superior, ya que esta fue planteada con base en el contenido de rocas volcánicas solo en el Miembro Inferior, pero en este trabajo observé afloramientos de rocas ígneas a todo lo largo de la formación como se observa en la columna, por lo cual no se justifica la subdivisión.

Relaciones estratigráficas

La base de la formación Chivillas no está expuesta, se encuentra limitada al poniente por la Falla Oaxaca, y cubierta por depósitos cenozoicos, por lo que su basamento se desconoce; infiero que puede estar conformado por rocas metamórficas del Proterozoico – Paleozoico, ya que a 30 km hacia el suroeste, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) reportan rocas metamórficas de edad grenvilliana. Ortuño-Arzate *et al.* (2003) reportan granitoides de edad paleozoica en el Pozo Orizaba-1 de PEMEX, localizado al noreste, fuera del área de estudio, lo que sugiere su probable existencia por debajo de la cubierta mesozoica. Considero que el límite superior es transicional con base en el cambio gradual de turbiditas siliciclásticas a las turbiditas calcáreas de la formación Miahuatepec del Aptiano reportadas al poniente (Calderón, 1956; Centeno-García *et al.* 2009; Mapa Anexo A). En el área de Tehuacán las relaciones estratigráficas están ocultas por la deformación, ya que el contacto con las calizas de la formación Miahuatepec es una superficie de *detachment*, con pliegues apretados recostados al noreste. La formación Chivillas en la Barranca Las Salinas se presenta levemente inclinada o plegada suavemente (Figura III.2), condición que cambia rápidamente hacia el sur incrementándose la deformación (Eguiza-Castro, 2001), de modo que hacia Coxcatlán, se observa cizallada, con pliegues apretados, y en el área de Teotitlán está parcialmente milonitizada (Ángeles-Moreno, 2006).

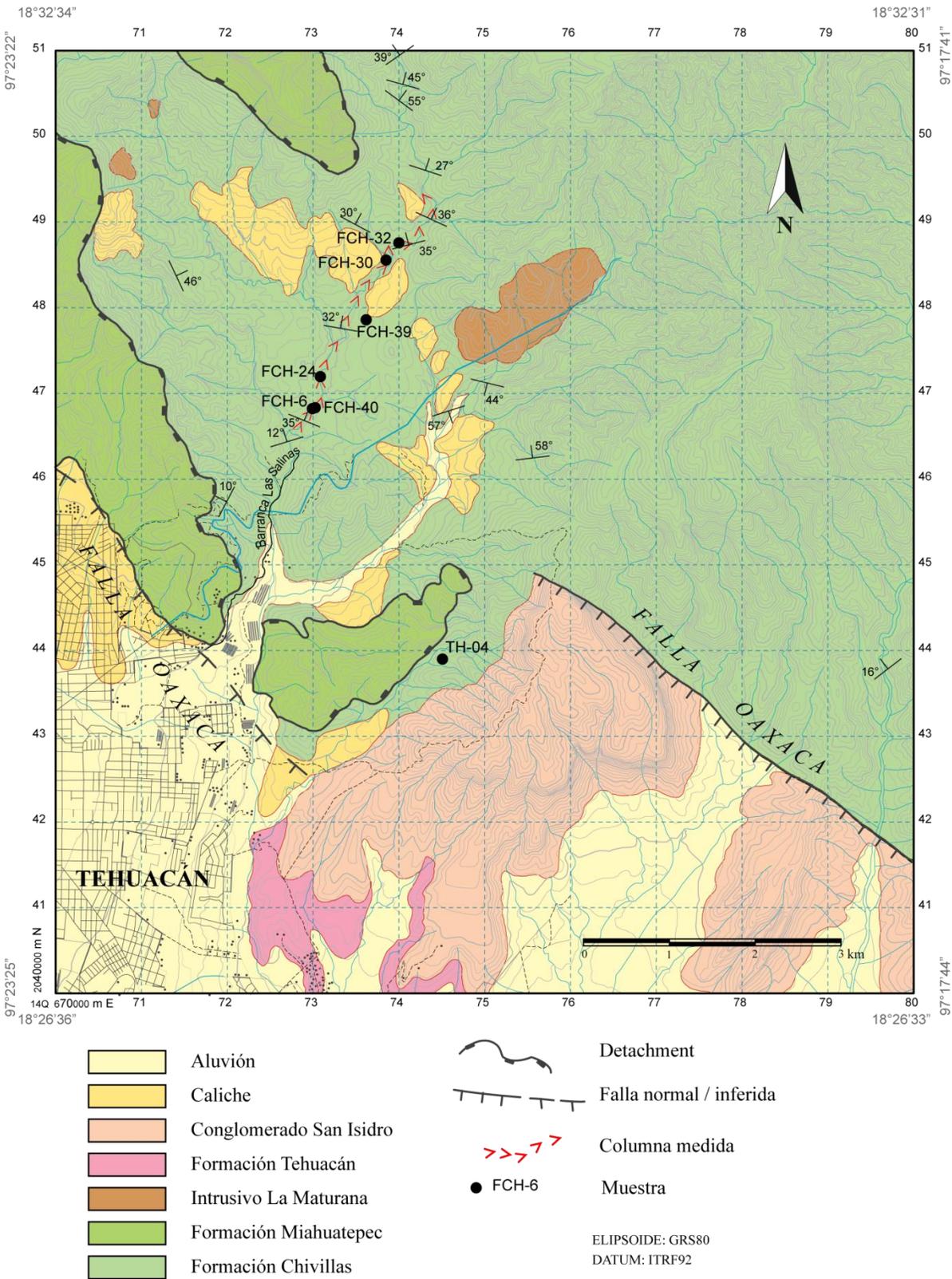


Figura III.2 Mapa geológico en el que se muestran los afloramientos de la formación Chivillas en la localidad tipo en la Barranca Las Salinas, así como su relación espacial con las unidades litoestratigráficas circundantes. Se presenta la ubicación de las muestras estudiadas para la petrografía y los circones detríticos.

Leyenda columnas		
Litología	Estructuras primarias	Fósiles
 conglomerado	 plato	 madera
 lutita	 carga	 amonita
 peperita	 flama	 PD-4 Muestra paleontología
 brecha	 volcán de arena	 FCH-36 Muestra petrografía
 arenisca	 falla de crecimiento	 FCH-40 Muestra circones
 flujo de lava	 slump	 D2 Muestra geoquímica
 lava almohadillada	 intraclastos de lutita	Φ 15 cm Diámetro de las almohadillas
 arenisca/limolita	 corte y relleno	Secuencias turbidíticas
 caliza	 laminación paralela	T _{abcde} Secuencia Bouma
 lente conglomerático	 laminación cruzada	T _R Secuencia Lowe
 clasto de arenisca	 laminación convoluta	T ₀₁₂₃₄ Secuencia Stow
 clasto de caliza	 gradación grano decreciente	
 clasto de lutita	 estratificación cóncava	
 clasto de gneis	 rizaduras asimétricas	
 clasto de cuarcita	 nódulo de arenisca	

Figura III.3 Simbología utilizada en las columnas estratigráficas.

III.2. Análisis de facies

Con el objeto de caracterizar sedimentológicamente a la formación Chivillas y establecer con claridad el ambiente de depósito en el que se acumuló, medí una columna parcial de 1,572 m en la localidad tipo en la Barranca Las Salinas (Columna I, Figura III.2 y Figura III.4), y caractericé las facies en los afloramientos visitados en la Columna II (Figura III.4) en el camino a la población de San Luis del Pino, en la región de San Antonio Cañada, así como los que se encuentran en la Figura III.2.

Identifiqué ocho asociaciones de facies a partir de la columna medida con detalle (Figura III.5), las cuales describo a continuación:

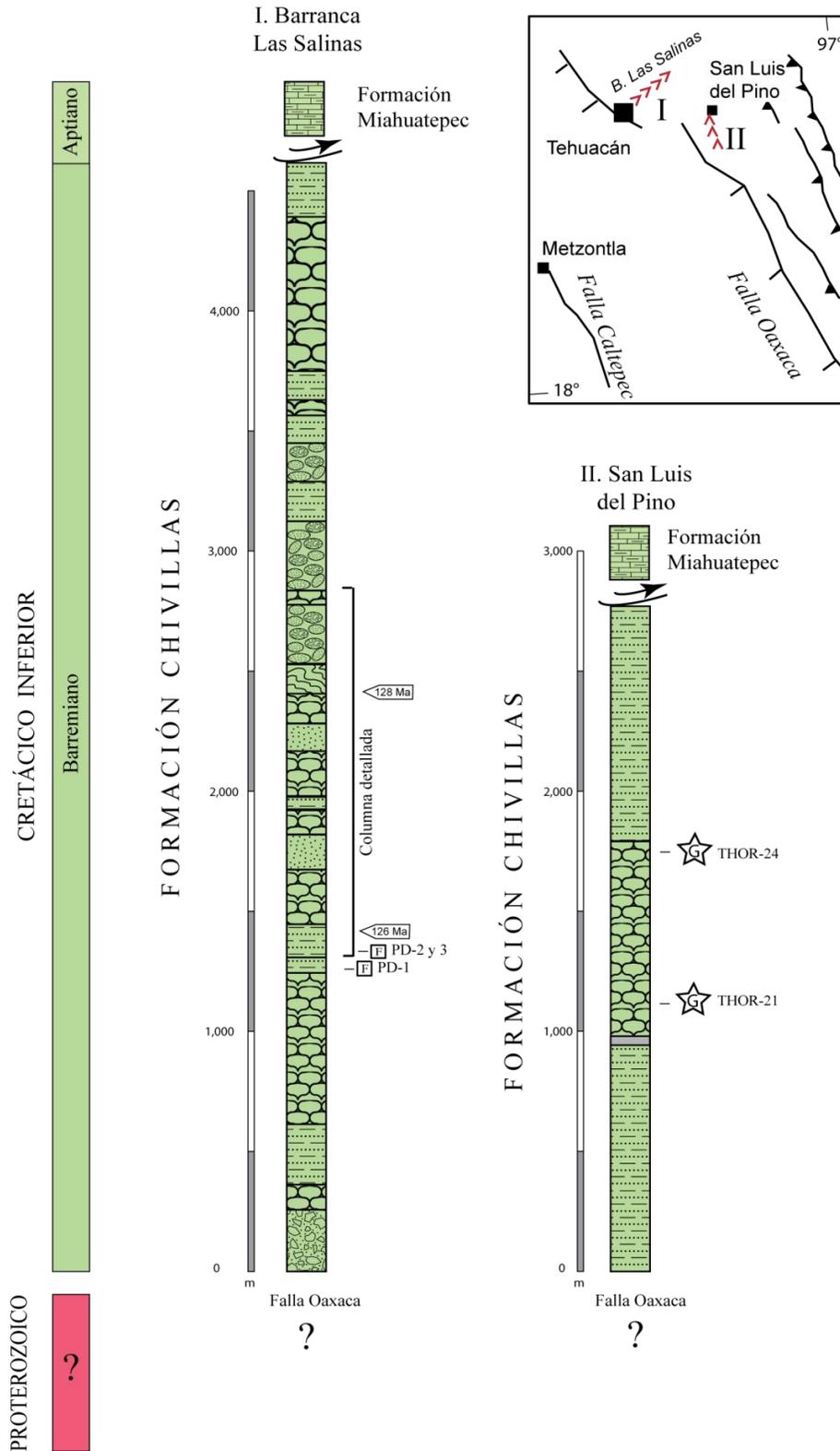


Figura III.4 Columna estratigráfica general de la Cuenca de Chivillas. La unidad litoestratigráfica principal es la formación Chivillas, cuyos límites inferior y superior son por falla. Presento la correlación de las dos columnas analizadas, la columna I corresponde con la localidad tipo, la columna II representa la localidad descrita por Pano (1973). Las columnas se detallan en el Capítulo III.2. Análisis de Facies. La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

III.2.a Asociación de Facies A (AF A): Turbiditas de grano medio

Consiste de una sucesión rítmica de estratos paralelos continuos de arenisca de grano medio interestratificados con lutita calcárea y algunos estratos de caliza negra, con espesores entre 10 y 30 cm; con colores que varían de negro a café claro (Figura III.5). Las texturas varían de tamaño arcilla a arena de grano medio.

La arenisca la clasifiqué como grauvaca lítica (Figura III.11a), con cuarzo monocristalino y policristalino, algunos feldespatos y abundantes líticos de rocas sedimentarias y metamórficas; ocasionalmente se encuentran intramicritas formando estratos de 10 a 20 cm de espesor. Se observan numerosas estructuras primarias: estructuras de corte y relleno (*flute cast, tool marks, scour cast*), gradación grano decreciente, rizaduras asimétricas (Figura III.12) y estratificación cruzada y convoluta, estructura *flaser*; lo que me permite inferir que el depósito es producto de corrientes turbidíticas.

Se presentan estructuras de escape de agua: estructuras de flama y marcas de carga en la base de los estratos; estructuras de plato en los estratos más gruesos, y volcanes de arena, estructuras propias de flujos de sedimento saturado. Esta facies contiene algunos canales pequeños rellenos de arenisca de grano grueso y conglomerado muy fino, de menos de 10 cm de espesor y algunos centímetros de ancho. En algunos estratos se presenta la secuencia Bouma completa: Arenisca con gradación grano decreciente y marcas de base (Ta), arenisca con laminación paralela (Tb), arenisca con rizaduras, estratificación cruzada y/o laminación convoluta (Tc), limo y arcilla con laminación paralela (Td) y depósitos pelíticos (Te), como se aprecia en la Figura III.5, Figura III.6, Figura III.7, Figura III.8, y Figura III.9.

Se observan esporádicos horizontes piroclásticos (<1 cm) (Figura III.11b) intercalados con wackestone de radiolarios y calciesferas mal preservados. Hay algunos niveles con pequeñas fallas de crecimiento (Figura III.13). El espesor de esta facies varía de 20 a 35 m. Esta asociación de facies es más abundante en los niveles inferiores de la columna estratigráfica medida.

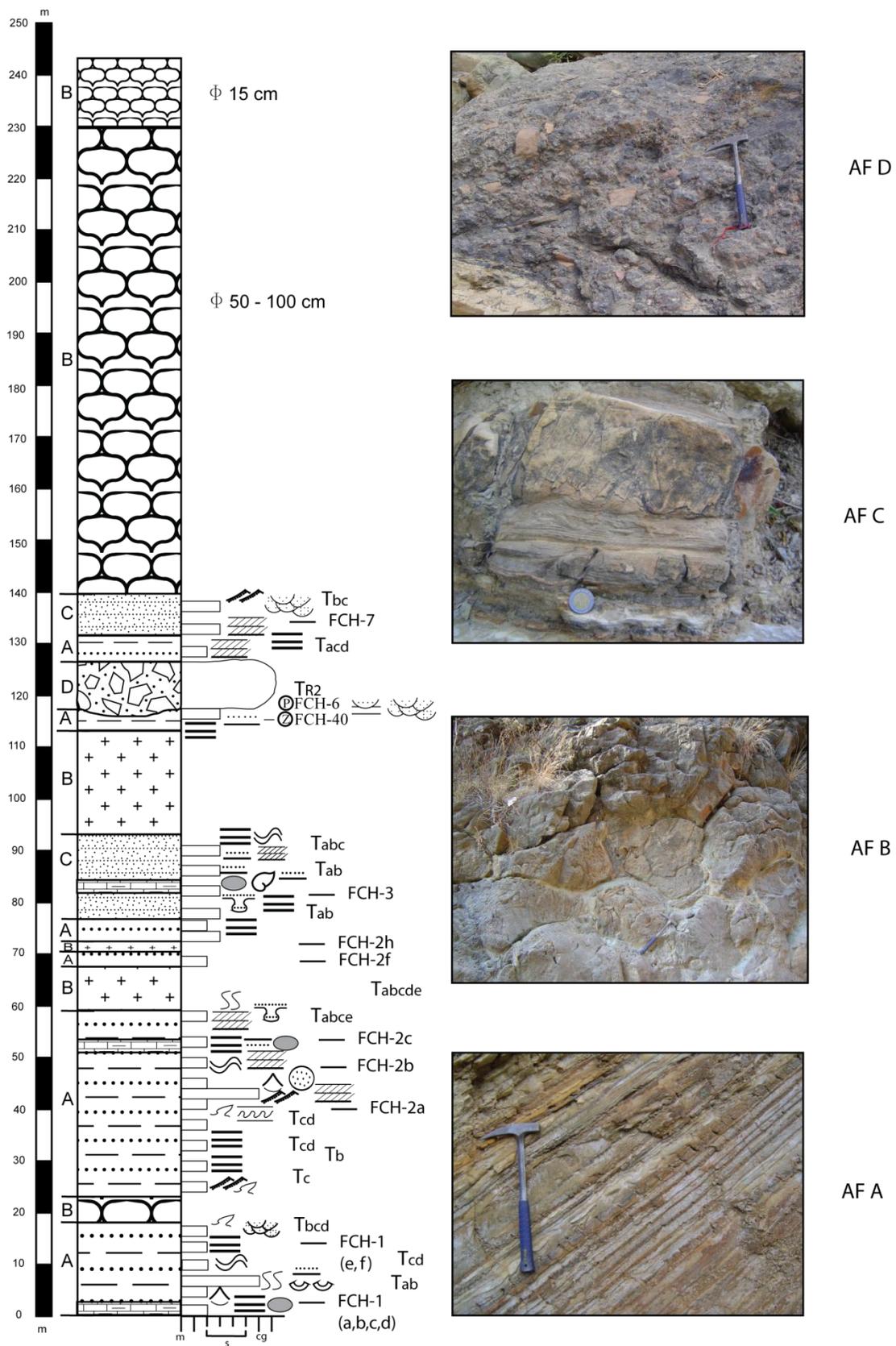


Figura III.5 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas medida en la Barranca Las Salinas (Parte 1/5). La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3.

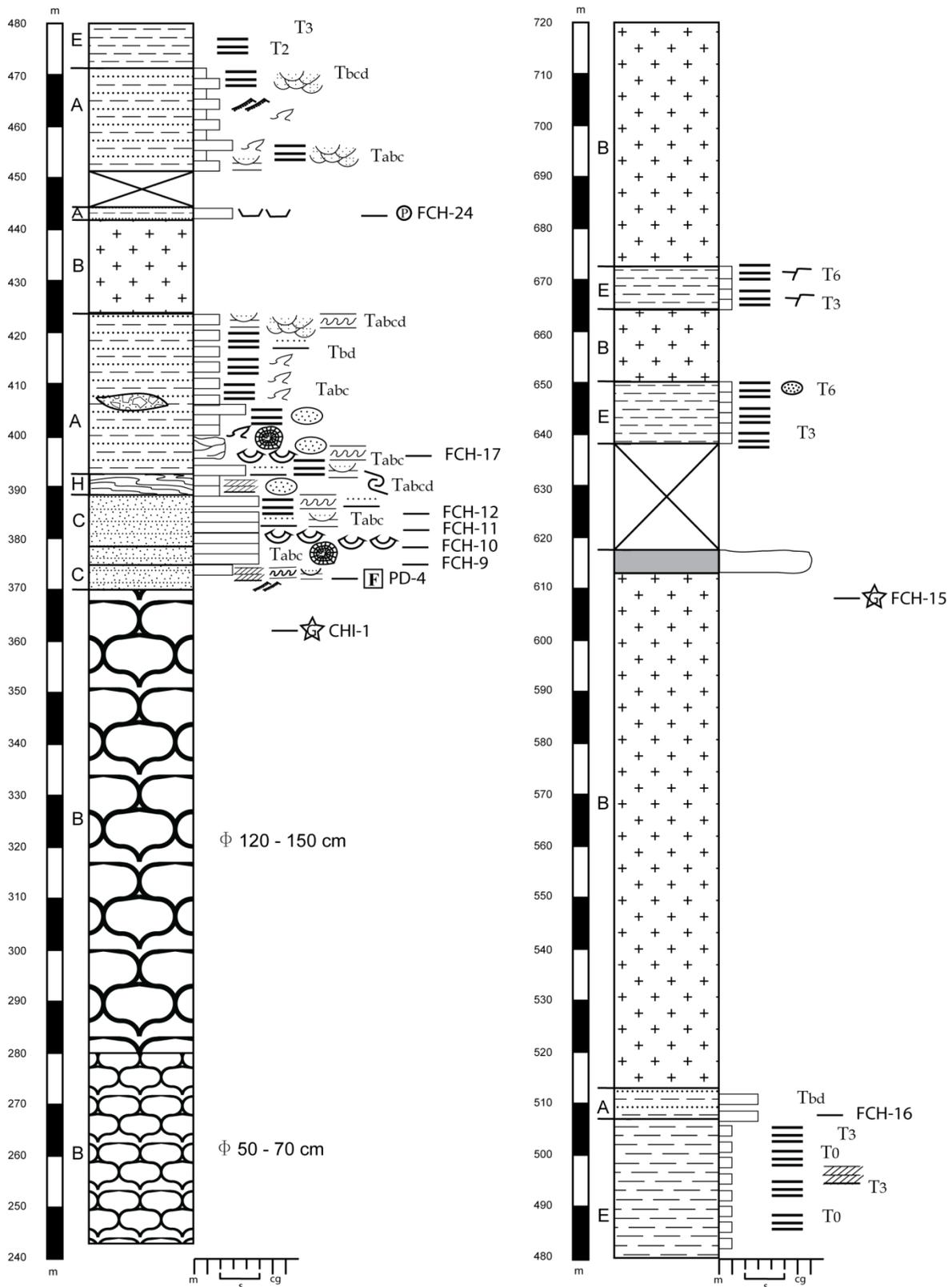


Figura III.6 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas medida en la Barranca Las Salinas (Parte 2/5). La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3.

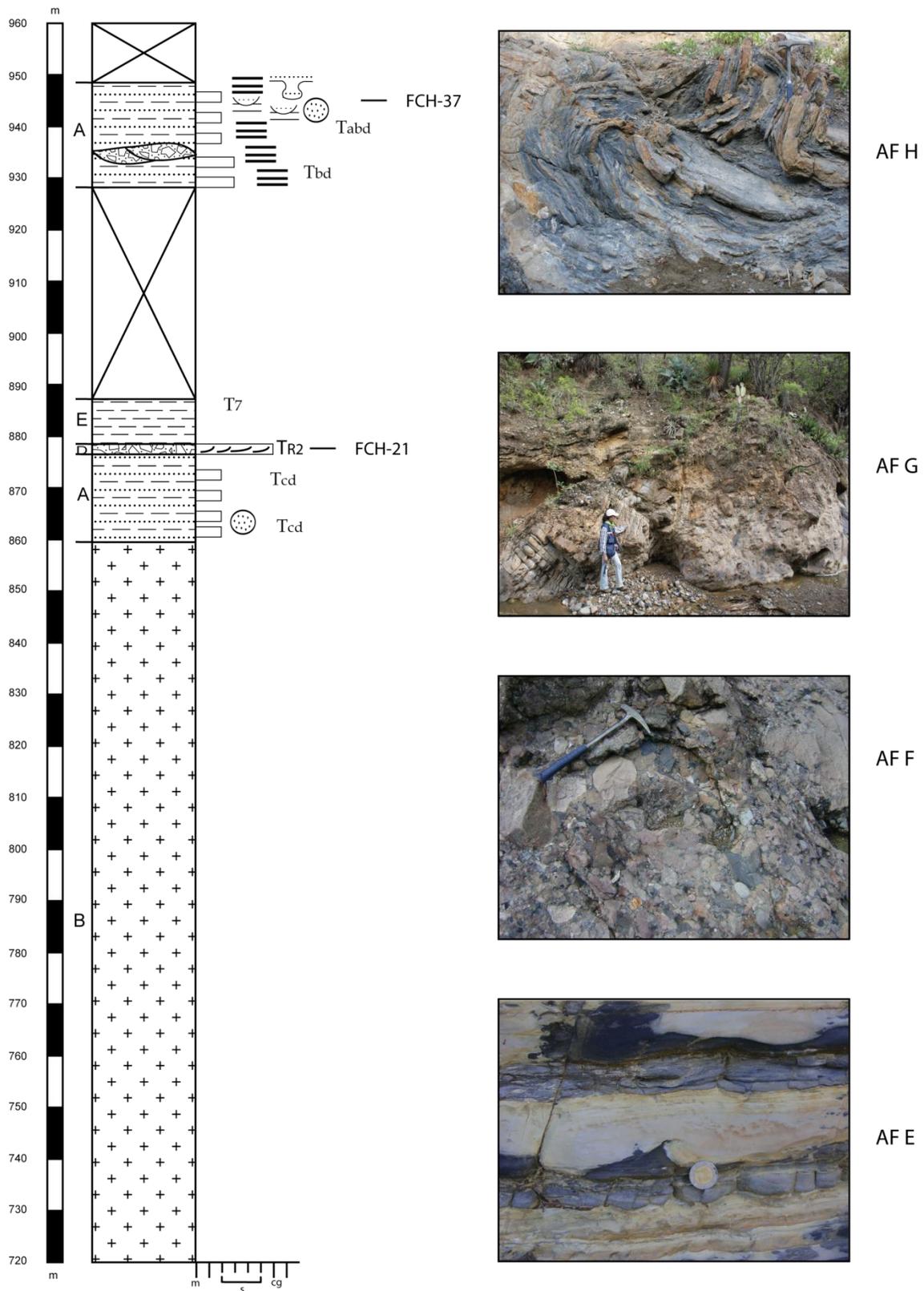


Figura III.7 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas medida en la Barranca Las Salinas (Parte 3/5). La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3.

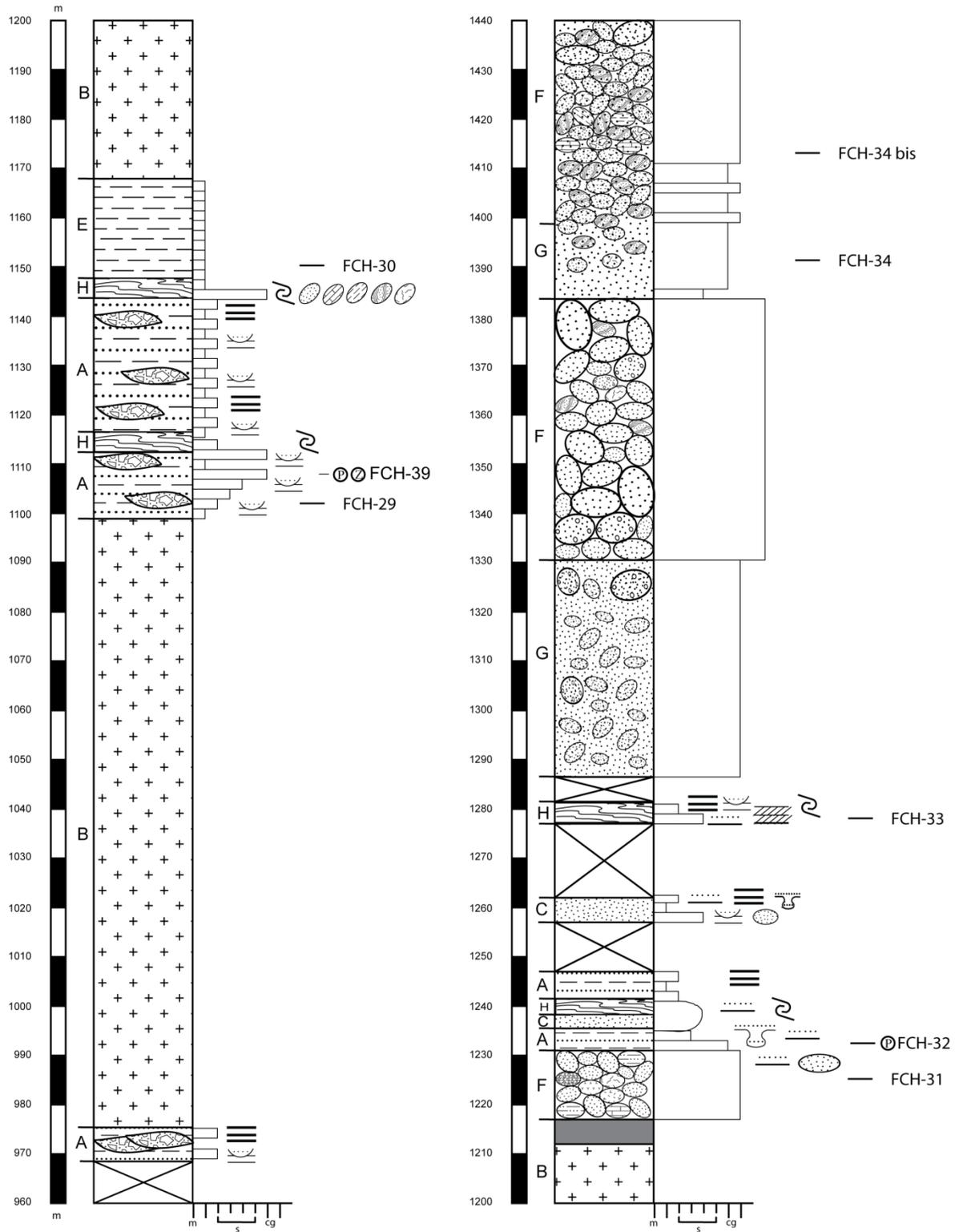


Figura III.8 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas medida en la Barranca Las Salinas (Parte 4/5). La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3.

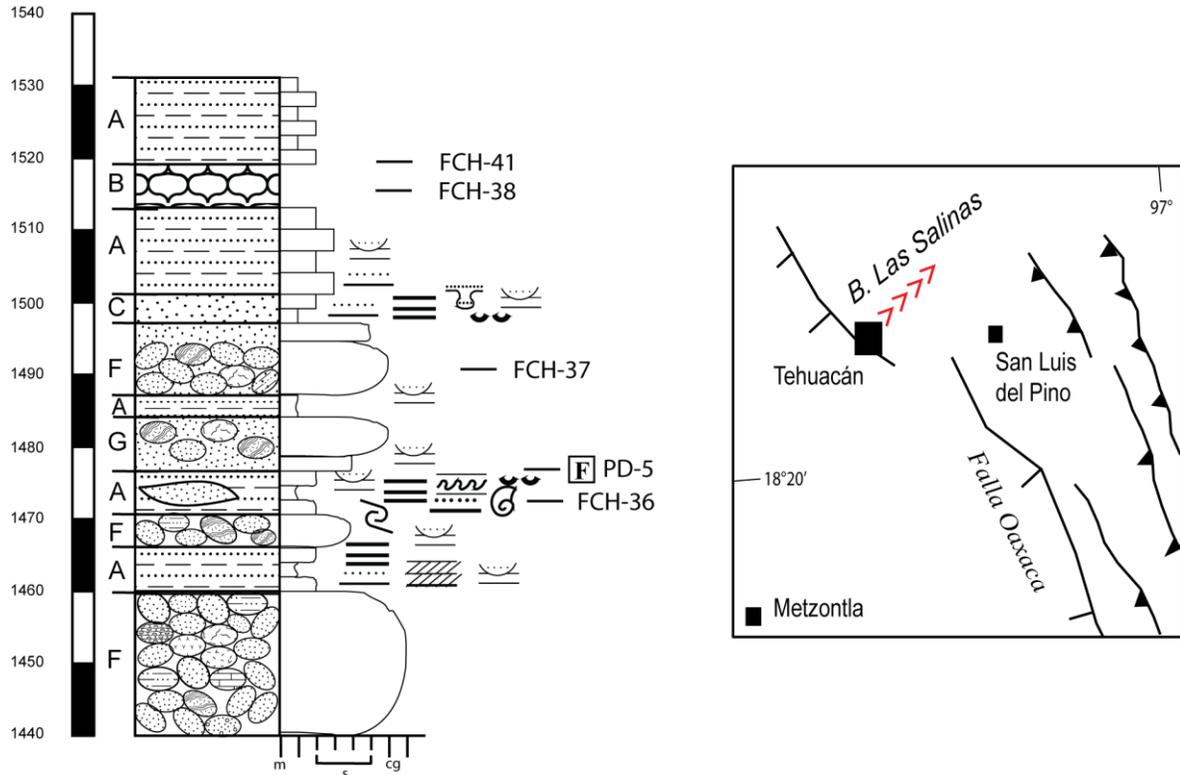


Figura III.9 Columna estratigráfica detallada de la formación Chivillas medida en la Barranca Las Salinas (Parte 5/5). La simbología utilizada se puede consultar en la Figura III.3.

III.2.b Asociación de Facies B (AF B): Flujos volcánicos y lavas almohadilladas

Esta asociación de facies consiste de roca volcánica de composición basáltica que se presenta como lava almohadillada (Figura III.5) o flujos de lava submarinos masivos. La roca es de color gris oscuro a gris verdoso, con textura afanítica y vesicular. Petrográficamente se clasifica como espilita y andesita basáltica, contienen abundantes microlitos de albita-oligoclasa-andesina. La lava almohadillada varía en tamaño desde 15 cm hasta 1.5 m de diámetro, con bordes de enfriamiento y numerosas vesículas, se observa un fracturamiento radial. Entre las almohadillas se presenta relleno de pedernal o de caliza con algunas esferulitas. Dos flujos masivos tienen peperitas en su cima; una de las peperitas tienen una morfología fluidal irregular que distorsiona los estratos en un espesor de 15 cm a 1 m, con una estructura interna dispersa; la otra se presenta como una peperita en bloques

con clastos de basalto, algunos con textura amigdaloidal (Figura III.10). El espesor de la facies varía de flujos individuales de 45 cm de grosor hasta paquetes de flujos con espesor mayor de 800 m.



Figura III.10 Peperita en bloques en la cima de un derrame basáltico. Localidad Barranca Las Salinas (Figura III.6 en el nivel ~620 m).

III.2.c Asociación de Facies C (AF C): Turbiditas de grano grueso

La asociación de facies se presenta en paquetes de 10 a 20 m de espesor, es más abundante hacia la parte media de la columna medida. Consiste principalmente de arenisca de grano grueso, intercalada con arenisca de grano fino en estratos de 20 a 40 cm de espesor (Figura III.5). Se encuentran interestratificadas con estratos de 5 a 20 cm de lutitas calcáreas. Se trata de grauvaca lítica con abundantes clastos de rocas metamórficas y calizas, con cuarzo mono y policristalino, y algunos feldespatos. Los estratos presentan estructuras primarias erosivas a escala media como *flute cast*, *gutter cast*, *furrows* and *ridges*; así como frecuentes formas de estratificación cruzada planar y cóncava. En muchos estratos se observan las facies de Bouma (Tabc) y algunos incluso presentan la secuencia completa (Tabcd). Presenta algunas estructuras de plato (Figura III.14). Esta asociación de facies presenta un nivel con abundante madera fósil (Figura III.5).

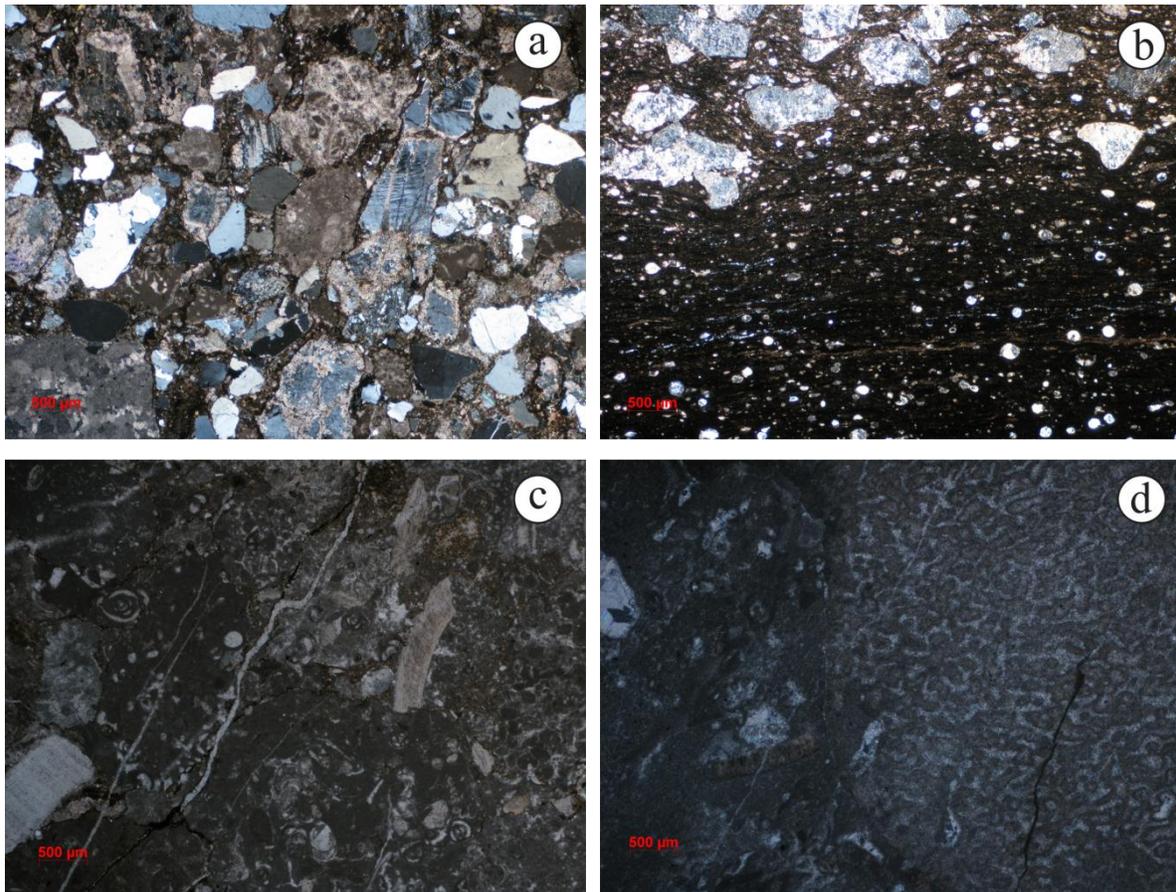


Figura III.11 Fotomicrografías de muestras de roca de la formación Chivillas: a) Asociación de Facies A (muestra FCH-32) gravaca lítica con clastos angulosos de cuarzo policristalino, microclina pertítica e intraclastos de biomicritas, en una matriz arcillosa (tomada con luz polarizada cruzada); b) Asociación de Facies A (muestra FCH-B2) wackestone de radiolarios y calciesferas mal preservados, se aprecia una laminación ondulada muy fina, la cual es perturbada por la caída de piroclastos en la cima (tomada con luz polarizada cruzada); c) Asociación de Facies D (muestra TH-04) packstone de intraclastos de biomicritas y ooesparitas, con fragmentos de moluscos (tomada con luz polarizada plana); d) Asociación de Facies F (muestra THOR-9B) clasto del conglomerado constituido por una biomicrita en la que se observa un fragmento de esponja (tomada con luz polarizada cruzada).

III.2.d Asociación de Facies D (AF D): Debitas calcáreas

Esta asociación de facies se caracteriza por estar formada por conglomerados de clastos calcáreos principalmente, que van de gránulos (varios milímetros) hasta gravas de 30 cm (Figura III.15). Los conglomerados están soportados por los clastos; están mal clasificados, los clastos son angulares a subredondeados. Muchos de ellos son intraclastos de ooesparitas y biomicritas que varían de 5 a 27 cm de diámetro. Los estratos tienen

espesores de 50 cm a 7 m con base erosiva. Contienen abundantes fragmentos de esponjas y corales, foraminíferos (Figura III.11 c y d), así como algunos exoclastos de arenisca y fragmentos volcánicos derivados de la facies B. Esta asociación de facies es más abundante hacia la base de la formación Chivillas.



Figura III.12 Marcas de corriente asimétricas onduladas, sinuosas, fuera de fase en estratos de areniscas de la asociación de facies A. Localidad (14Q 673439.537 mE, 2048997.194 mN, Figura III.2).

III.2.e Asociación de Facies E (AF E): Turbiditas de grano fino

La asociación de facies E está formada por limolita y lutita, en estratos de 10 a 20 cm de espesor (Figura III.7). Las estructuras primarias presentes incluyen laminación lenticular y ondulada, laminación paralela y gradación de limos a tamaño arcillas, así como algunos lentes de limolita; se observaron estructuras de flama y marcas de carga. Reconocí varias de las facies turbidíticas de Stow (Figura III.16a): Laminación lenticular en la base (rizaduras atenuadas (T0), laminación ondulada o lenticular (T2), laminación regular fina (T3), lentes gradados de limo/arcilla (T6), arcilla sin gradación (T7). El color de la roca varía de negro a café claro. En esta facies encontré pequeñas fallas de crecimiento.



Figura III.13 Fallas de crecimiento (flechas amarillas) en la asociación de facies A (AF A), la cual se encuentra en contacto con la asociación de facies F (AF F) en la cual se observa la variación composicional del conglomerado (arenisca, gneis, caliza) y la gradación grano decreciente (flecha blanca); hacia la cima aumenta el contenido de clastos de caliza. Localidad Barranca Las Salinas (Figura III.8 en el nivel ~1220 m).

III.2.f Asociación de Facies F (AF F): Conglomerado soportado por clastos

Asociación de Facies conformada por conglomerado soportado por clastos, muy mal clasificado con una matriz de arenisca gruesa (Figura III.7). Forma estratos masivos con base erosiva que varían de 12 a 40 metros de espesor. Los clastos varían de 5 milímetros hasta 2 metros de diámetro como se puede observar en la Figura III.13 y en la Figura III.17. Contiene abundantes clastos subangulares a subredondeados de arenisca calcárea de grano grueso a medio, y de arenisca con estratificación cruzada y paralela; también contiene clastos subredondeados a redondeados de lutita, caliza (biomicritas con pelecípodos), pedernal, roca volcánica félsica, gneis y andesita. Esta facies se acumuló como rellenos de canal.



Figura III.14 Detalle de las estructuras de plato (dish structure) en las areniscas de la asociación de facies C (AF C). Localidad Barranca Las Salinas (Figura III.6 en el nivel ~443 m).

III.2.g Asociación de Facies G (AF G): Conglomerado soportado por matriz

Esta facies está dispuesta en forma masiva en cuerpos entre 8 y 40 metros de espesor; los estratos presentan bordes en forma de cuña con las unidades adyacentes. La facies está constituida por conglomerado oligomórfico masivo soportado por una matriz de lodolita (Figura III.7); pobremente clasificado, polimodal con clastos de hasta 70 cm de diámetro; contiene abundantes clastos de arenisca laminada de grano fino a medio de 2 a 30 cm, subredondeados a subangulares; también contiene clastos redondeados a subredondeados de gneis.

Presenta algunos bloques formados por estratos con una intercalación de arenisca y limolita con laminación paralela o cruzada, procedentes de los *slumps* (Figura III.17). No hay evidencias de bioturbación ni de macrofósiles en la matriz. Esta facies se acumuló como un flujo de detritos subacuoso rico en lodo, producto de flujos de gravedad cohesivos.



Figura III.15 Conglomerado de clastos de caliza de la asociación de facies D (AF D), son abundantes los fragmentos de esponja y es común encontrar foraminíferos bentónicos en los intraclastos; localidad (14Q 671956.812 mE, 2045694.432 mN, Figura III.2).

III.2.h Asociación de Facies H (AF H): Pliegues disarmónicos

Esta facies se presenta en unidades de 2.5 a más de 10 metros, consiste en paquetes de estratos entre 5 y 25 cm de arenisca y limolita deformados conforme a pliegues disarmónicos, limitados por estratos sin perturbar tanto en la base como en la cima. Internamente se trata de pliegues recumbentes y asimétricos (Figura III.7), con desarrollo de fallas locales tanto normales como inversas con un desplazamiento menor a 0.5 cm. Estos pliegues son producto del desplazamiento de sedimentos inestables.

Los *slumps*, los pliegues sinsedimentarios y las fallas normales sinsedimentarias tienen rumbos variables, pero el 60% de ellos tienen planos de falla con rumbo N45°W y una vergencia general al NNE, sugiriendo una dirección N-NE para la extensión y la sedimentación.

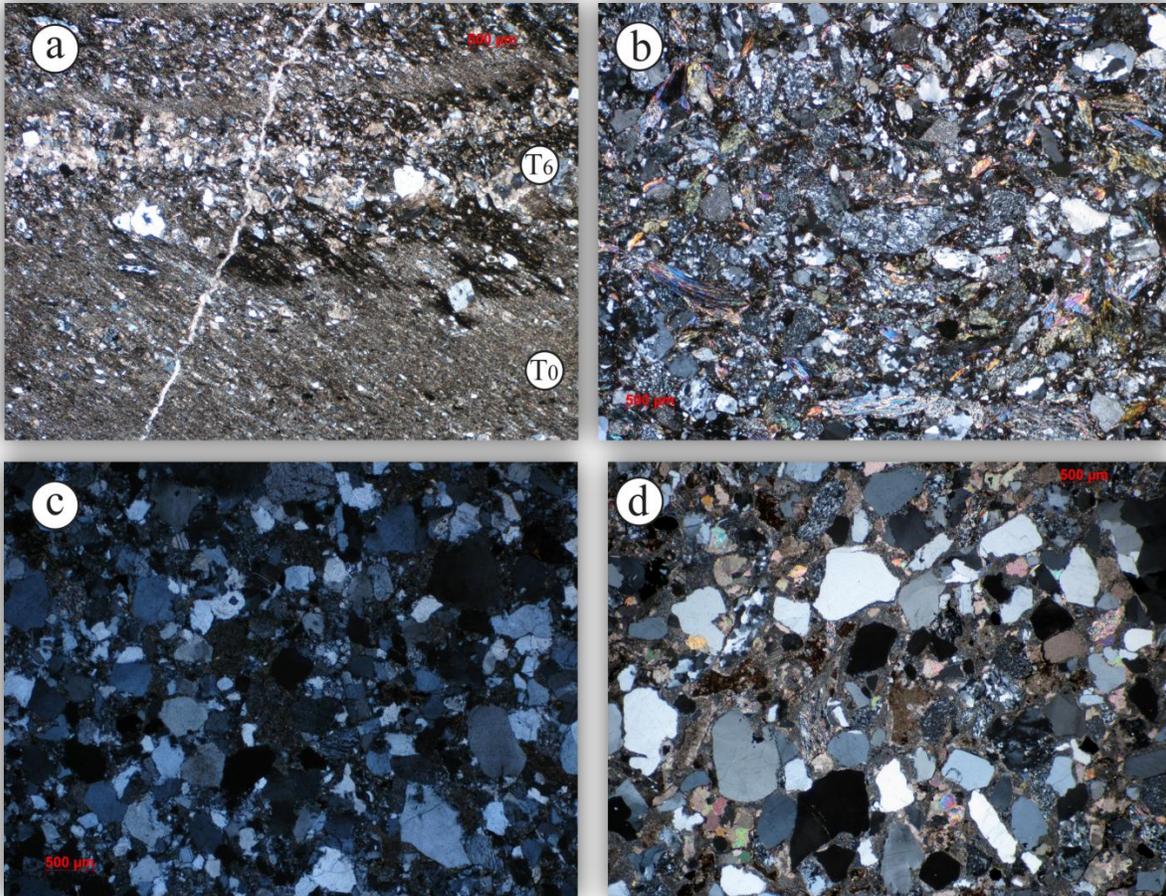


Figura III.16 Fotomicrografías de muestras de roca: a) Grauvaca lítica de la formación Chivillas, asociación de facies E (muestra FCH-30) con clastos angulosos de cuarzo, se observan algunas de las facies de Stow (Stow y Shanmugam, 1980): T_0 laminación cruzada, T_6 lentes con gradación grano decreciente (tomada con luz polarizada cruzada); b) Grauvaca lítica de la formación La Compañía (muestra CIA-04) presenta un alto contenido de clastos angulosos de cuarzo policristalino y de micas; c) Grauvaca lítica del área de Coatepec (muestra COA-03) (tomada con luz polarizada cruzada); d) Grauvaca lítica de la formación Chivillas, asociación de facies C (muestra FCH-06) (tomada con luz polarizada cruzada).

La columna detallada medida en la Barranca Las Salinas (1532 m; Figura III.5 a Figura III.9) corresponde al sector medio del total de la columna expuesta (Figura III.4) y representa aproximadamente el 35% del espesor total de la formación Chivillas. Los

sectores inferior y superior no fueron medidos debido a la escasez de afloramientos continuos o a su inaccesibilidad. La base de la unidad no está expuesta por lo que su espesor total podría ser mayor. El sector inferior de la columna sin medir es de aproximadamente ~1300 m (Figura III.4) y está compuesto por asociaciones de facies similares a las identificadas en el sector medido con un predominio de la asociación de facies D, y con al menos dos niveles de flujos de lavas almohadilladas (Asociación de facies B). La columna medida tiene aproximadamente 50% de rocas volcánicas y 50% de rocas sedimentarias, de las cuales ~15% son conglomerados (Figura III.4). El sector superior sin medir tiene un espesor de ~1700 m (Figura III.4), y está formado por las mismas asociaciones de facies. Resumiendo, la formación Chivillas está compuesta de aproximadamente el 50% de flujos de lava y 50% de rocas sedimentarias para un total de columna expuesta de 4,570 m.



Figura III.17 Contacto entre la asociación de facies F (AF F) y la asociación de facies A (AF A). El afloramiento se ubica hacia la cima de la columna (Figura III.9 en el nivel ~1460 m). En la asociación de facies F se puede apreciar el tamaño de los clastos de arenisca (ar) y algunos bloques procedentes de slumps (sl).

En la sección de San Luis del Pino (Figura III.1, Figura III.4) los flujos de lava representan el 30% de la columna, pero están concentrados en un intervalo, con rocas sedimentarias en la cima y la base formadas por turbiditas de arenisca y lutita.

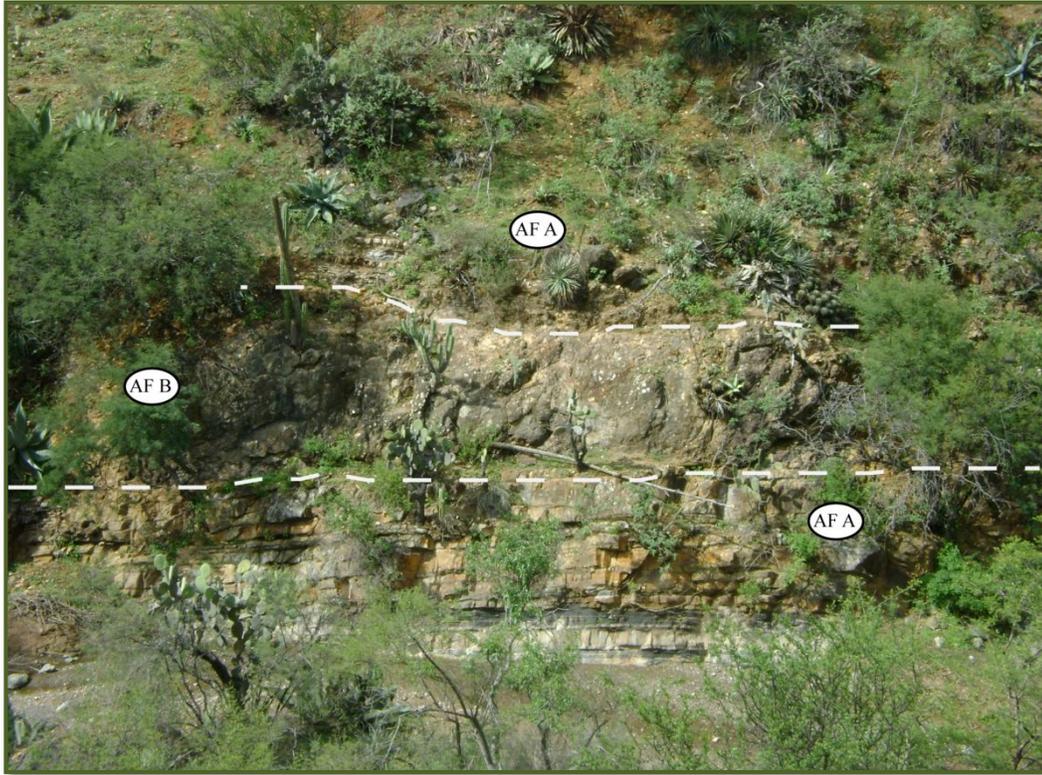


Figura III.18 Panorámica hacia el oriente donde se observa la intercalación entre las rocas sedimentarias de la formación Chivillas asociación de facies A (AF A) y las lavas almohadilladas de la asociación de facies B (AF B). Localidad Barranca Las Salinas (Figura III.9 en el nivel ~1520 m, en la cima de la columna medida).

III.3. Paleoambiente de depósito

Las asociaciones de facies reconocidas (A, C y E) y el espesor de la formación Chivillas, me permite interpretar un ambiente de depósito de abanico submarino. La asociación de facies C representa los depósitos clásicos de una turbidita (Secuencia Bouma) y que fueron depositados probablemente en la parte media del abanico; las intercalaciones lenticulares locales de la asociación de facies F representan el relleno de los canales (Figura III.8). Las asociaciones de facies G y H representan las sucesiones más proximales al ápice del abanico submarino y constituyen los depósitos asociados probablemente a los canales

principales del abanico. La asociación de facies H corresponde con los *slumps*, los cuales se acumularon por gravedad en la zona de talud. Las características de la asociación de facies D, compuesta principalmente de intraclastos de calizas con foraminíferos, esponjas y corales, así como la presencia de fragmentos de madera en algunos niveles, sugieren el acarreo catastrófico de sedimentos previamente acumulados en un ambiente marino somero y en áreas emergidas. Es notable la ausencia de bioturbación lo cual sugiere condiciones ambientales estresantes o una tasa de sedimentación muy alta.

La intercalación de las facies sedimentarias con la facies ígnea (Figura III.18), indica actividad volcánica contemporánea; en tanto que la abundancia y espesor de las lavas almohadilladas y de los derrames, sugieren que la fuente volcánica se encontraba muy cerca, acumulándose ésta, probablemente en las márgenes de un volcán submarino.

La formación Chivillas es producto del depósito de un conjunto de abanicos submarinos coalescentes, y de diferentes dimensiones, formados en una cuenca subsidente, dado el gran espesor de la unidad, las fallas de crecimiento que se observaron en algunos niveles; los cambios en las facies de turbiditas finas y medias en la base, a turbiditas gruesas y conglomerados hacia la cima de la columna medida (Figura III.8, Figura III.9), indican una progradación del depósito. No encontré indicadores de profundidad, pero algunos estratos de caliza y la abundancia de vesículas en las lavas almohadilladas sugieren que el depósito no era muy profundo, idea ya propuesta por Carrasco (1978).

III.4. Geoquímica de las lavas

Realicé el análisis geoquímico a las rocas ígneas de la facies B de la formación Chivillas: Ocho muestras se analizaron por elementos mayores y traza, seis se localizan en el área de Tehuacán (Columna I, Figura III.2 y Figura III.6; Tabla III-1); y otras dos muestras se ubican hacia el sur, en el área de San Luis del Pino (Columna II, Figura III.4, Tabla III-1). Seleccioné diez muestras para análisis isotópico de Sm-Nd-Pb (Tabla III-2).

Tabla III-1 Análisis de elementos mayores (wt%) y elementos traza (ppm) en las rocas ígneas de la facies B de la formación Chivillas.

Muestra	CH1A	D1A	D1B	D2A	D2B	THOR21	THOR24	FCH15
Latitud (N)	18°30'26"	18°30'10"	18°30'10"	18°30'15"	18°30'15"	18°24'50"	18°27'22"	18°30'35"
Longitud (W)	97°21'38"	97°21'46"	97°21'46"	97°21'42"	97°21'42"	97°12'45"	97°14'01"	97°21'34"
SiO ₂	50.61	50.21	48.83	49.11	46.28	50.31	46.99	52.76
TiO ₂	0.97	1.58	1.59	1.29	1.36	1.22	1.32	1.22
Al ₂ O ₃	15.09	16.95	16.8	16.8	16.2	15.52	15.3	16.86
Fe ₂ O _{3t}	6.99	7.76	7.99	8.27	7.83	8.96	9.17	6.98
MnO	0.12	0.13	0.14	0.14	0.12	0.14	0.17	0.14
MgO	4.66	6.64	6.39	8.14	5.53	6.84	4.69	5.71
CaO	6.94	5.37	7.34	5.43	7.25	8.84	8.96	4.78
Na ₂ O	5.58	4.85	4.47	4.52	4.53	2.69	5.03	5.49
K ₂ O	0.35	1.32	0.83	0.83	2.04	2.68	0.92	1.65
P ₂ O ₅	0.36	0.32	0.3	0.32	0.37	0.18	0.38	0.39
LOI	7.69	3.52	4.27	4.23	7.21	2.21	5.87	3.07
Total	99.36	98.65	98.95	99.08	98.72	99.59	98.8	99.05
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
Be	0.9	1.0	1.2	1.1	1.0	1.3	1.8	0.7
Sc	26.1	23.0	26.0	27.3	30.4	32.5	32.8	41.6
V	152.8	187.1	216.0	202.7	208.7	194.2	198.8	254.1
Cr	179.9	196.3	205.7	237.8	116.7	192.6	99.1	145.7
Co	17.2	27.6	34.3	28.6	23.6	32.3	27.0	33.9
Ni	48.5	92.0	107.1	129.5	57.7	87.3	73.1	30.6
Cu	208.5	61.3	68.1	27.6	38.1	32.7	51.1	38.4
Zn	97.9	108.3	97.7	60.9	54.1	55.6	81.7	71.4
Rb	5.8	17.9	13.2	16.0	42.2	16.7	32.0	51.7
Sr	165.1	248.4	199.6	560.1	376.7	155.6	230.0	206.5
Y	28.7	20.9	22.7	24.8	26.9	32.1	33.1	30.0
Zr	185.0	124.7	130.2	140.6	150.4	217.9	223.4	119.7
Nb	12.3	20.7	22.6	19.0	21.1	21.0	28.0	4.9
Mo	0.6	0.9	0.9	1.2	0.9	2.3	1.5	0.5
Sn	1.3	1.3	1.1	0.8	1.3	1.8	2.7	0.6
Sb	0.3	0.1	0.1	0.2	0.4	0.8	0.6	0.2
Cs	0.9	20.7	83.7	20.1	20.6	0.5	1.7	2.0
Ba	69.0	400.5	189.2	805.3	963.2	263.5	606.7	450.8
La	15.9	16.2	18.1	19.4	19.9	6.5	31.7	7.8
Ce	38.7	34.0	37.4	41.1	44.4	21.0	68.1	21.6
Pr	4.6	3.9	4.3	4.7	5.1	2.9	7.8	2.7
Nd	21.2	17.9	19.8	20.8	21.6	17.9	30.2	15.9
Sm	4.8	4.0	4.4	4.6	5.0	4.9	6.8	4.1
Eu	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.3	1.8	1.4
Gd	4.5	3.9	4.2	4.7	5.3	5.2	6.4	4.5
Tb	0.8	0.6	0.7	0.8	0.8	0.9	1.0	0.8
Dy	4.6	3.6	4.0	4.2	4.7	5.5	5.5	4.9
Ho	1.0	0.8	0.8	0.9	1.0	1.2	1.2	1.1
Er	2.90	2.04	2.21	2.50	2.76	3.30	3.21	3.04
Tm	0.42	0.28	0.31	0.35	0.38	0.47	0.44	0.43
Yb	2.83	1.89	2.06	2.41	2.60	3.22	2.98	2.95
Lu	0.45	0.29	0.31	0.37	0.40	0.51	0.45	0.46
Hf	4.29	3.09	3.24	3.42	3.68	5.09	4.73	3.21
Ta	0.71	1.21	1.31	1.07	1.21	1.46	1.52	0.33
Pb	1.79	0.96	1.20	0.45	2.37	2.15	10.84	2.28
Th	1.37	2.32	2.32	1.93	2.20	1.63	3.18	0.69
U	0.42	0.60	0.60	0.51	0.57	0.91	0.89	0.21
La _N /Yb _N	4.034594	6.125149	6.318626	5.764209	5.487181	1.903837	1.4472	6.465934

Con fines de aseguramiento de calidad, las muestras se analizaron en paralelo a 4 materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2 y SDO-1) utilizando los valores reportados por Govindaraju (1994), y que permite mejorar la precisión y exactitud de la metodología descrita por Eggins *et al.* (1997).

Las muestras colectadas en las lavas de la formación Chivillas presentan un nivel bajo de alteración por procesos de hidratación secundaria y carbonatación de sus fases minerales debido a su emplazamiento en un ambiente marino, y como tal, sufrieron la movilidad de algunos elementos, sobre todo los elementos litófilos de radio iónico grande (LIL) (Humphris y Thompson, 1978). Por consiguiente, las valoraciones geoquímicas realizadas así como los análisis de discriminación tectónica, dependen principalmente de los elementos de alto potencial iónico (HFSE) que tienden a ser menos móviles bajo las condiciones de alteración que presentan las rocas de la formación Chivillas.

III.4.a Elementos mayores y traza

Las lavas almohadilladas y los derrames presentan una composición máfica a intermedia. Todas las rocas volcánicas de la formación Chivillas son alcalinas, con valores de SiO₂ entre 46.3% y 52.8% (Tabla III-1, Figura III.19a), y el contenido de (K₂O+Na₂O) fluctúa entre 5 y 8% wt (Tabla III-1, Figura III.19a). Los resultados de elementos traza mostrados en la Figura III.19b indican que las lavas son basalto alcalino (THOR-24, FCH-15, D1-A, D1-B, D2-A, D2-B,), andesita (CH-1-A) y andesita/basalto (THOR-21). Algunas muestras presentan valores bajos en el Mg# (30-45), lo que sugiere que la lava no procede de una fuente primaria derivada del manto; el contenido de Al₂O₃ varía entre 15% y 16.9%; todas las muestras tienen valores bajos de TiO₂ (<1.6% wt) y de V (180-242 µg/g), con valores de Ti/V entre 30 y 50 (Tabla III-1). Las concentraciones de elementos traza incompatibles, tales como Th (0.69-3.18), Ta (0.33-1.52), y Nb (4.9-28) son variables, pero muchos de estos valores son similares a los que presentan los magmas OIB-MORB (Floyd y Winchester, 1975; Wood, 1980; Pearce, 1982; Shervais, 1982; Tabla III-1).

Las variaciones observadas pueden deberse a diferencias en la cantidad de contaminación cortical, como lo indican los resultados de los isótopos de Sm-Nd (más adelante).

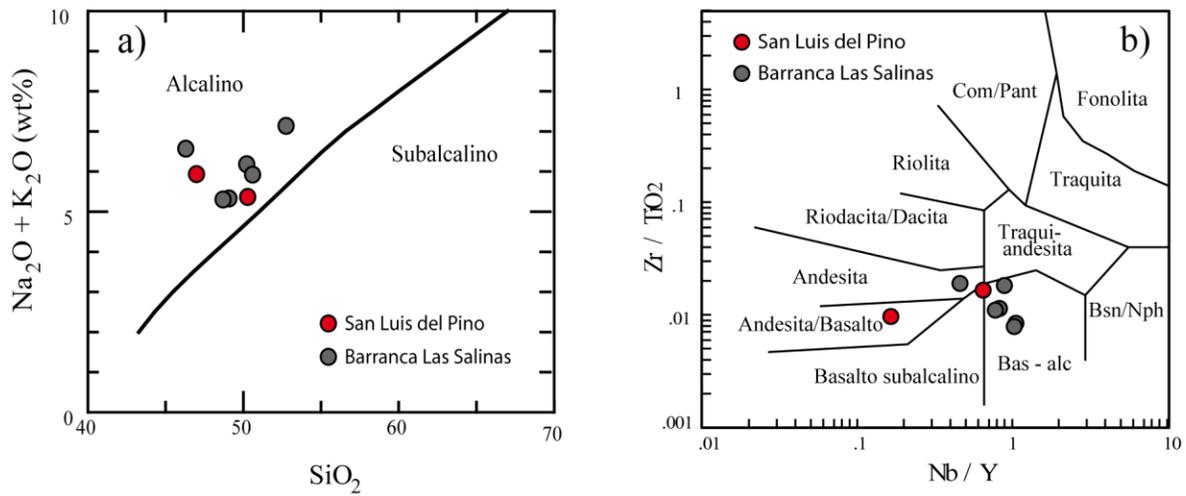


Figura III.19 a) Diagrama de variación de álcalis total vs. SiO₂. b) Diagrama de discriminación Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) en el que se aprecia la afinidad de las muestras con basaltos alcalinos.

Tabla III-2 Composición isotópica Sm/Nd -Pb en roca total para la rocas ígneas de la formación Chivillas.

Muestra	CH-1-A	CH-1-B	CH-2-A	CH-2-B	CH-2-C	D-2-A	D-2-B	FCH-15	THOR-21	THOR-24
Latitud (N)	18°30'26"					18°30'15"	18°30'15"	18°30'35"	18°24'50"	18°27'22"
Longitud (W)	97°21'38"					97°21'42"	97°21'42"	97°21'34"	97°21'45"	97°14'01"
Tipo de roca	Lava almohadillada	Derriame	Derriame	Lava almohadillada	Lava almohadillada	Lava almohadillada				
Sm	4.65	5.38	5.13	4.85	5.53	4.57	4.75	6.14	3.66	4.57
Nd	21.41	23.59	24.15	21.94	25.94	21.74	21.44	30.88	13.34	15.77
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.131	0.138	0.129	0.134	0.129	0.127	0.134	0.12	0.166	0.175
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512621	0.512606	0.512618	0.51263	0.512616	0.512791	0.512783	0.512757	0.512818	0.512764
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512783	0.512606	0.512618	0.51263	0.512616	0.512791	0.512783	0.512757	0.512818	0.512764
ϵ Nd ₀	-0.33	-0.62	-0.39	-0.16	-0.43	2.98	2.83	2.32	3.51	2.46
ϵ Nd _i	0.73	0.32	0.7	0.85	0.66	4.1	3.84	3.56	4.01	2.81
<i>T</i> _{DM}	974	1095	957	994	961	632	702	640	1060	1520
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.8416	18.8666	19.102	18.7951	18.7758	20.531	18.6927	19.5929	18.6703	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.6113	15.6116	15.6182	15.6282	15.6203	15.6739	15.5384	15.6387	15.605	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.5992	38.5729	38.753	38.5437	38.5422	40.3342	38.4278	39.4036	38.4885	-

Análisis realizados en el LUGIS. Durante el análisis de las muestras se utilizó el estándar La Jolla Nd cuyos valores fueron: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511871 ± 23 (n = 182). Los valores de plomo fueron determinados por comparación con el estándar NBS 981 [²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9158 ± 0.06% (1 δ_{rel}); ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4601 ± 0.08%; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.6139 ± 0.12%; n = 7]. Las relaciones ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd y ϵ Nd_i fueron calculadas a 126 Ma, utilizando las edades obtenidas por geocronología U-Pb en circones. ϵ Nd_i (inicial) = 10⁴ [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_m / 0.512638] - 1. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd relativo a CHUR. Las edades modelo de Nd (*T*_{DM}) están calculadas con respecto al modelo de evolución del manto empobrecido (*depleted mantle DM*) con valores al presente de ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512475845.

Los diagramas de multielementos normalizados a MORB tienen patrones similares para todas las muestras, mostrando un pronunciado enriquecimiento en elementos incompatibles (Figura III.20); estos difieren de los típicos diagramas OIB por sus bajas concentraciones de Ba y Ti. Todas las muestras colectadas en la Barranca Las Salinas (Figura III.5) tienen patrones similares a los de elementos de tierras raras (REE) normalizados a condrita. Las muestras presentan un ligero enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE); conforme ascendemos estratigráficamente las curvas de los elementos de tierras raras pesados (HREE) tienden a ser planas y están ligeramente fraccionadas (La_N/Yb_N 1.44-6.46). Se puede observar una ligera anomalía negativa de Europio que se incrementa para las muestras de la parte alta de la columna, lo que sugiere un menor fraccionamiento de las plagioclasas.

Las muestras que proceden de la localidad de San Luis del Pino (Figura III.4) están menos fraccionadas (La_N/Yb_N 1.4 y 1.9) que las de la Barranca Las Salinas, con patrones de LREE menos enriquecidos y de HREE más planos. En general podemos decir que los patrones de REE son similares a los que presentan los *basaltos continentales de meseta* (CFB) y a los campos volcánicos pertenecientes a la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP; Epp y Smoot, 1989; McHone, 2000; Janney y Castillo, 2001).

Los diagramas de discriminación tectonomagmática para basaltos (Pearce, 1982; Shervais, 1982; Wood, 1980) expresan que la mayoría de las muestras se ubican predominantemente en el campo de MORB o en el traslape con el campo de los basaltos intraplaca como se muestra en Figura III.21.

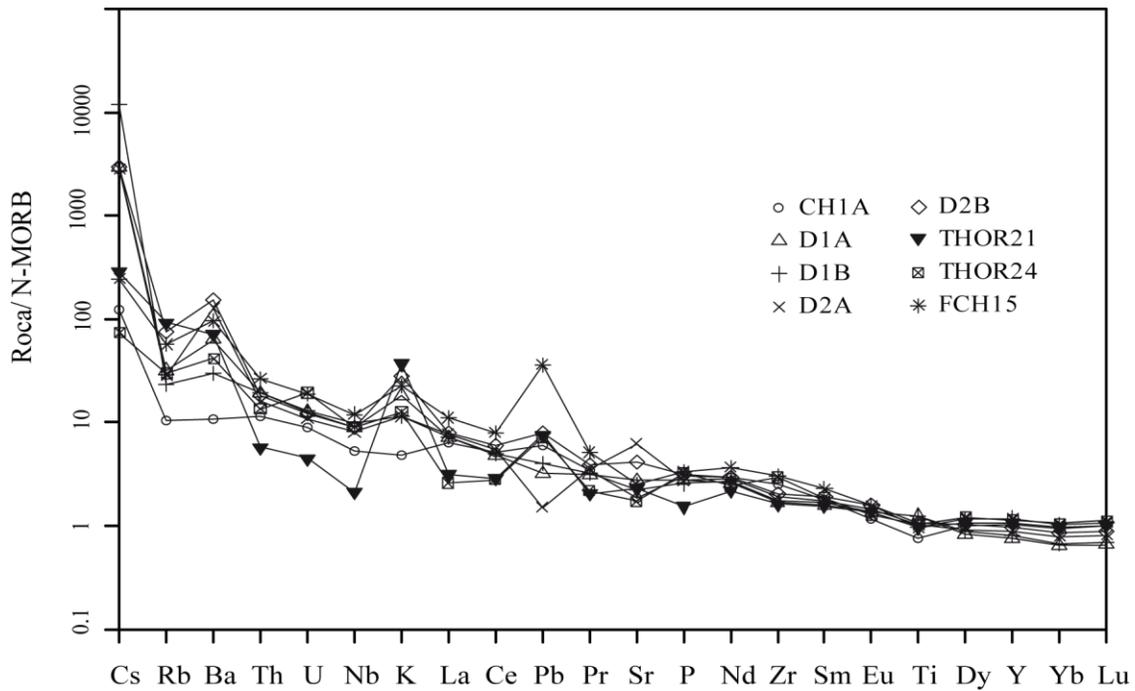


Figura III.20 Diagrama de multielementos normalizado a N-MORB, donde las muestras de la formación Chivillas muestran un patrón típico de OIB, excepto para el Ba y el Ti que presentan concentraciones menores; los patrones de REE son similares a los de los flujos de basaltos toleíticos (factores de normalización según Sun y McDonough, 1989). Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

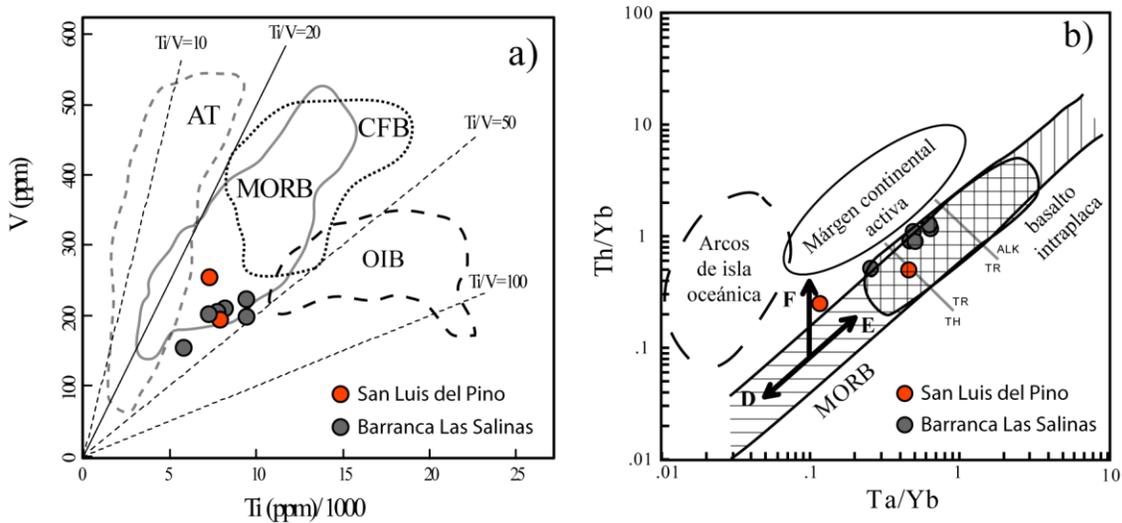


Figura III.21 Diagramas de discriminación: a) Las muestras presentan valores altos (>20) de Ti/V lo que indica una afinidad geoquímica tipo oceánica (Shervais, 1982), CFB = continental flood basalts, OIB = ocean-island and alkali basalt, AT = arc tholeiite. b) Ta/Yb vs.Th/Yb (Pearce, 1982) las flechas indican la dirección de: agotamiento del manto (D), enriquecimiento del manto (E) enriquecimiento via fase fluida (F); las muestras analizadas caen en el campo MORB – OIB, lo que sugiere que los fluidos procedentes de la zona de subducción no están involucrados en la generación de magma. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

III.4.b Isótopos Nd - Pb

Las rocas volcánicas de la formación Chivillas tienen valores iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512606 y 0.512818 (calculado a 126 Ma, utilizando las edades obtenidas por geocronología U-Pb en circones; ver *Geocronología de circones detríticos*), y valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.120-0.175 (Tabla III-2). Los valores iniciales de ϵNd (126) varían entre 0.3 y 4.1, y las edades modelo van desde 632 hasta 1,520 Ma (Figura III.22a), y son similares a los valores de ϵNd del Complejo Oaxaqueño (Ruiz *et al.*, 1988; Torres *et al.*, 1999), lo que sugiere la presencia de un basamento antiguo para la formación Chivillas y la participación de materiales corticales en la generación de los magmas.

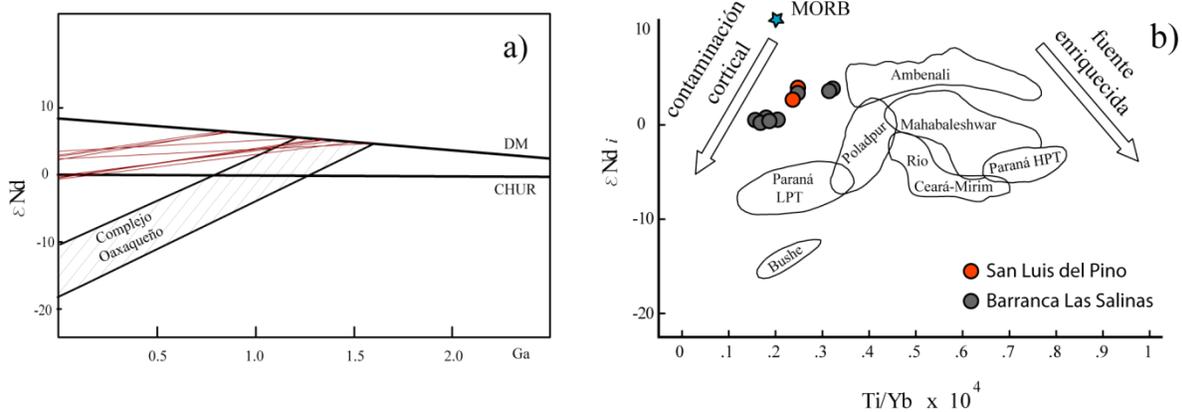


Figura III.22 Resultados del análisis de isótopos de Sm-Nd en las muestras de basaltos de la formación Chivillas (Tabla III-2): a) Valores iniciales de ϵNd (126) vs edad, las lavas de la formación Chivillas tienen edades modelo similares con aquellas que proceden del Complejo Oaxaqueño (Torres *et al.*, 1999; Solari *et al.*, 2004) lo que sugiere que el basamento Grenvilliano pudo estar involucrado en el desarrollo de la corteza continental. b) Diagrama con los valores de ϵNd vs Ti/Y en el que comparo los valores de otras provincias volcánicas de las márgenes continentales del Atlántico (datos tomados de: Hawkesworth *et al.*, 1986; Wilson, 1989; y Hollanda *et al.*, 2006). Tomada de Mendoza-Rosales *et al.* (2010).

Al graficar los valores de ϵNd (126) vs Ti/Yb (Figura III.22b), las muestras de la formación Chivillas son similares a los *basaltos continentales de meseta* (CFB) de la Provincia del Deccan (Simonetti *et al.*, 1998) y de Paraná en Sudamérica (Mantovani *et al.*, 1985; Hawkesworth *et al.* 1986; Hollanda *et al.*, 2006); las variaciones que se observan probablemente son producto de diferencias por contaminación cortical (Tabla III-2).

Los valores isotópicos de plomo común son similares a los valores de manto enriquecido (EM-II), con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.6 y 20.5, y valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.4 a 40.3 (Tabla III-2) que corresponden con las zonas de MORB y OIB (White, 1985); por lo que la firma isotópica del Pb/Pb para las lavas de la formación Chivillas está constreñida principalmente a la corteza inferior (Figura III.23).

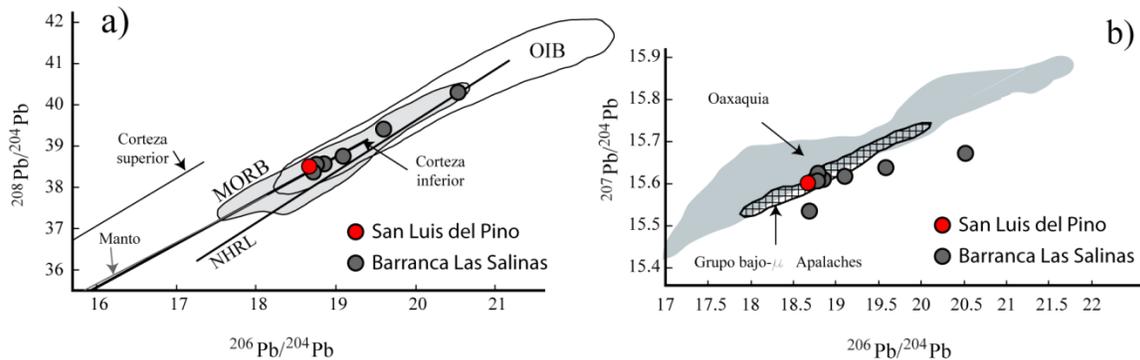


Figura III.23 Diagramas de correlación isotópica a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se presenta la posición de la línea del hemisferio norte (NHRL), así como los valores del manto y de la corteza inferior y superior. (Hollanda et al., 2006); b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparados con los datos reportados para los Apalaches y Oaxaquia (Solari et al., 2004). Todos los datos isotópicos del Pb no están corregidos con respecto a la edad y se consideran iniciales. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

III.5. Petrología de siliciclastos y reconstrucción de la procedencia

Para la reconstrucción de las fuentes de procedencia de los sedimentos de la formación Chivillas analicé la composición de los conglomerados y areniscas presentes en la unidad, descritos en el Análisis de Facies (más atrás). Los conglomerados presentes en la formación Chivillas son de dos tipos básicamente:

1. *Conglomerado oligomítico* constituido fundamentalmente de intraclastos y exoclastos de calizas y algunas areniscas; las calizas corresponden en su mayoría con bioesparitas y biomicritas (Figura III.11, Figura III.15), también es común encontrar fragmentos de corales coloniales y esponjas, así como de moluscos.

2. *Conglomerado polimíctico* con abundantes clastos de arenisca calcárea de grano grueso a medio, y de arenisca con estratificación cruzada y paralela; también contiene clastos subredondeados a redondeados de lutita, caliza (biomicritas con pelecípodos), pedernal, roca volcánica félsica, gneis y andesita.

Los clastos de calizas proceden de una plataforma somera con base en su composición (Figura III.4); los intraclastos son similares a algunas calizas de la formación La Compañía o al miembro Agua del Burro que afloran al poniente, en la Cuenca de Zapotitlán (Anexo A) y que son correlativos en edad (En el Capítulo IV presento la descripción de estas unidades litoestratigráficas); también afloran calizas de plataforma hacia el sur (Wilson y Clabaugh, 1970). Los clastos de caliza son muy abundantes en la base de la formación Chivillas, aunque se encuentran en toda la columna, lo que indica una fuente permanente de líticos calcáreos, procedente tanto del sur, como del poniente.

Los clastos de arenisca y lutita son muy similares a las areniscas y lutitas de las asociaciones de facies A y C, lo que aunado a la presencia de andesitas y *slumps*, me permiten suponer que se trata de intraclastos generados en la misma cuenca procedentes de zonas más someras. Los clastos de gneis son producto de la erosión de los bloques de basamento de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

Realicé el estudio petrográfico de cuatro muestras de la arenisca de la formación Chivillas, los resultados se encuentran en la Tabla III-3. Para el análisis utilicé los diagramas de procedencia estandarizados de Dickinson (1985), los resultados del conteo están normalizados al 100% como la suma del cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (gneis (Gn) y esquisto (E)); los líticos de caliza (Cz y Czp), los circones (Zr) y los minerales opacos fueron excluidos para este análisis (Dickinson, 1985). Para fines de comparación realicé el conteo de una muestra de arenisca de la Cuenca de Zapotitlán, CIA-04 pertenece a la formación La Compañía (Descripción en el Capítulo IV).

Tabla III-3 Datos correspondientes al conteo estadístico de puntos a partir de los cuales se graficaron los diagramas ternarios de discriminación para procedencia de fragmentos clásticos en rocas sedimentarias: (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, FK: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Gn: gneis, E: esquisto; Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios, Cz: calizas, Czp: pelmicritas, Zr: circón, Mtz: matriz).

Muestra	Qm	Qp	FK	Pl	Gn	E	Lv	Ls	Cz	Czp	Zr	Mtz	Otros	Total
FCH-6	134	62	2	0	41	23	0	10	53	22	1	113	39	500
FCH-24	237	112	11	0	0	0	13	0	0	0	0	124	3	500
FCH-32	157	25	35	0	0	1	10	0	87	40	4	139	2	500
FCH-39	165	67	12	7	1	3	0	0	58	7	2	173	5	500
CIA-04	39	221	5	0	40	153	0	2	0	0	0	33	7	500

Tanto las areniscas estudiadas de la formación Chivillas, como las procedentes de la Cuenca Zapotitlán están conformadas principalmente de cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, cuarzo policristalino en mosaico, microclina perítica, y algunas plagioclasas; también son muy abundantes los fragmentos de roca (limolita, caliza, volcánicos máficos, esquisto); los granos constituidos por mosaicos cristalinos de cuarzo-pertita-microclina tienen texturas y composiciones similares a granito o gneis granulítico; presentan un escaso contenido de feldespatos. En general los clastos son angulosos a subredondeados, lo que me indica que muchos de los fragmentos han pasado por múltiples ciclos sedimentarios.

La composición de los líticos observados en las areniscas es congruente con las características observadas en los clastos que conforman los conglomerados, los cuales están compuestos principalmente de clastos de arenisca (con estratificación cruzada), gneis y basalto. Estas litologías son características de los complejos Sierra de Juárez y Oaxaqueño y su cubierta sedimentaria (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Alaniz-Álvarez, *et al.* 1996; Ángeles-Moreno, 2006). Aunque los esquistos están presentes como granos en las areniscas, no observé clastos de esa naturaleza en los conglomerados, lo que indica que una fuente procedente del Terreno Mixteca (Complejo Acatlán) no era significativa o que los esquistos del Complejo Acatlán no se encontraban expuestos a la erosión, y los líticos de esquisto presentes en las areniscas pueden representar fragmentos retrabajados.

De acuerdo con los resultados del conteo de puntos, graficados sobre el diagrama triangular de Dickinson (1985) las areniscas tienen su procedencia en bloques continentales, con una incipiente influencia de un orógeno reciclado (Figura III.24). Particularmente, las muestras que analicé de la formación Chivillas sugieren una procedencia de un cratón interior o de un basamento levantado, por lo que puedo suponer que proceden de la erosión de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), elemento paleotectónico que conformaba bloques continentales al tiempo de la sedimentación, los cuales fueron exhumados y expuestos a los procesos de meteorización, por lo que los minerales más susceptibles como el feldespato, la plagioclasa y la mica fueron alterados o destruidos. Las muestras de la formación La Compañía y la formación Coatepec también proceden de bloques continentales.

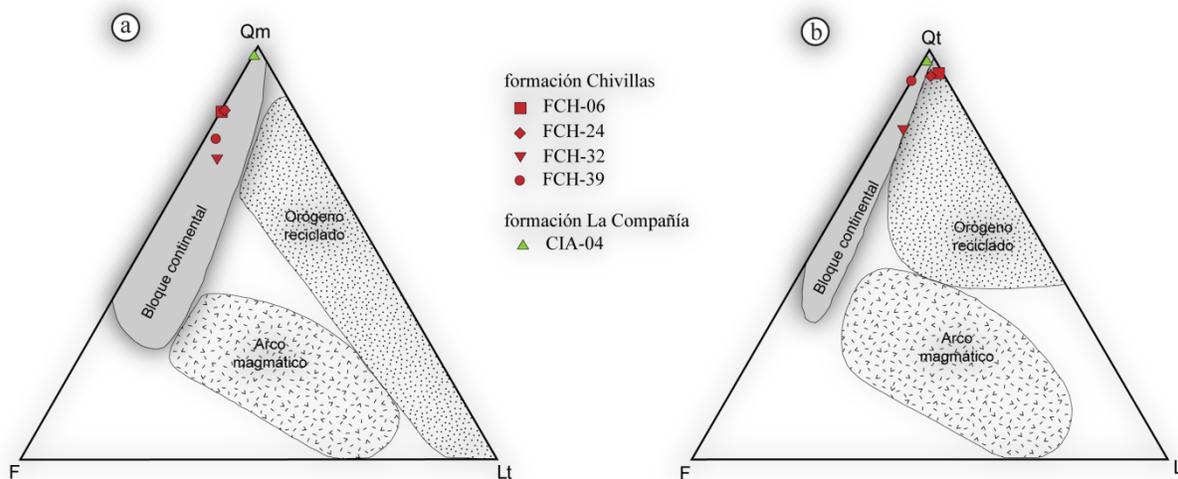


Figura III.24 Diagramas ternarios de la composición modal de areniscas (a) $Qm-F-Lt$ y (b) $Qt-F-L$; los campos de discriminación de ambientes geotectónicos corresponden con los usados por Dickinson (1985). El total de puntos contabilizados en cada muestra se presenta en la Tabla III-3. La ubicación geográfica de las muestras se encuentra en la Figura III.2.

III.6. Geocronología de circones detríticos

Para determinar la edad máxima de depósito, realicé el estudio de geocronología de circones detríticos a dos muestras de areniscas (FCH-40 y FCH-39) cuya posición

geográfica y estratigráfica se puede observar en la Figura III.2, Figura III.5 y Figura III.8. Los datos de los análisis se encuentran en el Apéndice II. Los resultados se muestran en la Figura III.25, las edades de los circones están graficadas como histogramas con las curvas de probabilidad acumulada sobreimpuesta para representar la edad medida y la incertidumbre asociada con cada análisis:

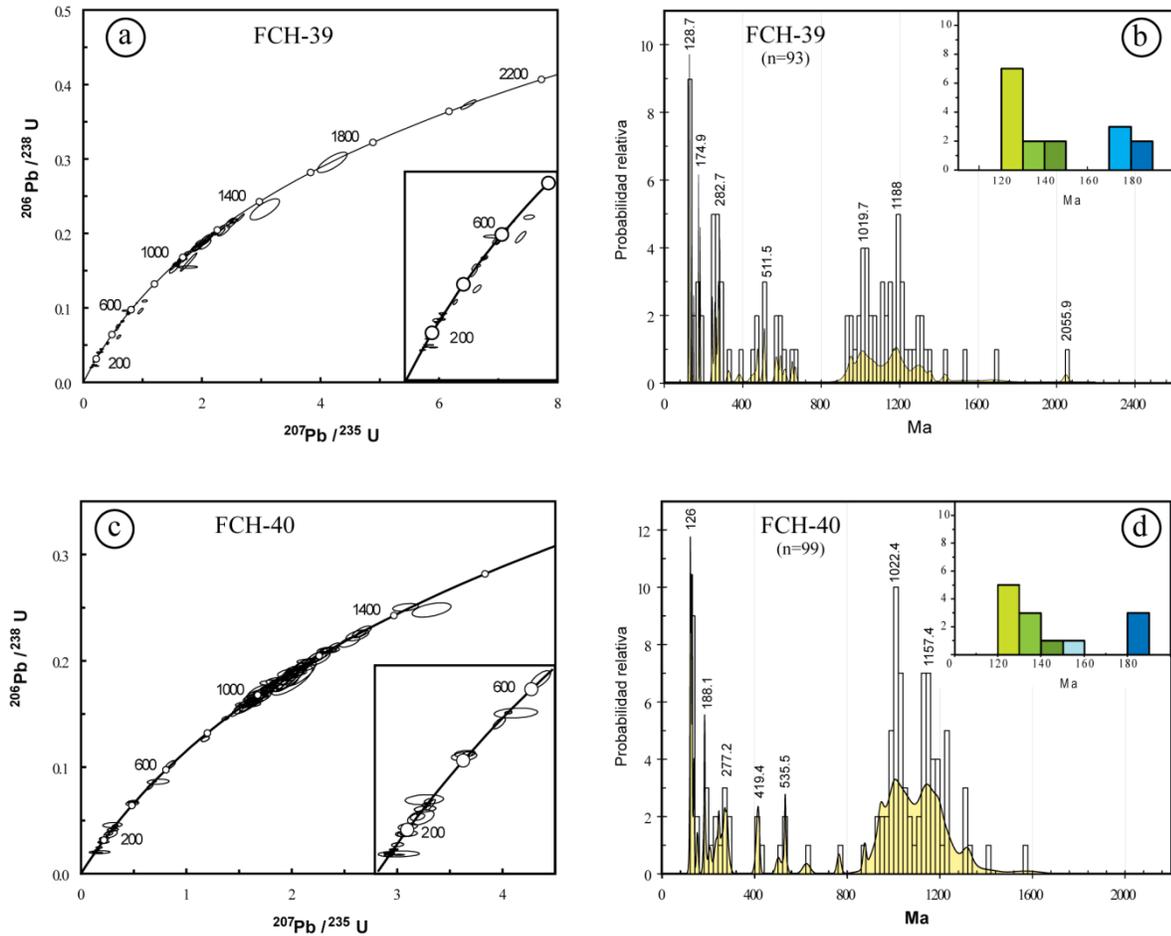


Figura III.25 Diagramas de probabilidad relativa e histogramas de circones detríticos de grauvacas (FCH-39 y FCH-40) procedentes de la formación Chivillas. Su ubicación geográfica se puede ver en la Figura III.2, y la estratigráfica en la Figura III.5 y Figura III.8. Los diagramas se elaboraron con los programas de Ludwig (2008). Los errores tienen un valor de 1σ , los análisis fueron realizados en el equipo LA-MC-ICPMS del LaserChron Center de la Universidad de Arizona, en Tucson. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

Muestra FCH-40: Corresponde con una grauvaca lítica colectada en la parte basal de la columna medida (Figura III.5), las edades de los circones oscilan en el rango de $1,573.6 \pm 59.8$ a 124.9 ± 1.6 Ma (Figura III.25d) y presentan tres poblaciones principales:

a) rangos entre 124 y 130 Ma (máximo en ~126 Ma); b) la segunda con un máximo en 188 Ma, y c) una población con un rango entre 921-1,236 Ma (con dos máximos relativos en ~1,022.4 y ~1,157.4 Ma).

Muestra FCH-39: Esta muestra es una grauvaca lítica calcárea colectada hacia la cima de la columna medida (Figura III.8), las edades de los circones oscilan en el rango de 1680.2 ± 46.4 a 126.2 ± 0.9 Ma (Figura III.25b). La muestra presenta poblaciones similares a la muestra FCH-40 con diferencias que pueden atribuirse al carácter aleatorio del muestreo. El grano más joven tiene una edad de 126.2 ± 0.9 Ma, las poblaciones varían de: a) rangos entre 126 y 130 Ma (máximo en ~128 Ma); b) el segundo en con un máximo en 174.9 Ma, y c) con un rango entre 924-1,360 Ma (con máximos en ~1,020 y ~1,188 Ma).

III.6.a Procedencia con base en circones

Las muestras analizadas presentan un amplio rango de circones de edad mesozoica que van del Jurásico Temprano al Cretácico Temprano (130 a 188 Ma), con edades que se equiparan a las dataciones de eventos tectonomagmáticos relativamente cercanos. Los circones con edades comprendidas entre 130-170 Ma corresponden con las edades reportadas en el Complejo Sierra de Juárez localizado a 30 km hacia el sur del área de estudio (Figura II.1B, Ángeles-Moreno, 2006; Delgado-Argote *et al.* 1992), así como a la edad reportada por Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) en un granito sintectónico del extremo sur del cinturón milonítico del Complejo (Figura II.1B). Para los circones con edades entre 174 y 188 Ma (Jurásico Temprano) no hay reportes de edades en localidades relativamente cercanas de las que pueden provenir. Sin embargo, hay reportes de rocas magmáticas de edades similares en el área de Tejupilco (Elías-Herrera *et al.*, 2009).

Los circones comprendidos en el rango de edades entre 238 y 288 Ma se derivaron probablemente del cinturón de granitoides permo-triásicos (Torres *et al.*, 1999) emplazado en el Complejo Oaxaqueño. Los circones con edades del Paleozoico Inferior, Panafricano y Grenvilliano (~419, ~511, ~535, ~1020, ~1160 and ~1240 Ma) son similares a las edades reportadas en el Complejo Oaxaqueño y su cubierta paleozoica (Keppie *et al.*, 2001, 2003;

Solari *et al.*, 2003; Gillis *et al.*, 2005); estas edades también se han reportado en rocas del Complejo Acatlán y algunos granitoides que lo cortan (Elías-Herrera *et al.*, 2005; Talavera *et al.* 2005; Vega-Granillo *et al.* 2007; Nance *et al.* 2007; Keppie *et al.* 2007; Ortega-Obregón *et al.* 2009) localizados al poniente y suroeste del área de estudio (Figura II.1B).

III.7. Edad de la formación Chivillas

El contenido fósil de la formación Chivillas está muy limitado a algunos microfósiles (radiolarios, Figura III.11b) y algunos ejemplares de amonitas muy mal preservados (Figura III.4, PD-1 y PD-5), que no fue posible identificar. Alzaga y Pano (1989) reportan los microfósiles (*Crassicolaria* sp. y *Tintinnopsella* sp.; Figura III.4, PD-2 y 3) también reportan el microfósil *Lorenziella* sp. del Berriasiano superior al Valanginiano en la parte media de la sección (Figura III.4, PD-4). Alzaga y Pano (1989) también reportan la presencia de los amonitas *Olcostephanus* sp. y *Spitidiscus* sp. del Valanginiano superior al Barremiano, en la parte superior de la sección. Arámburo-Pérez *et al.* (1987) reportan la presencia del foraminífero *Choffatella descipiens* del Barremiano al Aptiano inferior en el norte del área de estudio.

En este trabajo, las edades menores obtenidas en los circones corresponden con cristales euhedrales que probablemente proceden de las mismas rocas volcánicas de la formación Chivillas. Considerando los circones más jóvenes (124.9 ± 1.6 Ma y 126.2 ± 0.9 Ma) y que los diagramas de frecuencia correspondientes a las edades de los circones de las dos muestras presentan picos en 126 y 128 Ma respectivamente, infiero que la edad máxima de depósito es de 126 Ma (Barremiano). Esta edad es compatible con el rango de edad del Valanginiano superior al Barremiano (~140-125 Ma) reportado con base en amonitas por Alzaga y Pano (1989) y la edad propuesta por Arámburo-Pérez *et al.* (1987). Descarto que el depósito de la unidad inicie en el Tithoniano como proponen Alzaga y Pano (1989) ya que esta datación se ubica aproximadamente 100 m por debajo de mi muestra con circones detríticos FCH-40 (Figura III.4 y Figura III.5) con un máximo de ~126 Ma, por lo que podría tratarse de fósiles retrabajados procedentes de los afloramientos de las rocas clásticas del Tithoniano-Valanginiano que afloran a 70 km hacia el sur del área

de estudio, en la región de Tomellín (Figura II.1; Alzaga, 1991). En el área de la Sierra de Miahuatepec (Anexo A; Figura I.1, localidad 3) en las rocas turbidíticas aptianas de la formación Miahuatepec (Capítulo IV) hay exoclastos de calizas con calpionélidos que proceden de calizas valanginianas retrabajadas; esta condición podría repetirse en las rocas de la formación Chivillas.

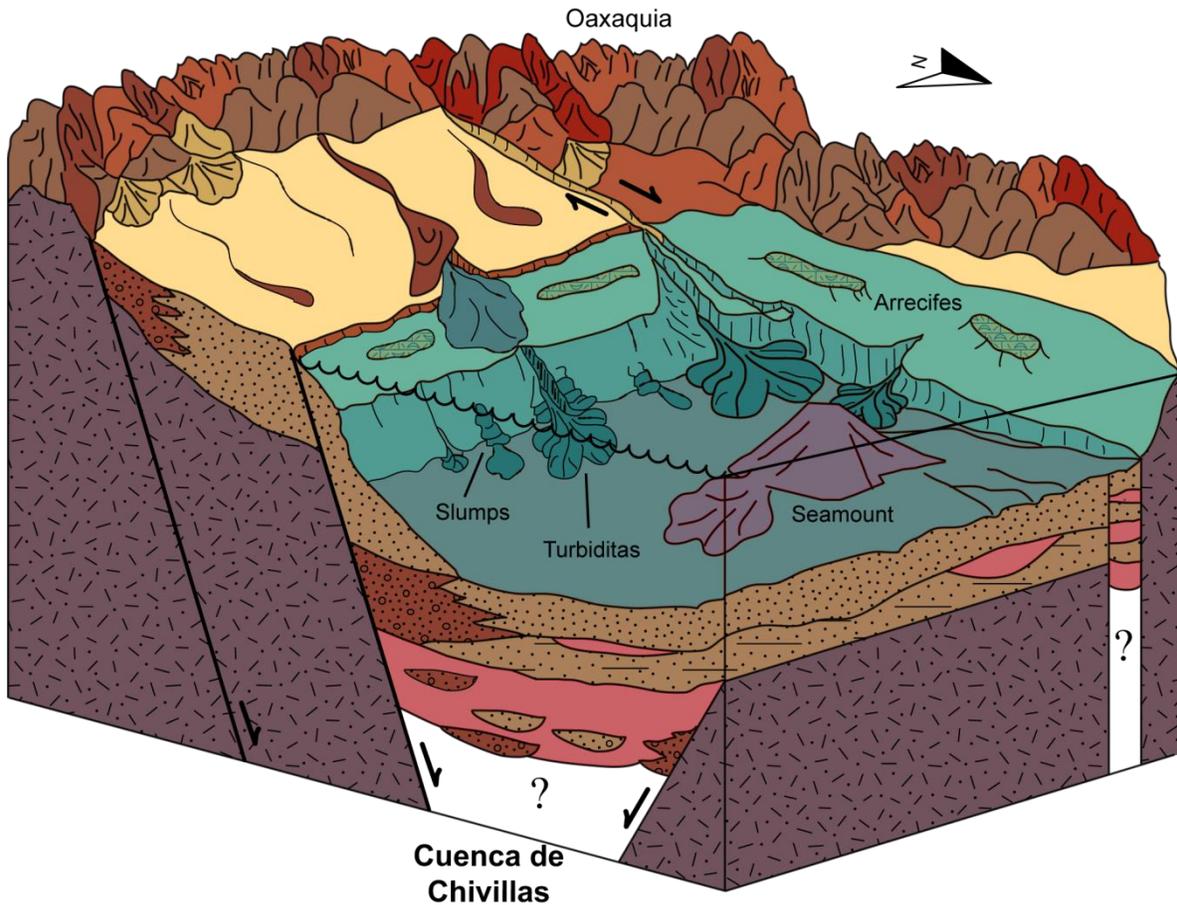
III.8. Modelo tectonosedimentario

Las turbiditas, flujos de detritos y flujos de sedimentos saturados de la formación Chivillas sugieren una sedimentación de abanico submarino interno y medio. Su restringida distribución geográfica, me hace suponer que la sedimentación ocurrió en un sistema turbidítico confinado, pero es necesario un estudio más detallado para confirmar esta hipótesis. La sedimentación estuvo probablemente asociada a las laderas escarpadas de bloques de piso formados durante episodios de fallamiento. El espesor de las lavas almohadilladas y los derrames, así como la presencia de diques de composición similar que la cortan, sugieren que los conductos alimentadores estaban localizados en el área de estudio. Los flujos de detritos calcáreos son producto del retrabajo y depósito de facies carbonatadas arrecifales derivadas de aguas someras (Figura III.26).

El hecho de que las rocas calcáreas del aptiano-albiano cubran discordantemente a las rocas del Complejo Oaxaqueño al sur del área de estudio (Wilson y Clabaugh, 1970), así como a las rocas paleozoicas y jurásicas, me permite suponer que estas se encontraban expuestas a la erosión durante el depósito de la formación Chivillas. Los cambios en la fuente de los sedimentos están documentados en la columna estratigráfica: Hacia la base de la columna predominan las areniscas y conglomerados formados predominantemente por intraclastos y exoclastos de calizas; los clastos de gneis son más abundantes hacia la parte media de la columna, mientras que los clastos de areniscas dominan el sector superior de la columna.

No hay evidencias que me permitan determinar la paleobatimetría de la cuenca, sin embargo la acumulación de la formación Chivillas pudo ocurrir en el marco de niveles

bajos del nivel del mar, como lo han sugerido autores previos (Mutti, 1985; Shanmugam *et al.*, 1985), quienes han propuesto que muchos de los eventos de depósito de abanicos submarinos están asociados con niveles bajos del nivel del mar, lo cual permitiría que se erosionaran sedimentos contemporáneos procedentes de la plataforma marina en este caso representados por los depósitos de la Facies D.



*Figura III.26 Modelo de facies 3D para la Formación Chivillas: se depositó en una cuenca marina de rift subsidente, en la intersección de una falla transforme-dorsal. Esta cuenca recibía sedimentos transportados como turbiditas arrastradas a través de canales desarrollados a lo largo de una falla transforme (Complejo Milonítico Sierra de Juárez). En el alto del basamento se desarrollaba sedimentación calcárea marina de aguas someras. La extensión en esta cuenca de rift estaba controlada por el desplazamiento lateral derecho de una falla transforme durante el Barremiano. Tomada de Mendoza-Rosales *et al.* (2010).*

Los resultados proporcionados por el análisis de procedencia (Dickinson, 1985) me permiten proponer un basamento cristalino conformado por las rocas del Complejo Oaxaqueño, en el cual se generó una cuenca sinsedimentaria tipo *rift* en la etapa transicional entre *rift* continental y *rift* proto-oceánico (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010); en la que se depositó una sucesión turbidítica de gran espesor, común en este tipo de ambientes tectónicos; cuyos sedimentos se generaron muy probablemente en las regiones de Teotitlán y Oaxaca localizadas hacia el sureste (Delgado-Argote *et al.* 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Ángeles-Moreno, 2006); y en menor medida en el poniente (Elías-Herrera *et al.*, 2005; Talavera *et al.* 2005; Vega-Granillo *et al.* 2007). En el Capítulo V discuto los pormenores del modelo tectónico.

Capítulo IV. La Cuenca de Zapotitlán

La Cuenca de Zapotitlán se localiza al poniente de la ciudad de Tehuacán, Puebla (Figura III.1 y Anexo A), está separada actualmente de la Cuenca de Chivillas por los depósitos cenozoicos del Valle de Tehuacán, los cuales ocultan las relaciones estratigráficas entre ambas cuencas.

La caracterización de las unidades litoestratigráficas definidas hasta antes de este trabajo para la Cuenca de Zapotitlán (Tabla IV-1) se enfocaban principalmente a la litología y a su contenido fósil, es notable la ausencia de estructuras primarias en las definiciones y la interpretación de los ambientes sedimentarios es muy general. Con fines de presentación describiré primero la litoestratigrafía que propongo para la Cuenca de Zapotitlán y a continuación el análisis de facies, que sustenta el modelo tectonosedimentario de la región. Las unidades descritas se limitan a las unidades estudiadas y que se resaltan en verde en la Tabla IV-1. A partir de la cartografía de la región (Anexos A, C y D) así como el análisis de las facies (los resultados se presentan más adelante), propongo que la estratigrafía de la cuenca se modifique para establecer un esquema coherente entre la posición estratigráfica, las características litológicas y el contenido fósil de las diferentes unidades litoestratigráficas, así como la elección de sus límites basado en lo establecido en el artículo 22 incisos (d) y (l), y el artículo 23 inciso (e), del Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán-Manzo *et al.*, 2010).

En virtud de que las formaciones San Juan Raya y Zapotitlán son en parte correlativas con niveles del Barremiano (como lo demuestro más adelante), propongo que el miembro Agua del Burro descrito por Calderón (1956) como parte de la formación Zapotitlán, sean considerado dentro de la formación San Juan Raya, con base en la afinidad que presentan sus asociaciones de facies, todas ellas acumuladas en ambientes costeros o marinos someros durante el lapso Barremiano – Aptiano temprano, restringiendo como formación Zapotitlán a la sucesión arcillo-arenosa y calcárea de edad Hauteriviano (¿?) - Barremiano acumulada en ambientes marinos más distales (turbiditas de aguas someras en una plataforma clástica).

		Cuenca de Zapotitlán		Erosionado / no aflora		Litoestratigrafía de la Cuenca de Zapotitlán	
						CALDERÓN (1956)	BUITRÓN-SÁNCHEZ & BARCELÓ (1980)
CENOZOICO	CUATERNARIO						
	NEÓGENO	HOLOCENO					
		PLEISTOCENO					
		PLIOCENO					
	PALEÓGENO	MIOCENO					
		OLIGOCENO					
		EOCENO					
	MESOZOICO	PALEOCENO					
SUPERIOR							
INFERIOR							
JURÁSICO	SUPERIOR						
	MEDIO						
	INFERIOR						
	TRÁSICO						
PERMICO							
CARBONÍFERO							
DEVÓNICO							
SILURICO							
ORDOVÍCICO							
CÁMBRICO							
PALEOZOICO							
34							

Tabla IV-1 Tabla litoestratigráfica de la Cuenca de Zapotitlán; incluye los dos trabajos antecedentes más utilizados para describir la geología de la región, así como la subdivisión propuesta en este trabajo.

Que el miembro Agua del Cordero también propuesto por Calderón (1956) sea considerado como formación Agua del Cordero de acuerdo a lo propuesto por Ortega-Gutiérrez (1970) ya que esta unidad no presenta continuidad estratigráfica con la formación Zapotitlán como se puede observar en el Anexo A. Propongo que se defina como nuevas unidades litoestratigráficas a las formaciones Caltepec y La Compañía con base principalmente en su posición estratigráfica y sus características litológicas y sedimentarias, las cuales describo a continuación.

ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE ZAPOTITLÁN

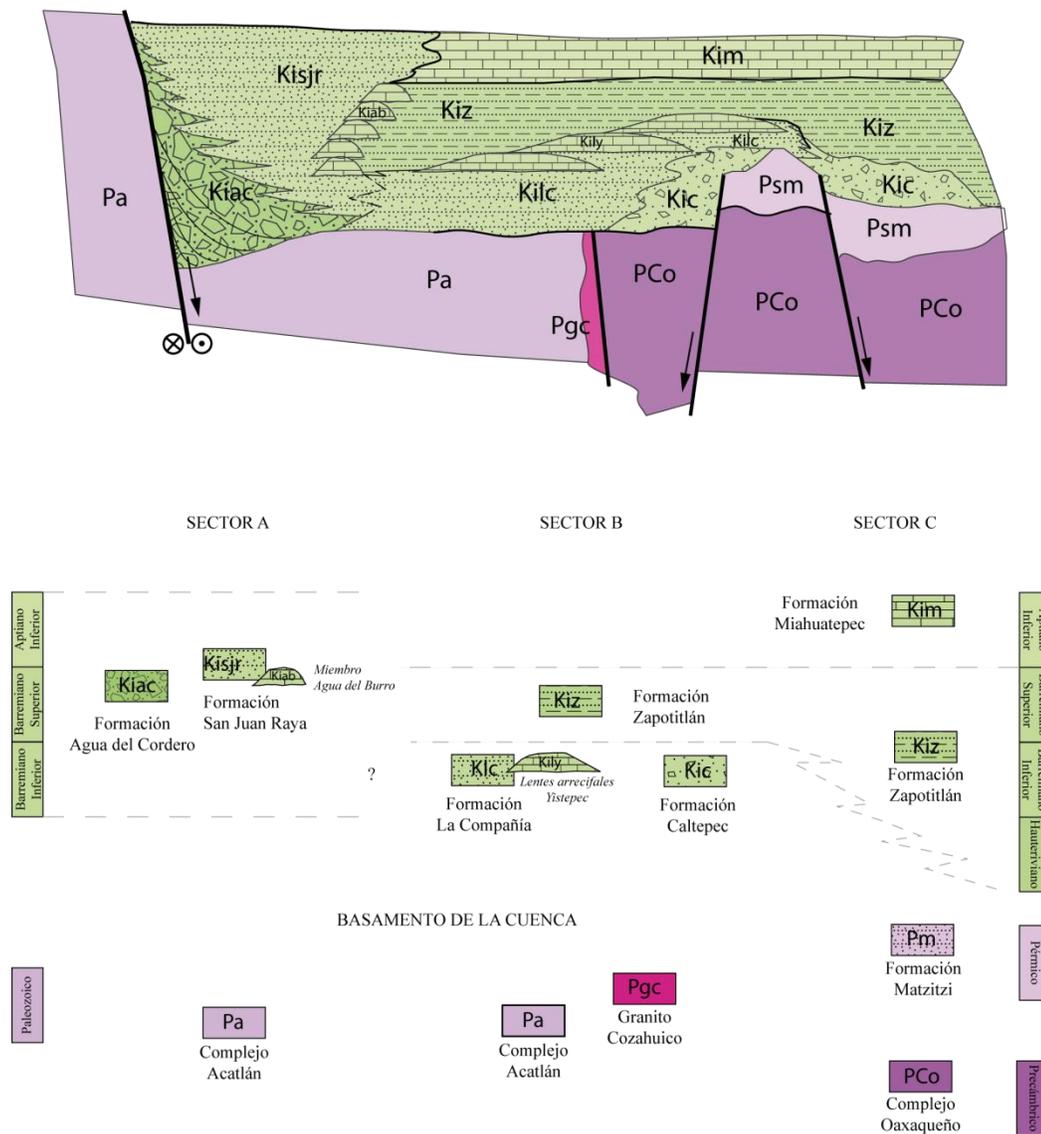


Figura IV.1 Litoestratigrafía de la Cuenca de Zapotitlán (no está a escala).

IV.1. Litoestratigrafía de la Cuenca de Zapotitlán

IV.1.a Formación Zapotitlán

Definida originalmente por Aguilera en 1906, Calderón (1956) la describe como una secuencia de lutitas calcáreas micáceas intercaladas con margas y con bancos de caliza con monopleuras y nerineas; los cuales cambian hacia el sur a calizas con paquiodontos y conglomerado grueso de esquisto y cuarzo con intercalaciones de arenisca y lutita. A los bancos calcáreos los denominó Miembro Agua del Burro y a la unidad de conglomerados como Miembro Agua del Cordero. Barceló (1978) redefine a la formación Zapotitlán como una secuencia de lutitas, lutitas calcáreas, margas y areniscas; propone que se considere como formaciones a los miembros Agua del Burro y Agua del Cordero descritos por Calderón (1956). En este trabajo propongo que se excluyan de la formación Zapotitlán los miembros Agua del Burro y Agua del Cordero a partir del análisis de facies y la posición estratigráfica que guardan entre sí, las tres unidades. Más adelante detallo las características de cada una de las unidades litoestratigráficas.

Dado que la formación Zapotitlán se encuentra plegada en muchos afloramientos, no hay una localidad tipo, por lo que utilizaremos en su lugar el área tipo (Barragán-Manzo *et al.*, 2010) la cual geográficamente corresponde con el área expuesta en el mapa Anexo A, en la cual se ubican dos secciones de referencia (Figura AI.13, Figura AI.14) que utilicé para la definición del estratotipo compuesto de la formación Zapotitlán.

La formación Zapotitlán tiene sus mejores afloramientos en la Barranca Grande, se extiende en todo el valle de Zapotitlán, en los alrededores del pueblo del mismo nombre, como se observa en el mapa geológico del área (Anexo A); al poniente está limitada por la serranía de Agua del Burro; aflora al norte de Xochiltepec, y al oriente se extiende hasta la Sierra de Miahuatepec.

Consiste en una sucesión de estratos heterolíticos intercalados con calizas de acuerdo a lo que se observa en diversos afloramientos en el valle de Zapotitlán y a lo largo

de la carretera federal 125 Tehuacán – Chazumba; está intercalada con debritas calcáreas y areniscas. Las calizas varían en textura de mudstone a wackestone de calciesferas y escasos radiolarios, en estratos tabulares de 25 a 60 cm de espesor, están en su mayoría laminadas; intercaladas con estratos lenticulares de 4 a 15 cm de packstone y grainstone de intraclastos, radiolas, cortoides, ooides y fragmentos de moluscos, con algunos textuláridos; algunos de los intraclastos incluyen miliólidos. Los estratos presentan marcas de corriente, así como algunas impresiones de madera. Las areniscas se presentan en estratos de 4 a 10 cm, mientras que las lutitas en estratos de 8 a 20 cm. Identifiqué diferentes estratos de areniscas en los que se presenta la secuencia Bouma, principalmente los horizontes Ta (Areniscas con gradación grano decreciente y marcas de base), Tb (Areniscas con laminación paralela) y Tc (Areniscas con rizaduras y/o laminación convoluta); es común observar estratificación cruzada y paralela, con marcas de base: *tool marks*, *flute cast*, estructuras de corte y relleno, también se observan rizaduras asimétricas, así como laminación convoluta. Llegan a presentarse *slumps*, así como algunas fallas de crecimiento, diques y volcanes de arena.

La unidad presenta intercalados estratos lenticulares de 25 a 70 cm de debritas, conformados por clastos de calizas, fragmentos de fósiles como corales, gasterópodos, pelecípodos, esponjas y clastos de areniscas. Estos paquetes llegan a tener dimensiones decamétricas, resaltando geomorfológicamente en el paisaje.

Hacia el oriente, en las cercanía de Xochiltepec, la formación Zapotitlán cambia a facies siliciclásticas más finas, consiste, en una sucesión de lutitas y calizas en estratos tabulares de 10 a 40 cm; las calizas son gris oscuro, con abundantes nódulos de óxidos de 2 a 30 mm, con textura mudstone en general, petrográficamente consisten de lodos calcáreos con abundantes radiolarios y calciesferas, pero también se observan algunos bioclastos de aguas someras, localmente algunos wackestone presentan intraclastos con una orientación y gradación preferencial, laminadas finamente, expresadas macroscópicamente por cambios en la coloración, mientras que petrográficamente, los aloquímicos se observan alineados formando láminas con base en la granulometría, se observa una gradación de grueso a

medio, fino, medio y grueso otra vez. Las lutitas son calcáreas con un aspecto nodular, finamente laminadas, ocasionalmente se presentan lentes de areniscas.

Tiene un espesor medido mínimo de ~200 m en las cercanías de Xochiltepec; Barceló (1978) reporta un espesor de 742 m sobre el Río Zapotitlán y Hernández-Éstevez (1980) reporta un espesor que varía de 200-600 m; pero su espesor real es mucho mayor en el depocentro de la cuenca, en la zona de Zapotitlán Salinas, el cual no fue medido, debido al plegamiento que presenta la formación en ese sector, pero podría superar los 1,000 m.

El contenido faunístico de la formación Zapotitlán incluye básicamente amonoideos y radiolarios; es común encontrar rudistas y corales en los flujos de detritos, así como gasterópodos y placas de equinodermos arrastrados como bioclastos desde las zonas con facies más someras. Presenta abundantes amonoideos hematizados de 2 a 3 cm de diámetro, así como impresiones de amonitas mal preservadas de hasta 5 cm. Con base en su contenido fosilífero, el registro estratigráfico marino de la formación Zapotitlán inicia posiblemente en el Hauteriviano tardío (Pano, 1973) extendiéndose hasta el Barremiano (Este trabajo, ver más adelante).

La formación Zapotitlán se acumuló discordantemente sobre las rocas de la formación Matzitzi, en el área de Xochiltepec (Anexo A); presenta un cambio lateral de facies con la formación La Compañía (Anexos A y C), de tal modo, al sur de Zapotitlán y en la región de Acatepec, el cambio es con las calizas de los lentes arrecifales Yistepec (que forman parte de la formación La Compañía); mientras que hacia el poniente en la Barranca Grande, cambia de facies transicionalmente a las calizas y areniscas del miembro Agua del Burro (Figura IV.1) de la formación San Juan Raya. Está cubierta concordantemente por las calizas de la formación Miahuatepec en la Sierra del mismo nombre, al oriente del área (Anexo A).

Con base en la asociación de estructuras primarias identificadas en las areniscas, asociadas con los flujos de detritos calcáreos, interpreto que estas rocas se acumularon en una plataforma clástica, como depósitos turbidíticos someros (Tokuhashi, 1996; Pattison, 2005), condición que se demuestra con base en los flujos de detritos que contienen

abundantes líticos calcáreos, como fósiles procedentes de la laguna, intercalados en los flujos turbidíticos de areniscas y lutitas, que conforme nos alejamos de la línea de costa se hacen más finos.

IV.1.b Formación Caltepec

Propongo se denomine como formación Caltepec a la sucesión de conglomerados y areniscas rojas que afloran en las cercanías de los poblados de La Compañía, Metzontla y Caltepec, y en las faldas de los cerros Yistepec y Machichi; sus mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la carretera que comunica a los poblados de Caltepec y La Compañía.

Ha sido descrita en la literatura antecedente como “lechos rojos” (González-Hervert *et al.* 1984; Hernández-Láscars, 2000) y como el Miembro Caltepec de la formación La Compañía (Ramírez-Vargas, 2009). Sus características sedimentológicas, su carácter predominantemente continental a diferencia de la formación La Compañía; así como el hecho de que es cartografiable y fácil de identificar en el campo, con su característico color rojizo a la intemperie, me permiten proponer que se considere como una formación.

Consiste en una intercalación rítmica entre conglomerados y subarcosas, areniscas conglomeráticas y lodolitas (Figura AI.11) en una sucesión grano decreciente; los conglomerados se presentan en estratos masivos y lenticulares, aunque en algunas zonas se presenta estratificación paralela, con estratificación cruzada planar; texturalmente inmaduros, mal clasificados, meteorizan en colores ocre o pardos, soportados por matriz arenosa en su mayoría, con abundantes clastos de esquisto verde, granito, cuarzo metamórfico, y en menor porcentaje milonitas, micas, fragmentos de rocas volcánicas y arenisca; la granulometría varía de gravas a guijas, los clastos son muy angulosos a subredondeados; algunos de los conglomerados están soportados por los clastos; los estratos varían entre 2 y 7 m; en algunos de los estratos de conglomerado, se presentan lentes de arenisca, que conforme se repite la sucesión van desapareciendo, aumentando

paulatinamente los líticos de areniscas subredondeados con variaciones granulométricas que varían de fino a grueso y otra vez a fino. Las areniscas varían su granulometría de muy gruesas (conglomeráticas) a muy finas; se presentan en estratos ondulados con espesor que varía entre 0.5 a 2 m.; en ocasiones se observa estratificación cruzada planar, y laminaciones paralelas; se observan clastos de feldespatos potásicos, cuarzo, micas y líticos, en una matriz arcillosa.

Descansa con una discordancia angular sobre las rocas pre-mesozoicas del Complejo Acatlán y el Granito Cozahuico en el área de Caltepec-La Compañía (Anexo C), y sobre la formación Matzitzi en el cerro Machichi. Presenta un cambio de facies transicional tanto lateral como vertical observándose una interdigitación con las rocas marinas de la formación La Compañía (Figura IV.2). Al oriente de La Compañía medí un espesor total de 290 m a partir de su contacto con el Granito Cozahuico y hasta su cima (Figura AI.11) en el contacto concordante con los lentes arrecifales Yistepec de la formación La Compañía.

González-Hervert *et al.* (1984) encuentran clastos de caliza con *Textularia* sp. lo que les indica una edad máxima de depósito del Cretácico. La formación Caltepec se encuentra interdigitada con las areniscas de la formación La Compañía, por lo que su edad de depósito pudo iniciarse en el Hauteriviano (¿?) y extenderse hasta el Barremiano temprano, con base en sus relaciones estratigráficas.

Las rocas de la formación Caltepec son producto del depósito de abanicos delta (McPherson *et al.*, 1987; Bruner *et al.*, 1998), que se acumulaba directamente dentro del mar, asociado a escarpes desarrollados en bloques del basamento. Más detalles en el Análisis de facies.

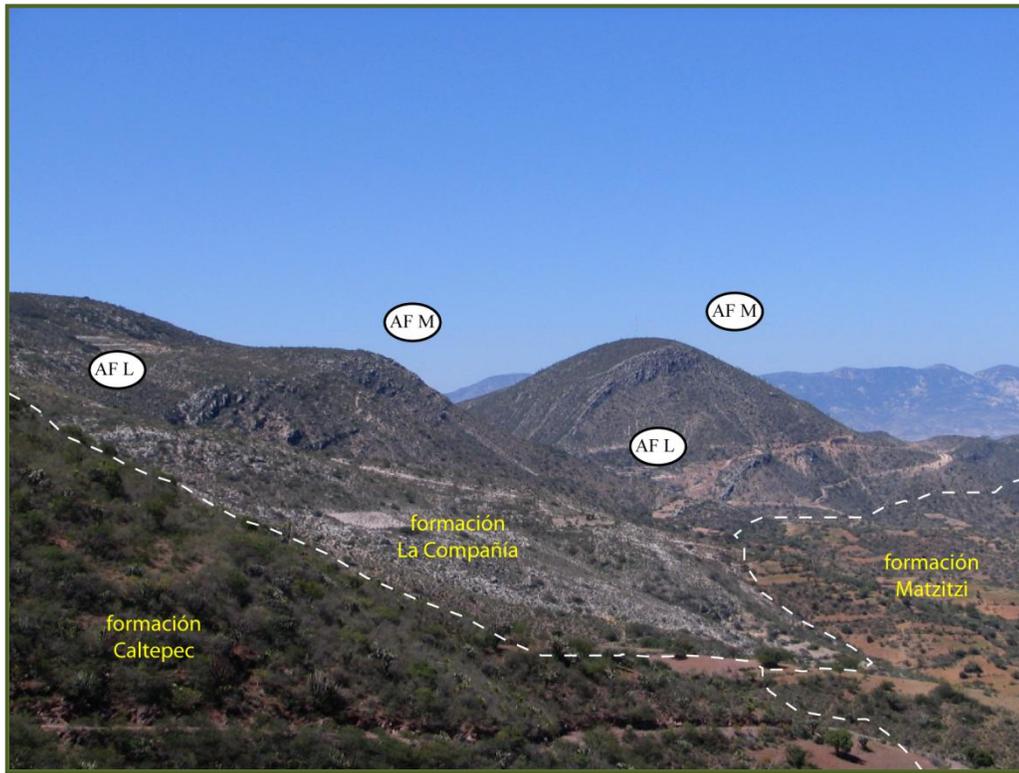


Figura IV.2 Panorámica hacia el poniente desde el poblado de Metzontla. Se observa la morfología y tono característico de las formaciones Caltepec y La Compañía. En los afloramientos de la formación La Compañía, destacan morfológicamente los Lentos calcáreos Yistepec, se puede apreciar como cambian estos en espesor y geometría.

IV.1.c Formación La Compañía

Propongo se denomine como formación La Compañía a la sucesión de areniscas, conglomerados y calizas que afloran en la región de La Compañía-Los Reyes Metzontla (Anexo C), en la cima del Cerro Machichi; sus mejores afloramientos se localizan al poniente del poblado homónimo.

Ramírez-Vargas (2009) elabora un mapa de litofacies del área, la divide en tres miembros: el miembro Caltepec, que en este trabajo propongo se denomine formación Caltepec; el miembro Dixiñado, constituido por dos sucesiones: la primera es una intercalación rítmica entre conglomerados y areniscas; y la segunda una intercalación de arenisca calcárea-caliza, con una mayor abundancia de fósiles, así como mayor

bioturbación; y el miembro Yistepec que consiste en estratos de calizas, calcarenitas y biolititas, en forma nodular; en estratos lenticulares; con estratificación de masiva a mal desarrollada, con una abundancia de fósiles autóctonos. Hernández-Láscares y Buitrón-Sánchez (1992) miden una columna estratigráfica de 260 m de espesor en el Cerro Machichi, que describen informalmente como “Caliza Cretácico Inferior” y que Hernández-Láscares (2000) denomina Caliza San Luis. En este trabajo la considero parte de la formación La Compañía.

La formación La Compañía consiste en estratos ondulados de 20 a 40 cm de areniscas calcáreas de color verdoso de grano medio, intercaladas con lodolitas; las areniscas frecuentemente presentan estratificación cruzada, tanto planar como acanalada, así como laminación paralela; algunos estratos se encuentran muy bioturbados y otros se presentan como rellenos de canal. Las areniscas se encuentran intercaladas con estratos de 15 a 40 cm de rudstones de moluscos, algas, radiolas y foraminíferos bentónicos, con abundantes fósiles como gasterópodos, corales y pelecípodos. Se intercalan con estratos lenticulares de areniscas conglomeráticas con espesores de 20 a 30 cm, son de color gris con fragmentos de cuarzo, granito y gneis redondeados, con burda laminación definida por la alineación de los clastos y/o cambios en la granulometría. En los estratos más arenosos se observa estratificación cruzada planar, laminación ondulada y paralela. Se presentan biohermas y biostromas de ostreidos o de rudistas. Las litofacies anteriores se distribuyen verticalmente como ciclos en el área de La Compañía (Anexo C), consisten en un depósito de areniscas conglomeráticas en las que se encuentran abundantes nerineas de hasta 20 cm de largo, las cuales están cubiertas por areniscas calcáreas y lodolitas en las que es común encontrar pelecípodos (*Pinna* sp.) en posición de crecimiento y gasterópodos de gran tamaño así como numerosos niveles con abundante gasterópodos de unos cuantos centímetros de longitud; finalmente el ciclo se completa con el depósito de calizas con gran contenido de corales. A lo largo de toda la asociación encontramos además ejemplares completos de equinodermos, radiolas, así como icnofósiles del tipo de los *skolithos* y *thalassinoides*.

Se depositó discordantemente sobre las rocas del Granito Cozahuico y los esquistos del Complejo Acatlán; lateralmente se interdigita hacia el oriente con los depósitos de conglomerados y areniscas de la formación Caltepec; conforme ascendemos estratigráficamente la formación se vuelve más calcárea depositándose los lentes arrecifales Yistepec, los cuales cambian de facies lateralmente a las turbiditas de la formación Zapotitlán (Figura IV.1; Anexo A, sección C-D). Tiene un espesor total de ~350 m medido a partir de la base, pero este puede ser mayor ya que la cima se encuentra erosionada.

En la formación La Compañía hay numerosos niveles estratigráficos con los siguientes microfósiles: *Ammobaculites* sp., *Arenobulimina* sp., *Choffatella decipiens* (Schlumberger), *Clypeina* sp., *Dictyopsella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Melathrokerion* cf. *Valserinensis* (Brönnimann & Conrad), *Melathrokerion* sp., *Salpingoporella* sp., *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *Salpingoporella melitae* (Radoicic), *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Spiroplectammia* sp., *Triplasia* sp. y *Vernasiella* sp.? La presencia del género *Toxaster* en la base de la columna de la formación La Compañía, nos indica una edad más antigua para la formación La Compañía que la establecida en los trabajos previos para la región, ya que su alcance estratigráfico en Colombia inicia en el Hauteriviano; este género también ha sido descrito con mucho detalle en la región de Marruecos por Masrour *et al.* (2004), con una línea evolutiva completa que va del Berriasiano al Barremiano; por tanto la edad de la formación La Compañía podría tener un lapso del Hauteriviano al Barremiano temprano con base en la asociación faunística encontrada para la unidad en el área de La Compañía.

A partir de su contenido fósil, y que la mayoría de estos se encuentran en posición de crecimiento, infiero que las rocas de la formación La Compañía se acumularon en una laguna costera protegida, con abundante aporte de sedimentos.

Lentes arrecifales Yistepec

Intercalados en la formación La Compañía se desarrollaron un conjunto de lentes arrecifales progradantes separados por estratos de arenisca y lutita, que consisten en

biohermas y biostromas de estromatolitos, corales, gasterópodos y rudistas, con un espesor que varía desde un metro hasta más de 20 m en el Cerro Yistepec. Los biohermas se intercalan con estratos medianos de packstone y areniscas calcáreas con estratificación cruzada y abundante bioturbación, y con lodolitas finamente laminadas con algunos gasterópodos y bivalvos. Las areniscas corresponden con subarcosa, con cementante calcáreo, varían de arenas gruesas a finas, con cuarzo, feldespatos potásico y micas principalmente; a la intemperie presenta colores ocres. Los estratos de caliza frecuentemente presentan un aspecto de conglomerado por su meteorización nodular asociada a su contenido faunístico.

Los lentes afloran en una franja de ancho variable con orientación preferencial SW-NE (Anexo C), desde Acatepec hasta el sur de Zapotitlán, conforman geomorfológicamente los cerros más prominentes del sector. El desarrollo de los lentes arrecifales se daba en ausencia de corrientes u oleaje fuerte (Riding, 2002).

IV.1.d Formación Agua del Cordero

Corresponde con la unidad descrita por Calderón (1956) como miembro Agua del Cordero, y que Ortega-Gutiérrez (1970) propuso se elevara al rango de formación; aflora al poniente del poblado de San Sebastián Frontera, en el Arroyo Acatepec donde se encuentran sus mejores afloramientos, en una franja de aproximadamente 5 km de ancho orientada al noroeste.

Consiste en una intercalación de conglomerados y areniscas (Figura AI.1), está caracterizada por conglomerado polimíctico, en estratos masivos irregulares, texturalmente inmaduro, mal clasificado, los clastos son muy angulosos a subredondeados de esquisto verde, granito y cuarzo metamórfico. Está intercalada con estratos masivos lenticulares de brechas de clastos de esquistos, y cuarzo metamórfico procedentes del Complejo Acatlán con algunos clastos de caliza, los fragmentos de esquisto miden hasta 1 m de longitud; las brechas presentan una laminación burda definida por cambios granulométricos y la

alineación de los clastos. Se presentan intercaladas capas de areniscas de grano fino planares no paralelas con abundante matriz de mica y cuarzo. También se observan lentes de areniscas conglomeráticas intercalados entre las brechas, en algunos lentes se observa en un mismo nivel gradación grano decreciente seguida por gradación grano creciente, asociadas con estratos de conglomerados soportados por matriz, formados por clastos angulosos de esquisto, con capas de clastos de cuarzo angulosos a subangulosos, entre 5 y 10 cm predominando el cuarzo sobre los esquistos; cuyos clastos se orientan conforme a los planos de estratificación. Se observan algunos clastos aislados de granito y gneis. Los límites entre estratos son en ocasiones difusos, algunos se observan interdigitados. El tamaño de los bloques disminuye hacia el norte y el oriente, conforme nos alejamos de la Sierra de Santa Rosa, al poniente de San Sebastián Frontera. En el mismo sentido también cambia la geometría de los estratos. Conforme aumenta la presencia de areniscas, se observan estratos tabulares con superficie ondulada, estratificación cruzada y los estratos conglomeráticos presentan una base erosiva. Los niveles de areniscas se encuentran bioturbados observándose *skolithos* o *scoyenia*.

Su base no aflora, está limitada al poniente por la falla Pozo Hondo. Se interdigita hacia el oriente con los depósitos siliciclásticos de la formación San Juan Raya (Figura IV.1). La edad de la formación Agua del Cordero se establece con base en sus relaciones estratigráficas con la formación San Juan Raya, por lo que corresponde probablemente al Barremiano superior – Aptiano inferior. El espesor de la unidad se ha estimado por arriba de los 1,000 m.

La formación Agua del Cordero es producto de abanicos aluviales dominados por flujos de detritos acumulados muy probablemente al pie de un escarpe de falla, con base en lo restringido de sus afloramientos (McPherson *et al.*, 1987), la cual se encontraba activa durante el proceso de sedimentación, formando depósitos de talud y de abanicos aluviales que en algún momento podrían haber desembocado en el mar formando abanicos delta, dada la relación de cambio de facies lateral que presenta con la formación San Juan Raya, (Anexo D).

IV.1.e Formación San Juan Raya

Esta formación recibe su nombre del poblado de San Juan Raya, los mejores afloramientos se observan en las barrancas Grande, Salitrillo, San Francisco, Agua La Junta, El Aguacate y El Pedernal (Anexos A y D).

La definición de la formación San Juan Raya se ha basado siempre en su contenido fósil más que en su carácter litoestratigráfico; su riqueza fosilífera obscureció el estudio de sus características litológicas y sedimentológicas por muchos años. Aguilera (1906) cita el trabajo pionero de Nyst y Galeotti (1840) como el primer reporte paleontológico a partir de un ejemplar de trigonia procedente de Pozo Hondo en los límites de Puebla y Oaxaca. Nyst y Galeotti (1840) al visitar la localidad descubren la gran diversidad fosilífera de la región a la que nombran como San Juan Raya, y publican una descripción de los fósiles que ellos atribuyen al Jurásico. Aguilera (1906) describe como formación San Juan Raya, a una sucesión de lutitas calcáreas y “micacíferas”, con intercalaciones de bancos delgados de areniscas, con coquinas (*s. l.*) de ostreidos y gran abundancia de gasterópodos y pelecípodos. Calderón (1956) restringe la denominación de formación San Juan Raya a los afloramientos de lutitas con coquinas (*s. l.*) de ostreidos que aparecen arriba del miembro Agua del Burro.

La formación San Juan Raya consiste en una alternancia de conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas y calizas boundstone (Miembro Agua del Burro), en estratos delgados a gruesos frecuentemente bioturbados; en la unidad son muy abundantes los fósiles de gasterópodos, pelecípodos, corales y rudistas. Las areniscas varían de grano fino a grueso, forman estratos ondulados y lenticulares, delgados a medianos, con rizaduras, estratificación cruzada, tanto planar como acanaladas, así como laminación paralela, estructuras *flaser*, y lentes conglomeráticos de no más de 70 cm de espesor; las areniscas muestran una gradación principalmente grano decreciente y grietas de desecación; con abundantes *ophiomorfa*, *thalassinoides* y *skolithos*; se encuentran icnitas de dinosaurio. Frecuentemente se presentan lutitas en estratos medianos a muy gruesos, bioturbadas y con abundantes fósiles de gasterópodos y pelecípodos. Los conglomerados son de clastos de cuarzo blanco subredondeados a redondeados, de 2 a 5 cm, en ocasiones se intercalan

niveles de clastos de caliza; se presentan en estratos lenticulares medianos a gruesos, con estructuras de corte en su base, y rizaduras simétricas en la cima, con estratificación cruzada. A lo largo de la sucesión llegan a presentarse estratos más gruesos de arenisca (60 cm a 1.60 m) con estratificación cruzada simple, *hummockies* y estratificación convoluta, que contienen además troncos fósiles que en ocasiones están carbonizados y otros materiales biógenos como conchas, arrastrados y fragmentados.

En los arroyos San Francisco, Agua La Junta, El Aguacate y Barranca Grande medí varias columnas (Apéndice I) con un espesor aproximado de 800 m que incluye al miembro Agua del Burro. Calderón (1956) estima un espesor de 1,200 m a partir de las calizas del Miembro Agua del Burro; el espesor total puede encontrarse por arriba de los 1,200 m ya que la formación se encuentra plegada y la cima erosionada.

En las barrancas El Pedernal y Agua La Junta, se aprecian algunos ejemplares de plantas en posición de crecimiento con tallos de aproximadamente 5 cm de diámetro los cuales tienen unas raíces de aproximadamente 50 cm de largo, algunos de estas plantas están carbonizadas; también se encuentran troncos carbonizados paralelos a la estratificación con abundantes *Teredolites* sp. En las lodolitas hay un nivel con ostrácodos y pelecípodos de concha muy delgada con tamaños de 2 y 3 cm de longitud. La formación presenta biohermas de ostreidos, y algunos estratos con abundantes gasterópodos de dimensiones pequeñas; con lentes conglomeráticos de fragmentos de cuarzo subredondeados.

La formación San Juan Raya sobryace concordantemente sobre la formación Zapotitlán, se encuentra interdigitada lateralmente con la formación Agua del Cordero hacia el poniente (Figura IV.1, Anexos A y D). Se encuentra cubierta discordantemente por las calizas de la formación Cipiapa hacia el norte, en el área de Santa Ana.

De acuerdo a Buitrón-Sánchez y Barceló (1980) la formación San Juan Raya se caracteriza por su gran contenido de diversos invertebrados fósiles de Mollusca, Echinodermata y Coelenterata. Para la descripción sistemática se pueden consultar los trabajos de Müllerried (1933), Alencaster (1956), Reyeros (1963), Buitrón-Sánchez (1970),

González-Arreola (1974), Buitrón-Sánchez y Barceló (1980), Feldmann *et al.* (1995), Zárate-Villanueva (2003), Escalante-Ruiz (2006), Navarro-Santillán (2006), Löser (2006), Ortega-Hernández (2007). A la formación San Juan Raya se le ha asignado una edad correspondiente con el Aptiano inferior con base en su contenido faunístico (Alencaster, 1956; Reyerros, 1963; Buitrón-Sánchez, 1970 y González-Arreola, 1974, Feldmann *et al.* 1995, entre otros) pero de acuerdo a su posición estratigráfica y cambios de facies, su edad puede extenderse desde el Barremiano superior.

Los sedimentos de la formación San Juan Raya se depositaron en un sistema costero complejo, hacia el sur en el área de Frontera (Anexo D) se acumuló probablemente como un delta con una fuerte influencia de oleaje (Bhattacharya y Giosan, 2003), que hacia el norte cambia a una zona influida predominantemente por mareas, formando un sistema complejo de lagunas y barras semejante al descrito por Boyd *et al.* (1992), con la variante de un fuerte aporte de siliciclastos. La fuente de los siliciclastos de la formación se localizaba al sur poniente y estuvo asociado a un alto estructural, bosquejado por Meneses-Rocha *et al.* (1996) como el Alto de Zapotitlán.

Miembro Agua del Burro

El miembro Agua del Burro corresponde con la base de la formación San Juan Raya, aflora en la parte central del área (Anexo A) en una franja de orientación suroeste-noreste, geomorfológicamente corresponde con la cuesta de la Serranía Agua del Burro que se extiende hacia el sur hasta el Cerro Gavilán.

Se caracteriza por una intercalación de lentes calcáreos separados por estratos arenos-arcillosos, la arenisca es una subarcosa de grano fino a grueso con cementante calcáreo, con granos de cuarzo, feldespatos potásico, micas y líticos de areniscas; a la intemperie presenta colores ocres, es común encontrar biohermas de ostreidos o gasterópodos. Los estratos masivos de calizas tienen texturas rudstone, framestone o bindstone; mientras los estratos delgados, varían de wackestone a grainstone, se trata en su mayoría de bioesparitas, principalmente de rudistas, pelecípodos, esponjas, equinodermos, algas, corales,

foraminíferos, entre otros. Consiste en biohermas de rudistas, gasterópodos, corales y bivalvos, con espesores que varían desde un metro hasta más de 15 m.

Su geometría general lenticular junto con sus litofacies, me permite interpretar que se trata de biohermas en diferentes variedades (Riding, 2002). El miembro Agua del Burro tiene espesores medidos que varían desde 80 m hasta 160 m (Figura AI.9, Figura AI.8). Las areniscas y lutitas que se intercalan con los lentes calcáreos son muy similares a las descritas en el resto de la formación San Juan Raya, tanto en composición y estructuras sedimentarias, como en contenido fosilífero, razón por la cual considero a este miembro como parte de la formación San Juan Raya y no de la formación Zapotitlán como fue propuesto por Calderón (1956). Barceló (1978) la eleva al rango de formación, pero dada su similitud litológica y paleontológica con la formación San Juan Raya (Con excepción de los estratos de caliza) considero que es más apropiado considerarla como un miembro de esta última.

Su contenido fósil incluye gasterópodos, pelecípodos y ostreidos. Calderón (1956) describe *Cossmanea (Eunerinea) titania* (Felix), *Monopleura* sp. y *Nerinea* sp. Con base en su contenido fósil tiene una edad de Barremiano Superior – Aptiano Inferior. El miembro Agua del Burro fue depositado en un banco calcáreo, caracterizado en diferentes lugares y momentos por biostromas de rudistas, pelecípodos, corales y gasterópodos que alternan con lagunas pos-arrecifales, y bancos de arena de alta energía.

Lente El Colorado

Conformado por derrames basálticos con estructura columnar, la roca es de color gris oscuro, de textura porfídica con fenocristales de anfíboles alterados, con abundantes microlitos de plagioclasas orientados. Se encuentran intercalados en forma concordante con las areniscas y lutitas fosilíferas de la formación San Juan Raya. Llega a tener un espesor de hasta 60 m. El lente El Colorado está expuesto al norte de San Sebastián Frontera (Anexo D), en el Cerro El Colorado. Probablemente se trata de emisiones fisurales asociado necesariamente a un cuerpo de agua, que fluyó sobre el derrame y contribuyó al enfriamiento del mismo desarrollando la estructura columnar.

IV.1.f Formación Miahuatepec

Propuesta por Calderón (1956) aflora en las sierras de Miahuatepec y Atzingo al oriente de Zapotitlán, sus mejores afloramientos se encuentran al pie del Cerro Pizotepec, en la Barranca San Antonio; sin embargo existe controversia acerca de la edad y nomenclatura de la formación Miahuatepec, ya que Pano (1973) la considera como Formación Tamaulipas Superior y le asigna un rango Aptiano-Cenomaniano, mientras que Hernández-Rodríguez (1998) la restringe al Albiano.

La formación Miahuatepec está conformada por calizas en estratos tabulares delgados con bandas de pedernal, el cual desaparece hacia la cima de la unidad. Incluye conglomerados intraformacionales (acumulados como flujos de escombros). Las calizas varían de wackestone, packstone y grainstone con calciesferas, intraclastos con radiolarios, foraminíferos bentónicos (miliólidos, orbitolinas, textuláridos), calpionélidos y extraclastos de cuarzo, ostrácodos y foraminíferos fragmentados, moluscos, *pellets*. Hay también espículas de esponja, briozoarios, gasterópodos y cortoides. Están intercalados con estratos delgados de lutitas. Es común que presenten gradación grano decreciente laminación paralela, ondulada y convoluta, así como pequeñas fallas de crecimiento (Secuencia de Meischner, 1964).

La formación Miahuatepec sobreyace concordantemente a la formación Zapotitlán, su cima se encuentra erosionada. De acuerdo a Barceló (1978); la formación Miahuatepec es un cambio de facies de la formación San Juan Raya, ya que ambas sobreyacen a la formación Zapotitlán; la relación con la formación San Juan Raya no se observa en el área de estudio. Calderón (1956) reporta un espesor aproximado de 900 m. En las facies distales hay clastos de calizas que contienen radiolarios y calpionélidos del Valanginiano, por lo que la unidad se puede considerar post-Valanginiano. Para Barrientos-Reyna (1985) la acumulación de la formación Miahuatepec inicia a partir del Aptiano, con base en su contacto concordante con las calizas subyacentes y culmina en el Turoniano con base en su contenido fosilífero.

Los depósitos de la formación Miahuatepec se acumularon principalmente como producto de flujos turbidíticos, en los que los packstone-grainstone podrían estar relacionados con facies proximales y los mudstone-wackestone con facies distales.

IV.2. Contenido fósil y su significado

El contenido fosilífero de las rocas de la Cuenca de Zapotitlán es muy abundante y diverso, encontrando macrofósiles, microfósiles o icnofósiles prácticamente en toda el área de estudio. En la región se pueden encontrar ejemplares de corales, rudistas, gasterópodos, equinodermos, pelecípodos y amonoideos. También numerosos foraminíferos bentónicos y algas, así como icnitas de dinosaurios, entre otras.

Por la abundancia de ejemplares destacan dos localidades La Compañía y San Juan Raya; para su descripción sistemática se pueden consultar los trabajos de Müllerried (1933), Alencaster (1956), Reyerros (1963), Buitrón-Sánchez (1970), González-Arreola (1974), Buitrón-Sánchez y Barceló (1980), Feldmann *et al.* (1995), Zarate-Villanueva (2003), Escalante-Ruiz (2006), Navarro-Santillán (2006), Löser (2006) y Ortega-Hernández (2007).

En este trabajo colecté numerosos ejemplares de corales, gasterópodos, equinodermos, pelecípodos y amonoideos; también se observaron foraminíferos bentónicos y algas, en el Apéndice III presento una pequeña muestra del contenido fósil por unidad litoestratigráfica, las muestras están ubicadas en las columnas correspondientes del Apéndice I. La mayor parte de los ejemplares están en proceso de clasificación, se han detectado numerosos ejemplares no reportados para la región; cuya clasificación queda fuera de los alcances de este trabajo. Desde el punto de vista paleontológico queda mucho trabajo por realizar.

Algunos de los ejemplares me permitieron establecer una edad para las unidades litoestratigráficas pero su mayor contribución es desde el punto de vista de facies, ya que su presencia contribuyó al establecimiento del ambiente de depósito.

IV.2.a Formación La Compañía

La Compañía es una localidad fosilífera nueva (Anexo C, Figura AI.12), en la cual se han reconocido hasta el momento numerosos ejemplares de gasterópodos: *Cerithium bustamantii* (Nyst y Galeotti), *Chenopus* sp., *Cossmanea* sp., *Cossmanea (Eunerinea)* sp., *Cossmanea (Eunerinea) poblana* (Buitron & Barceló-Duarte), *Cossmanea (Eunerinea) titania* (Felix), *Craginia floresi* (Alencaster), *Harpagodes ?* sp., *Lunatia praegrandis* (Roemer), *Microschiza (Cloughtonia) Scalaris* (Conrad), *Nerinea* sp., *Nerinea galatea* (Coquand), *Pyrazus scalariformis* (Nagao), *Turritella minuta* (Nyst & Galeoti), *Tylostoma aguilerai* (Alencaster), *Uchauxia fraasi* (Blanckerhorn); Bivalvos: *Cardium costae?* (Choffat), *Corbis (Sphaera) corrugata* (Sowerby), *Isognomon lamberti* (Müllerried), *Nododelphinula galeotti* (Aguilera), *Pholadomya cf. Pedernalis* (Roemer), *Sphaera corrugata* (Sowerby), *Trichites* sp. y *Pinna* sp. (Dr. Pedro García Barrera y Biol. Javier Ortega, comunicación personal). Los ejemplares fósiles de La Compañía alcanzan los tamaños más grandes de la región; los ejemplares de *Tylostoma aguilerai* (Alencaster) aparecen hasta con 30 cm de longitud.

En la formación La Compañía, los corales son más abundantes sobre todo hacia la cima de la columna medida (Figura AI.12, Apéndice III), por lo general el número de géneros es bajo y el de especies por género es muy pobre: *Acanthocoenia* sp., *Actinastrea* sp., *Astraeofungia* sp., *Aulastraeopora* sp., *Cladophyllia* sp., *Clausastrea* sp., *Complexastrea* sp., *Diplogyra* sp., *Ellipsocoenia* sp., *Enallhelia* sp., *Eugyriopsis* sp., *Haplaraeidae* sp., *Holocoenia* sp., *Latusastrea* sp., *Ovalastrea* sp., *Pentacoenia* sp., *Plesiosmilia* sp., *Pleurocoenia* sp., *Polyphylloseris* sp., *Pseudomyriophyllia* sp., *Stylina* sp., *Stylosmilia* sp., *Thecosmilia* sp., *Tiarasmili* sp. Estos corales son típicos de un ambiente con influencia de sedimentos siliciclásticos y son raros o faltan los géneros asociados con ambientes carbonatados (Dr. Hannes Löser, comunicación personal).

En el cerro Yistepec y al norte de Los Reyes Metzontla (Anexo C) abundan los estromatolitos. Los equinodermos son menos abundantes, pero por lo general se encuentran

completos y cercanos a sus radiolas; se reconocieron *Cidaris muellerriedi* (Lambert) y *Heteraster* sp.; se colectó en la base de la formación la Compañía el género *Toxaster*; el ejemplar es muy parecido a la especie *Toxaster colombianus* (Cooke) la cual es conocida en el Hauteriviano de Colombia (*Dr. Christian Neumann*, comunicación personal). En la localidad tipo de la formación La Compañía identifiqué numerosos niveles estratigráficos con los siguientes microfósiles (Figura IV.3): *Ammobaculites* sp., *Arenobulimina* sp., *Choffatella decipiens* (Schlumberger), *Clypeina* sp., *Dictyopsella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Melathrokerion* cf. *valserinensis* (Brönniman & Conrad), *Melathrokerion* sp., *Salpingoporella* sp., *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *Salpingoporella melitae* (Radoicic), *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Spiroplectamina* sp., *Triplasia* sp. y *Vernasiella* sp.? (*Dra. Carmen Rosales Domínguez*, comunicación personal).

La presencia del género *Toxaster* en la base de la columna de la formación La Compañía, nos indica una edad más antigua que la establecida en los trabajos previos, ya que su alcance estratigráfico en Colombia inicia en el Hauteriviano; este género también ha sido descrito con mucho detalle en la región de Marruecos por Masrour *et al.* (2004), con una línea evolutiva completa que va del Berriasiano al Barremiano. Analizando los géneros y especies de corales que afloran en La Compañía (Tabla AIII-6), estos son típicos para el periodo que comprende desde el Hauteriviano hasta el Aptiano inferior, con lo cual podemos excluir una edad de Aptiano superior o más joven para la formación La Compañía, con base en la alta frecuencia de los géneros *Stylina* y *Pentacoenia*, géneros que se extienden hasta el Albiano inferior pero que en este caso es poco probable que correspondan con esta edad. Eso no excluye que los ejemplares colectados en el área de La Compañía (Figura AI.12) puedan extenderse un rango. Es posible que algunas especies brinquen los rangos conocidos, aunque no es muy probable (*Dr. Hannes Löser*, comunicación personal).

FORMACIÓN LA COMPAÑÍA

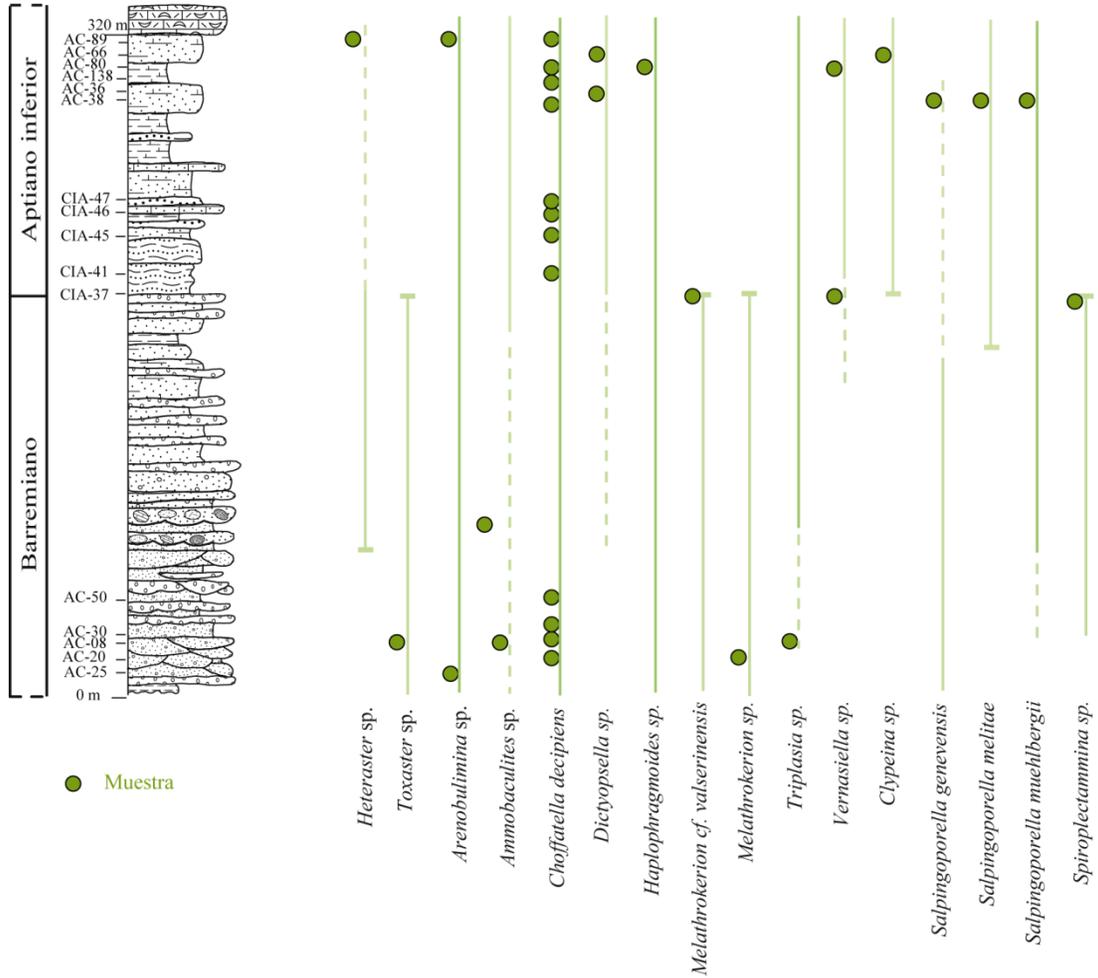


Figura IV.3 Alcance estratigráfico de algunos de los fósiles identificados en la formación La Compañía; su posición estratigráfica se encuentra en la Figura AI.12, en la Tabla AIII-6 y en el Anexo C.

IV.2.b Formación Zapotitlán

El contenido faunístico de la formación Zapotitlán incluye básicamente amonoides y radiolarios; es común encontrar rudistas y corales en los flujos de detritos, como los que se han reportado en San Antonio Texcala (Löser, 2006), así como gasterópodos y placas de equinodermos arrastrados como bioclastos desde las zonas con

facies más someras, localizadas hacia en el surponiente; también he encontrado ejemplares de *Pterotrionia plicatocostata* en los flujos de detritos, los cuales fueron arrastrados desde las lagunas por corrientes de turbiedad. Presenta abundantes amonoideos hematizados de 2 a 3 cm de diámetro (Tabla AIII-7), así como impresiones de amonitas mal preservadas de hasta 5 cm. Los amonoideos se encuentran distribuidos en toda la formación, pero no todos los ejemplares son identificables. Al este del poblado de Xochiltepec en la cima de la formación Zapotitlán, colecté ejemplares hematizados (Tabla AIII-7 y Figura AI.13), bien conservados de *Karsteniceras* sp., *Silesites* sp., *Melchiorites* sp., *Phylloceras* sp., *Phylloceras* sp., *Pulchellia* sp., *Crioceras* sp. (Dra. Celestina González Arreola, comunicación personal); son ejemplares pequeños, menores a 4 cm de diámetro, se encuentran asociados con radiolarios. Ejemplares similares se han colectado al norte de San Antonio Texcala y al poniente de la Sierra de Miahuatepec.

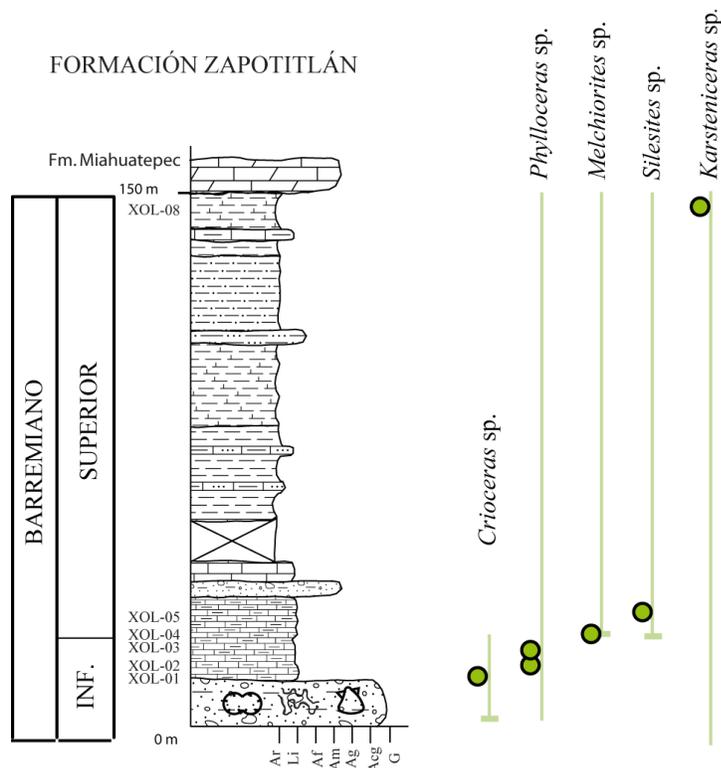


Figura IV.4 Alcance estratigráfico de algunos de los fósiles identificados en la formación Zapotitlán; su posición estratigráfica se encuentra en la Figura AI.13, en la Tabla AIII-6 y en el Anexo A.

Pano (1973) reporta para la formación Zapotitlán los siguientes fósiles del Hauteriviano superior – Barremiano inferior: *Nannoconus globulus* (Bronniman), *Nannoconus truitti* (Brönnimann), *Nannoconus steinmanni* (Kamptner), *Nannoconus* sp., *Litoceras aff aulacum* (Anderson) amonita (Valanginiano-Hauteriviano); mientras que en el arroyo Los Reyes Metzontla colectó *Colomiella recta* (Bonet), *Defrandella veracruzana* (Trejo), *Parachitinoidea cuvillieri?* (Trejo). Con base en su contenido de amonoides le asigno una edad del Barremiano, pero su rango inferior podría extenderse desde el Valanginiano con base en los reportes de Pano (1973).

IV.2.c Formación Agua del Cordero

En la formación Agua del Cordero, abundan los niveles con icnofósiles del tipo *thalassinoides* y *skholitos*, desarrollados en las areniscas; en algunos niveles hay icnitas de dinosaurios y solamente he colectado un fragmento de hueso indeterminado.

IV.2.d Formación San Juan Raya

En el área de San Juan Raya son más abundantes los gasterópodos especialmente *Cerithium bustamantii* (Nyst & Galeotti), *Uchauxia fraasi* (Blanckerhorn) y *Craginia floresii* (Alencaster), es muy común observar biohermas formadas exclusivamente por estos ejemplares (Figura IV.10b). En San Juan Raya son muy abundantes los ejemplares de *Pterotrigonia plicatocostata* (Nyst & Galeotti), mientras en La Compañía sólo se colectaron ejemplares pequeños de “trigonoides” en la base de la unidad. Eventualmente se presentan pequeños biohermas de ostreidos no estudiados. En la base del Cerro El Colorado (Anexo D) colecte ejemplares de *Hemiasper Agassiz* (Fisher) (Dra. Blanca E. Buitrón Sánchez, comunicación personal).

Existen numerosos niveles estratigráficos en el arroyo Agua la Junta, Barranca Grande y El Aguacate (Figura AI.5, Figura AI.7, Figura AI.9) con una presencia dominante

del foraminífero bentónico *Chofatella decipiens* (Schlumberger). Lozo (1943) reporta en el área de San Juan Raya los siguientes foraminíferos *Pseudocyclamina*, *Chofatella* (¿?), *Flabellamina*, *Ammobaculites*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Textularia* y los ostrácodos *Metacypris*, *Cytheridae*, *Cytheropteron*, *Cythereis*, *Cytherelloidea*, *Paracypris*. Su contenido fósil me permite asignarle un rango entre el Barremiano superior y el Aptiano inferior.



Figura IV.5 Fotomicrografía de una arenisca calcárea de la Asociación de facies J (AF J), Muestra MH-45, en la que se observan numerosos foraminíferos bentónicos y gasterópodos. Columna VII Agua La Junta B (Figura AI.7 en el nivel ~558 m).

En las areniscas de la formación San Juan Raya, los habitantes de San Juan Raya han encontrado icnitas de saurópodos, ornitópodos y terópodos (Rodríguez de la Rosa *et al.* 2004). En el área de Frontera, en el Arroyo Agua La Junta, es común encontrar impresiones de troncos y tallos, y en las litofacies más finas se observan raíces y pequeños pelecípodos asociados muy probablemente a un ambiente de manglares.

IV.2.e Miembro Agua del Burro

La fauna del miembro Agua del Burro (Figura AI.9) está conformada principalmente por rudistas y corales, los cuales constituyen biostromas de dimensiones variables, desde unos cuantos metros hasta decenas de metros, entre los rudistas destacan los ejemplares de *Monopleura* sp., *Amphitriscoelus primaevus* (Pantoja *et al.*) y *Retha tulae* (Felix) (Ortega-Hernández, 2007), aunque es frecuente la presencia de *Cossmanea* (*Eunerinea*) *poblana* (Buitron & Barceló-Duarte). Su contenido fósil lo coloca en el Barremiano superior.

El desarrollo de rudistas me indica un ambiente marino somero, con temperaturas cálidas; con corrientes débiles y una tasa de sedimentación moderada a alta que ayudaba a mantener la posición de la concha (Ortega-Hernández, 2007).

IV.3. Análisis de facies

Para resolver las inconsistencias litoestratigráficas y poder establecer el modelo sedimentario de la Cuenca de Zapotitlán, medí las sucesiones estratigráficas antes descritas en sus localidades tipo además de algunas otras con el objeto de correlacionarlas estratigráficamente, y conocer la sucesión de facies entre ellas, considerando que todos los autores previos mencionan cambios de facies en sus relaciones estratigráficas. Las columnas detalladas medidas se pueden consultar en el Apéndice I, la ubicación geográfica de las mismas se puede consultar en los Anexos A, C y D.

Con base en el análisis de facies, las unidades que afloran en la Cuenca de Zapotitlán se pueden dividir en tres sectores (Figura IV.6), los cuales presentan afinidades ambientales entre sí. A continuación describo cada sector:

IV.3.a Sector de A: Frontera-San Juan Raya

En este sector afloran las unidades litoestratigráficas correspondientes a las formaciones Agua del Cordero y San Juan Raya con su miembro Agua del Burro y el lente EL Colorado. Para caracterizarlas medí nueve columnas estratigráficas (De la III a la XI, su ubicación geográfica se encuentra en los anexos A y D), las describo de poniente a oriente. Identifiqué las siguientes asociaciones:

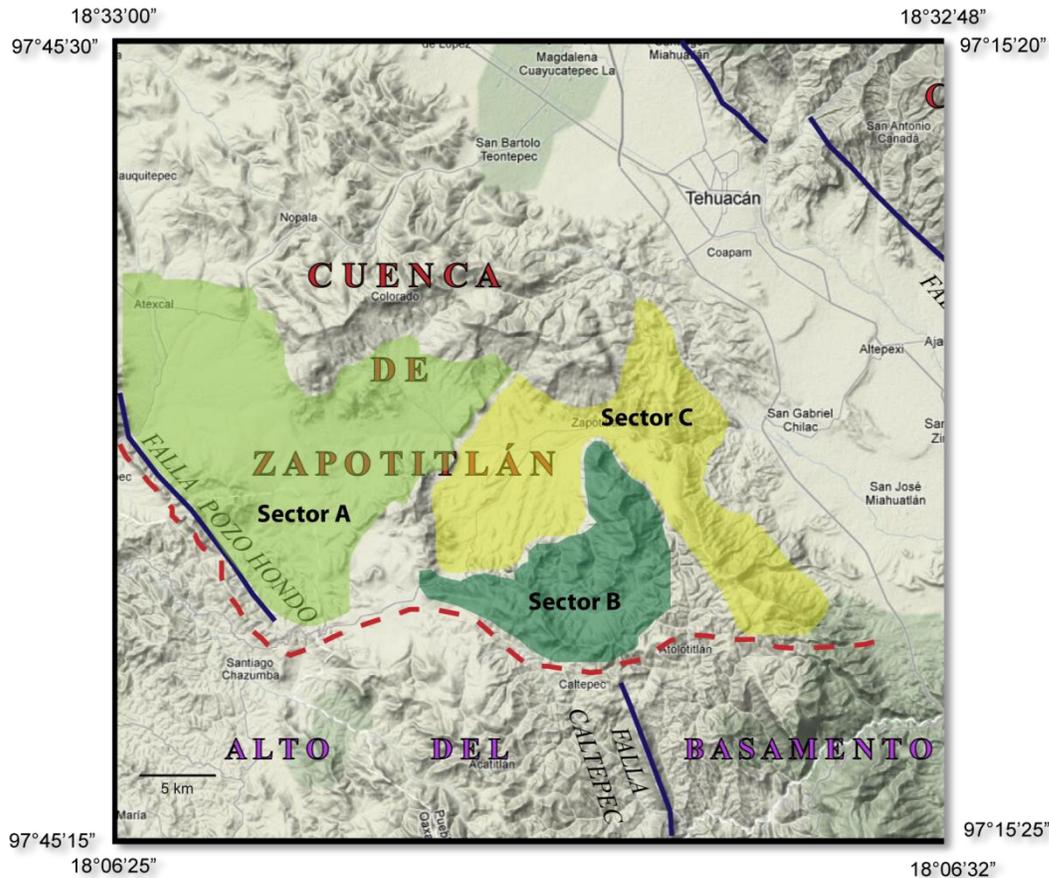


Figura IV.6 Sectores en que se divide la Cuenca de Zapotitlán con base en la afinidad de sus asociaciones de facies. Detalles en el texto.

Asociación de Facies R (AF R): Debrita de esquisto

Descripción

Está integrada por estratos masivos lenticulares de brechas soportadas por la matriz (Figura IV.7), con clastos de esquistos y cuarzo metamórfico, los fragmentos de

esquisto miden hasta 1 m de longitud; hacia el noroeste, los clastos son más pequeños, observándose una gradación en el tamaño de los mismos de sur a norte. Los límites entre estratos son en ocasiones difusos, algunos se observan interdigitados. Las brechas se encuentran burdamente laminadas, expresadas por cambios granulométricos y la alineación de los clastos. Se observan intercaladas capas de areniscas de grano fino planares no paralelas. En la matriz de arenas finas a medias abundan las micas y el cuarzo. Se encuentran asociados con estratos medianos de conglomerado soportado por matriz, de clastos angulosos de esquisto, con capas de clastos de cuarzo angulosos a subangulosos, entre 5 y 10 cm predominando el cuarzo sobre los esquistos; cuyos clastos se orientan conforme a los planos de estratificación, se observan algunos clastos de granito y gneis; los estratos conglomeráticos presentan una base erosiva.

Los mejores afloramientos se encuentran en la columna III Acatepec A (Figura AI.1) situada en la Barranca Acatepec en el Anexo D. Se intercala con las asociaciones de facies Q y S. Corresponde con la formación Agua del Cordero.



Figura IV.7 Asociación de facies R (AF R) Conglomerado masivo producto de flujos de detritos, en la formación Agua del Cordero. Arroyo Acatepec.

Interpretación

Las brechas soportadas por la matriz con los clastos sin orientar corresponden con flujos de detritos probablemente subaéreos (McPherson *et al.*, 1987; Stanistreet y McCarthy, 1993), los cuales alternan con estratos de areniscas que pueden ser producto de flujos de corriente; la asociación de facies de brechas soportadas por la matriz, pobremente clasificadas, burdamente laminadas, que se hacen más finas hacia la cima, y considerando la limitada área de extensión y la geometría que presenta la asociación, me permite interpretarlos como un depósito de abanico aluvial.

En el sector sur de San Sebastián Frontera, la brecha presenta solo fragmentos de esquisto y se presenta en bloques de más de 1 m de diámetro, este tamaño disminuye rápidamente hacia el noroeste, hasta desaparecer la asociación de facies, lo que me permite suponer que los bloques de esquisto proceden del sur y que se acumularon al pie de una falla, la cual se encontraba activa durante el proceso de sedimentación ya sea como depósitos de talud o de abanicos aluviales acumulados al pie del escarpe.

Asociación de Facies S (AF S): Rellenos de canal

Descripción

Está conformada por estratos lenticulares de areniscas, areniscas conglomeráticas y lodolitas con espesores que van desde 10 hasta 50 cm, con estratificación cruzada bien definida, gradación grano decreciente y creciente, laminación paralela y pequeñas rizaduras asimétricas; en algunos lentes, la base y la cima presentan una granulometría más gruesa que el centro; estratos ondulados de grauvacas calcáreas de grano medio-grueso, los cuales se intercalan con conglomerados soportados por clastos, de gravas subangulosas a subredondeadas principalmente de cuarzo, esquisto y granito, algunos gneises, areniscas y rocas volcánicas; así como niveles bien definidos de gravas de calizas de 3 a 10 cm bien redondeadas que corresponden con ooesparitas y bioesparitas; en ocasiones las gravas se encuentran imbricadas.

Esta asociación de facies se encuentra intercalada con la asociación de facies R (AF R) Brechas de esquistos, relación que se observa en la columna III Acatepec A (Figura AI.1) y la columna IV Acatepec B (Figura AI.2) situadas en la Barranca Acatepec en el Anexo D. Corresponde con la formación Agua del Cordero.

Interpretación

La geometría lenticular de los cuerpos y las estructuras sedimentarias indican que se acumularon como rellenos de canal separados entre sí por depósitos de intercanal; asociados a un depósito de abanico aluvial (Stanistreet y McCarthy, 1993; Rasmussen, 2000).

Asociación de Facies Q (AF Q): Depósitos de avenida

Descripción

Está integrada por estratos lenticulares de conglomerados oligomicticos soportados por matriz, con gravas de cuarzo angulosas a subangulosas de hasta 4 cm, con fragmentos de esquistos angulosos, en una matriz de cuarzo y mica; presentan capas con clastos de esquistos intercaladas con capas de clastos de cuarzo angulosos a subangulosos (Figura IV.8). En algunos niveles se presenta una gradación grano creciente con clastos paralelos a la estratificación. Se encuentran interdigitados con estratos delgados a medianos de areniscas de grano medio a fino, abundan las micas y el cuarzo mono y policristalino; las areniscas presentan estratificación cruzada planar, no erosiva. Los niveles de areniscas se encuentran bioturbados observándose icnofósiles muy probablemente del grupo *scoyenia* o *skolithos*. Hay algunos niveles con tallos.

Aflora en las columnas III Acatepec A (Figura AI.1) y la columna IV Acatepec B (Figura AI.2) (Anexo D), se presenta intercalado o interdigitado con las asociaciones de facies R y S. Corresponde con afloramientos de la formación Agua del Cordero.

Tabla IV-2 Resumen de las asociaciones de facies del sector A Frontera – San Juan Raya en la Cuenca de Zapotitlán.

Asociación de facies	Litología	Estructuras primarias y contenido fósil	Procesos y ambiente de depósito	Localidad
AF R Debrita de esquisto	Brechas sedimentarias de esquisto y cuarzo metamórfico	Estratos masivos lenticulares, límites difusos. Burdamente laminadas, los clastos se orientan conforme a los planos de estratificación; los estratos conglomeráticos presentan una base erosiva.	Depósito de abanico aluvial dominado por flujos de detritos.	<u>Columnas:</u> – III Acatepec A – IV Acatepec B
AF S Rellenos de canal	Grauvacas calcáreas, arenisca conglomerática y lodolita; conglomerado polimíctico soportados por clastos	Estratos lenticulares y ondulados delgados a gruesos, con estratificación cruzada, laminación paralela gradación grano decreciente y creciente, rizaduras asimétricas; clastos imbricados.	Rellenos de canal separados entre sí por depósitos de intercanal, asociados a un depósito de abanico aluvial.	<u>Columnas:</u> – III Acatepec A – IV Acatepec B
AF Q Depósitos de avenida	Conglomerados oligomícticos soportados por matriz, areniscas de grano medio	Estratos lenticulares medianos a gruesos interdigitados con estratos delgados a medianos. Gradación grano creciente con clastos paralelos a la estratificación. Estratificación cruzada planar, no erosiva. <i>Scoyenia</i> y <i>Skolithos</i> .	Planicies de inundación de un abanico, formando depósitos de avenida acumulados en antiguos canales, o asociados a depósitos de <i>sieve</i>	<u>Columnas:</u> – III Acatepec A – IV Acatepec B
AF P Barras	Arenisca calcárea con clastos de cuarzo, feldespato y mica, mal clasificada, arenisca conglomerática y conglomerado	Estratos tabulares ondulados y lenticulares medianos a gruesos. Gradación grano-creciente; laminación paralela, cruzada, estructuras de corte y relleno y grietas de desecación; rizaduras simétricas y asimétricas. <i>Thalassinoides</i> y <i>skolithos</i> . Fósiles completos y fragmentados, foraminíferos bentónicos e icnitas de dinosaurio.	Depósitos de alta energía, sometidas al constante movimiento de corrientes y oleaje en áreas próximas al margen de la plataforma, formando islas de barrera.	<u>Columnas:</u> – V El Pedernal – VI Agua La Junta A – VII Agua La Junta B – VIII San Francisco – IX El Aguacate – X Cerro Gavilán – XI Paso del Burro
AF O Laguna abierta	Lutita y arenisca calcárea	Estratos tabulares delgados a gruesos; laminación paralela. Biohermas de gasterópodos, pelecípodos, corales, ostreidos y monopleuras, equinodermos, foraminíferos planctónicos y bentónicos.	Depósitos costeros en una laguna de plataforma con circulación abierta y baja energía colonizada por comunidades bentónicas de aguas tranquilas. Situada por encima del nivel de oleaje, en la zona de intermarea.	<u>Columnas:</u> – XI Paso del Burro – X Cerro Gavilán – IX El Aguacate – VIII San Francisco – VII Agua La Junta B – VI Agua La Junta A – V El Pedernal
AF K Tempestita	Arenisca de grano medio a fino, coquinas (<i>sensu stricto</i>)	Estratos lenticulares gruesos con estratificación cruzada y ondulada, <i>hummocky</i> , antidunas, intraclastos de limolita, canales y flute cast. Contactos de corte. <i>Thalassinoides</i> .	Depósitos proximales de tormenta.	<u>Columnas:</u> – V El Pedernal – XI Paso del Burro

Tesis doctoral

Asociación de facies	Litología	Estructuras primarias y contenido fósil	Procesos y ambiente de depósito	Localidad
AF M Bioherma	Bindstone, rudstone y framestone, intercalados con grainstone	Fósiles fragmentados, madera. Estratos lenticulares masivos. Conformados por biomorfos y bioclastos: corales, estromatolitos, equinodermos, pelecípodos, rudistas, esponjas y abundantes gasterópodos, foraminíferos y algas, en posición de vida.	Estructuras arrecifales desarrollados en una plataforma marina.	<u>Columnas:</u> – XI Paso del Burro – X Cerro Gavilán
AF B Derrames volcánicos columnares	Basaltos andesíticos	Columnas	Emisiones fisurales en un medio acuoso, por enfriamiento rápido.	<u>Alrededores:</u> – Cerro El Colorado – San Sebastián Frontera



Figura IV.8 Asociación de facies Q (AF Q): Depósitos de avenida, alternancia de estratos de arenisca y estratos lenticulares de conglomerado con abundantes clastos de esquisto; los niveles más finos y de color rojizo se encuentran frecuentemente bioturbados. Localidad Arroyo Acatepec (Figura A1.2 Columna IV Acatepec B.).

Interpretación

De acuerdo a lo propuesto por Stanistreet y McCarthy (1993) la identificación de facies por si solas no nos permite asignarla a un ambiente en particular, pero ya que esta se encuentra intercalada e interdigitada con las asociaciones de facies R y S, así como la presencia de vegetación y estratos bioturbados, podemos interpretarla como subambientes de tipo fluvial asociados a las planicies de inundación de un abanico, formando depósitos de avenida o de desborde acumulados en antiguos canales (Rasmussen, 2000).

Asociación de Facies P (AF P): Barras

Descripción

Conformada por estratos tabulares ondulados y lenticulares de entre 25 cm y 2 m de conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas; en general las estructuras sedimentarias consisten en estratificación cruzada, con gradación grano creciente y decreciente, con granos heterogéneos, del tamaño de arena gruesa a fina, moderadamente clasificada; texturalmente submadura; a la intemperie se observa con colores ocre y de forma nodular; calcáreas, con clastos de cuarzo, feldespato y mica; tiene gravas subredondeadas a redondeadas diseminadas de cuarzo, esquisto, granito y arenisca; presentan laminaciones paralelas, cruzada, estructuras de corte y relleno y grietas de desecación; presenta algunos estratos con sets de gradación grano decreciente que forman un *coset* con gradación grano creciente; también se preservaron rizaduras simétricas y asimétricas, tanto en las areniscas como en las areniscas conglomeráticas y los conglomerados, en algunos niveles se observan como rizaduras de interferencia. Gran parte de los estratos están bioturbados, siendo los icnofósiles más frecuentes del tipo *ophiomorpha*, *thalassinoides* y *skolithos*; la presencia de fósiles es frecuente, y en muchos casos están fragmentados; ocasionalmente se observan algunas coquinas (s.s.). Existen diversos niveles con macroforaminíferos bentónicos; así como icnitas de dinosaurio.

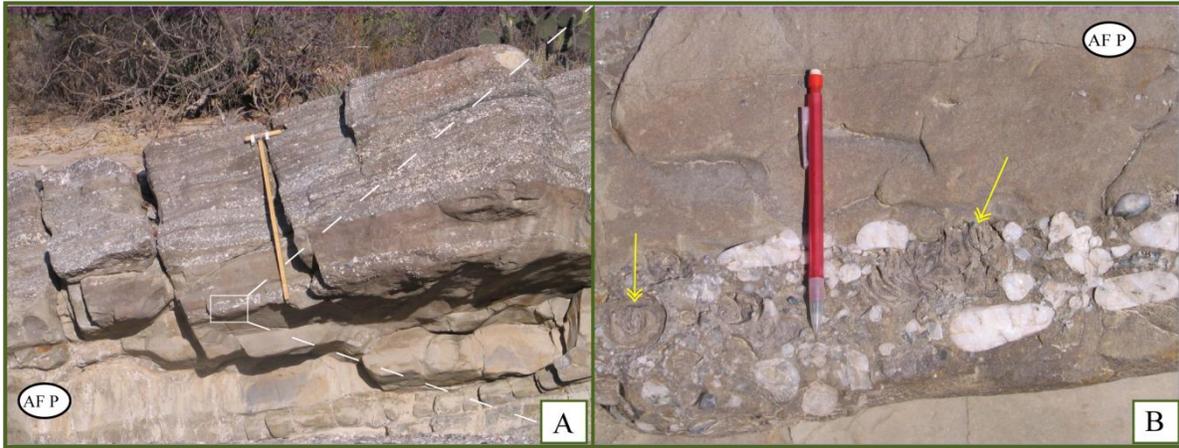


Figura IV.9 Aspecto de la Asociación de facies P (AF P) Barras: A) Estratos medianos a gruesos de areniscas y conglomerados, con estratificación cruzada, gradación grano decreciente; B) Detalle de la base del estrato donde se aprecia la redondez de los clastos de cuarzo, acomodados en forma paralela a la estratificación; las flechas señalan secciones de gasterópodos. Localidad Arroyo San Francisco.

Es una de las asociaciones de facies más extensa, aflora a lo largo de toda la formación San Juan Raya. Se puede observar en las columnas V El Pedernal, VI Agua La Junta A, VII Agua La Junta B, VIII San Francisco, IX El Aguacate, X Cerro Gavilán y XI Paso del Burro (Anexos A y D y Apéndice I). Se encuentra intercalada con la Asociación de facies O Laguna abierta; estos depósitos se encuentran interrumpidos episódicamente por los depósitos de tempestitas (Asociación de facies K) (Figura IV.11). Sus mejores afloramientos se encuentran en la porción sur del área de exposición de la formación San Juan Raya, específicamente en el área de San Sebastián Frontera, donde predomina esta asociación de facies con respecto a la asociación de facies de laguna.

Interpretación

La interpretación de esta asociación resulta un poco compleja: las estructuras primarias y la geometría de los estratos corresponden con acumulaciones de alta energía, sometidas al constante movimiento de corrientes y oleaje en áreas próximas a la línea de costa, que tradicionalmente son interpretadas muy probablemente como barras de *offshore*

o como sistemas de islas de barrera, sobre todo por su intercalación con la Asociación de facies O Laguna abierta (Reinson, 1992; Clifton, 2006). Hay algunos niveles con características de barras (estratificación cruzada, fósiles) que pueden corresponder con la zona de *shoreface*, sobre todo por la presencia de *ophiomorpha*, *thalassinoides* y *skolithos*; en el caso en el que tenemos icnitas de dinosaurio, se trata de la zona de *foreshore*.

Asociación de Facies O (AF O): Laguna abierta

Descripción

Estratos tabulares de 5 a 50 cm de lutita intercalada con algunos estratos tabulares no paralelos de arenisca calcárea de grano fino con pequeños lentes conglomeráticos y algunos estratos de caliza. La arenisca tiene cementante calcáreo, varía de arenas gruesas a finas, con cuarzo, feldespato potásico y micas principalmente; a la intemperie presenta colores ocres. La lutita es de color gris medio, con una meteorización en forma nodular; presenta algunos niveles con una fina laminación paralela.

Es común encontrar biohermas desde 50 cm de diámetro hasta convertirse algunos en biostromas de hasta 2 m de espesor; entre los fósiles dominan los gasterópodos, los ostreidos y las monopleuras; están diseminados con algunos corales y equinodermos, así como algas verdes, briozoarios y foraminíferos planctónicos y bentónicos; se observan algunos biohermas de pelecípodos o de rudistas con ejemplares que varían en tamaño desde 1-2 mm hasta 20 cm. La caliza varía de wackestone a packstone de bioclastos y biomorfos.

Esta Asociación de Facies se observó en las columnas: XI Paso del Burro (Figura AI.9), X Cerro Gavilán (Figura AI.8), IX El Aguacate (Figura AI.7), VIII San Francisco, VI Agua La Junta A (Figura AI.5), VII Agua La Junta B (Figura AI.4) y V El Pederal (Figura AI.3), se encuentra ligada intrínsecamente a la Asociación de Facies P Barras. Aflora como parte de la formación San Juan Raya, sus mejores afloramientos se encuentran en el poblado homónimo, esta asociación de facies predomina en la porción norte del área de exposición de la formación San Juan Raya.

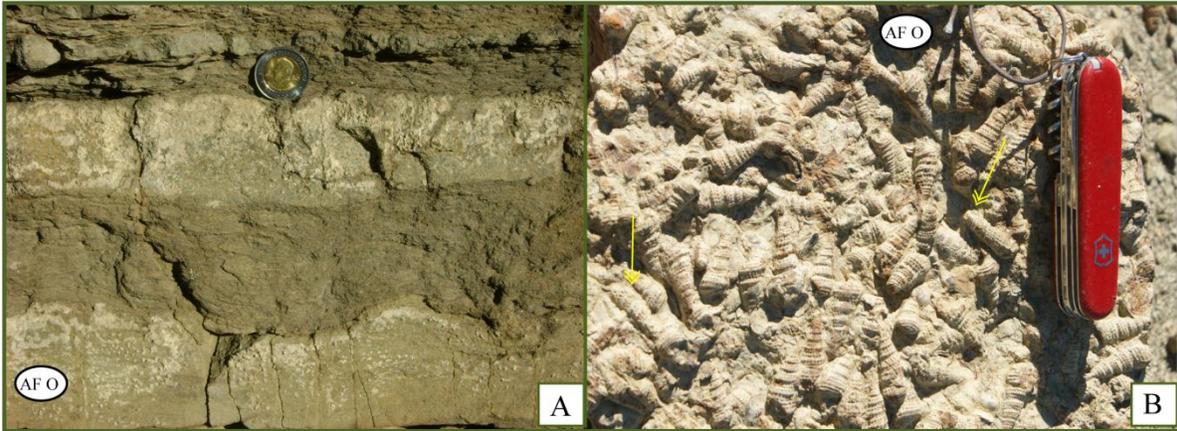


Figura IV.10 Asociación de facies O (AF O) Laguna abierta. A) Intercalación de estratos delgados ondulados de luitas y areniscas de grano fino en la Barranca El Aguacate. B) Bioherma de gasterópodos en el "Paseo de la Turrítela".

Interpretación

La composición litológica y su contenido fósil, me permiten inferir que se trata de depósitos de una laguna de plataforma con circulación abierta, dada la frecuencia de los cambios litológicos y su alternancia con la asociación de facies P Barras; la presencia de briozoarios, equinodermos y foraminíferos, soportados en un lodo calcáreo con abundantes rasgos de bioturbación, son indicativos de aguas tranquilas (Boyd *et al.*, 1992; Reinson, 1992). Esta asociación de facies representa la sedimentación normal de una plataforma de baja energía colonizada o recolonizada por comunidades bentónicas (infauna y epifauna) que se desarrollaban en condiciones relativamente tranquilas y con abundante alimento (Allmon, 2007) situados por encima del nivel de olas, en la zona de intermarea; estos depósitos estaban protegidos por islas de barrera (asociación de facies P, AF P) (Bird, 2000).

Asociación de Facies K (AF K): Tempestitas

Descripción

Estratos lenticulares de 50 cm a 1 m de espesor de arenisca calcárea de grano medio a fino con clastos subangulosos de cuarzo mono y policristalino, feldespato y mica; con estratificación cruzada y ondulada, *hummocky*, antidunas, intraclastos de limolita; se observan rellenos de canal y flute cast. Con coquinas (*sensu stricto*) de rudistas y gasterópodos, y abundantes troncos de hasta 2 m de longitud y algunos fragmentos de conchas diseminados; los sedimentos finos se presentan bioturbados (*Thalassinoides*). El límite inferior de la asociación presenta contactos de corte (discordantes) con las unidades subyacentes (Figura IV.11). Es común encontrar a la asociación de facies K (AF K) en diferentes niveles estratigráficos de la formación San Juan Raya; se encuentra en la columna XI Paso del Burro (Figura AI.9) intercalada con las asociaciones de facies AF P y AF O, así como en los alrededores del pueblo de San Juan Raya.



Figura IV.11 Asociación de facies K (AF K). Estrato de areniscas con *hummockys* (HCS). Columna V.B El Pedernal (Figura AI.3 en el nivel ~60 m).

Interpretación

Esta asociación de facies es producto de tormentas que transportaban arena a la zona de *shoreface* (los *hummockys* se forman en profundidades entre 5 y 15 m.), donde eran depositados como *hummockys* por flujos unidireccionales combinados con olas de tormenta; el conjunto de características litológicas y sedimentarias asociado con los troncos diseminados y las coquinas (*s.s.*), me permite interpretarla como depósitos de tormenta proximales (Clifton, 2006; Monaco, 1992; Duke *et al.*, 1991).

Asociación de Facies M (AF M): Bioherma

Descripción

Caliza de color gris medio con texturas que oscilan entre bindstone, rudstone y framestone intercalados con grainstone; a la intemperie son de color ocre y frecuentemente presentan un aspecto nodular, que le da un aspecto de conglomerado (Figura IV.12); se presenta en estratos lenticulares de más de 1 m de espesor, que se extienden longitudinalmente desde unos cuantos metros hasta decenas de metros, de tal modo que algunos de ellos pueden cartografiarse; los estratos más delgados de caliza, varían de wackestone a grainstone de entre 20 a 40 cm, se trata en su mayoría de bioesparitas, con gran abundancia de biomorfos y bioclastos de rudistas, corales, equinodermos, pelecípodos, esponjas y abundantes gasterópodos, foraminíferos y algas, en posición de vida.

Esta Asociación de Facies se aprecia en las columnas XI Paso del Burro (Figura AI.9), X Cerro Gavilán (Figura AI.8). Conforman lo que denomino Miembro Agua del Burro de la formación San Juan Raya, aflora como una franja alargada orientada NE-SW en el límite oriental de la formación San Juan Raya con la formación Zapotitlán; es más ancha en la porción norte, adelgazándose hasta desaparecer hacia el SW (Anexo A y D).

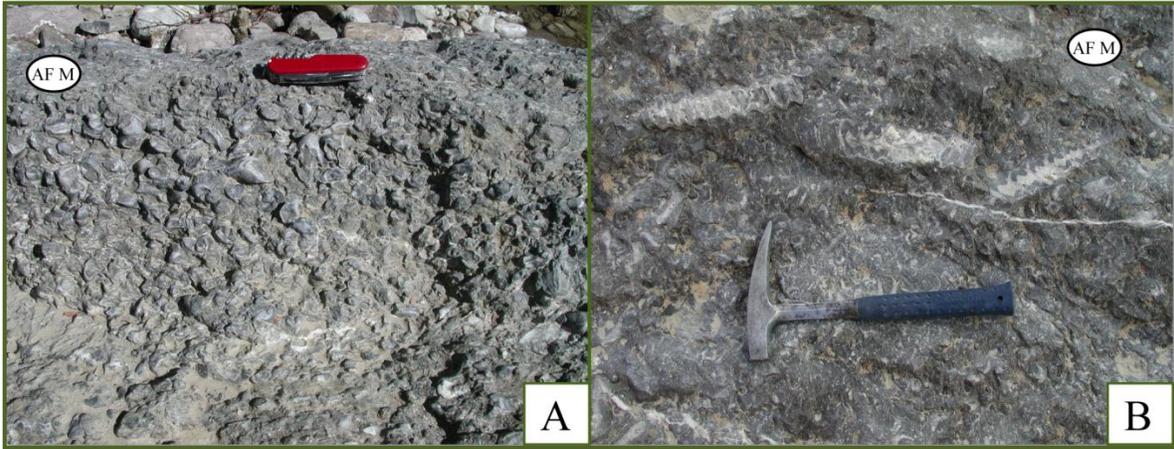


Figura IV.12 Formación San Juan Raya: Asociación de facies M (AF M) Bioherma. A) Boundstone de monopleuras de la formación San Juan Raya en el arroyo San Francisco, Columna VIII San Francisco. B) Boundstone de gasterópodos del Miembro Agua del Burro en la Columna X Cerro Gavilán (Figura AI.8 en el nivel ~60 m).

Interpretación

Su geometría, litología y principalmente su contenido fosilífero conformado por gasterópodos, rudistas, corales y algas (organismos constructores) me permite interpretarla como biohermas arrecifales (Riding, 2002), los cuales de acuerdo al arreglo que presentan de matriz, esqueletos y cavidades se clasifican de muy diversas maneras (Riding, 2002), muchas de las cuales están presentes aquí, pero que no serán tratadas en este trabajo.

En forma general puedo decir que estas construcciones arrecifales se desarrollaron en una plataforma marina, las condiciones básicas que se pueden inferir con base en los tipos de construcciones arrecifales, se refieren a la quietud del agua y a la cantidad de sedimento involucrado; de acuerdo a los diferentes tipos de estructuras arrecifales presentes en la región, se pueden inferir muy diversas condiciones para variados momentos: desde aguas muy quietas hasta aguas turbulentas, a partir de los organismos constructores, y diversas cantidades de sedimento.

Esta asociación de facies se encuentra intercalada e interdigitada lateralmente con las asociaciones de facies O (AF O) Laguna, P (AF P) Barras y K (AF K) Tempestitas, por lo que en algunos períodos, esta asociación limitaba las lagunas.

Asociación de Facies B (AF B): Derrames volcánicos columnares

Descripción

Esta asociación de facies comprende derrames de lava en forma de prismas (Figura IV.13); la roca se clasificó como basalto, el color de los basaltos en cortes frescos es variable de gris a gris oscuro, mientras que la roca asume tonos amarillentos, grisáceos y rojizos a la intemperie. Los basaltos presentan vesículas espaciadas entre sí, la roca tiende a romperse en lajas de 5 a 20 cm de espesor, según planos paralelos a la estructura fluidal. Se observan minerales muy finos de plagioclasa y piroxeno en una textura porfídica traquítica, las plagioclasas están dispuestas en una forma subparalela como resultado del flujo y sus intersticios están ocupados por microcristales de piroxenos. El crecimiento de las columnas es perpendicular a la superficie del flujo, por lo que pueden observarse columnas con diferentes direcciones.

Aflora en el Cerro Colorado al norte de San Sebastián Frontera, Oax., así como un pequeño afloramiento en el norte del mismo pueblo. Se encuentra intercalado entre las asociaciones de facies (AF P) Barras y (AF O) Laguna.

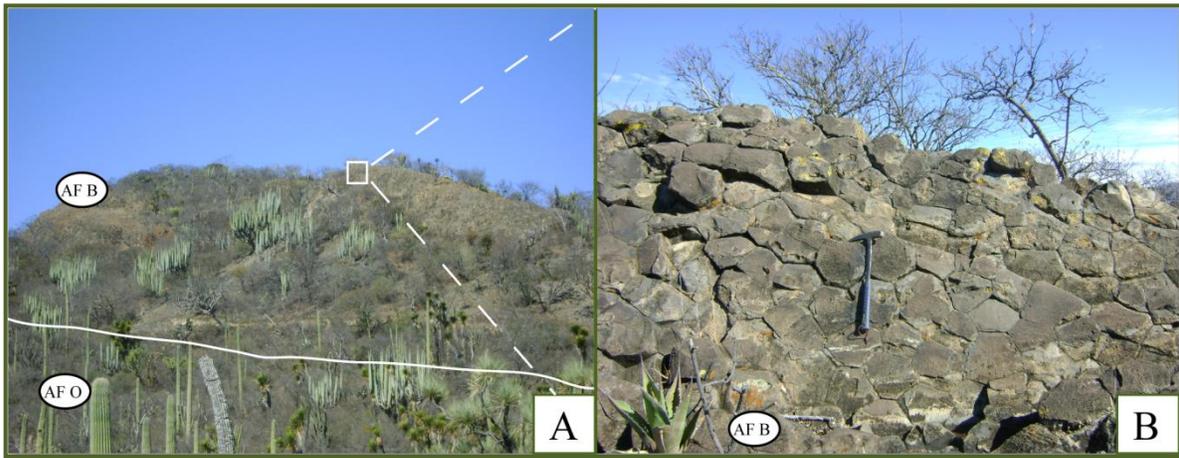


Figura IV.13 Asociación de facies B (AF B) Flujos volcánicos columnares. A) Vista hacia el norte del Cerro El Colorado; se observa el contacto concordante con la asociación de facies O (AF O) Lutita y arenisca fosilífera de la formación San Juan Raya. B) Detalle de las columnas basálticas que afloran en el Cerro El Colorado.

Interpretación

La estructura columnar me permite inferir un cambio de volumen por enfriamiento rápido del cuerpo de magma, el cual estaba asociado necesariamente a un cuerpo de agua, que fluyó sobre el derrame y contribuyó al enfriamiento del mismo. Probablemente se trata de emisiones fisurales, dada la ausencia de aparatos volcánicos.

IV.3.b Sector de B: La Compañía - Metzontla - Caltepec

En este sector afloran las unidades litoestratigráficas correspondientes a las formaciones Caltepec y La Compañía con sus lentes calcáreos Yistepec. Para caracterizarlas medí tres columnas estratigráficas (De la XII a la XIV, su ubicación geográfica se encuentra en los anexos A y C), las describo de oriente a poniente. Identifiqué las siguientes asociaciones:

Tabla IV-3 Resumen de las asociaciones de facies del sector B La Compañía – Metzontla - Caltepec en la Cuenca de Zapotitlán.

Asociación de facies	Litología	Estructuras primarias y contenido fósil	Procesos y ambiente de depósito	Localidad
AF I Fanglomerado	Conglomerado polimítico soportado por matriz limo-arcillosa, con clastos de arenisca, granito y gneis subredondeados a redondeados. Arenita lítica de grano grueso	Estratos lenticulares y ondulados no paralelos, medianos a gruesos. Clastos paralelos a la estratificación, gradación grano decreciente; lentes conglomeráticos, estratificación cruzada y/o paralela. Madera fósil.	Abanico delta asociado a escarpes de falla, desarrollados en el basamento.	<u>Columnas:</u> – XII Cerro Machichi – XIII Yistepec. – <u>Alrededores:</u> – Los Reyes Metzontla – Caltepec
AF J Depósito costero	Arenisca y grauvaca lítica de grano fino a medio	Estratos tabulares no paralelos medianos. Laminación paralela y cóncava, estratificación cruzada. Abundantes fragmentos y ejemplares completos de moluscos, gasterópodos equinodermos y corales; macroforaminíferos bentónicos y algas. Bioturbada con <i>thalassinoides</i> ; raíces.	Ambiente marino somero, con pequeños canales, zona intermareal.	<u>Columnas:</u> – XIV La Compañía

Tesis doctoral

AF L Laguna restringida	Wackestone /packstone con lutita y grauvaca	Estratos medianos a gruesos no paralelos se acuñan lateralmente. Laminación paralela fina, delicada gradación grano decreciente. Cortoides, peloides, ooides e intraclastos, bioturbación y actividad endolítica en los bioclastos.	Zona de laguna restringida.	<u>Columnas:</u> – XII Cerro Machichi – XIV La Compañía
AF M Bioherma	Bindstone, rudstone y framestone, intercalados con grainstone	Estratos lenticulares masivos. Conformados por biomorfos y bioclastos: corales, estromatolitos, equinodermos, pelecípodos, rudistas, esponjas y abundantes gasterópodos, foraminíferos y algas, en posición de vida.	Estructuras arrecifales desarrolladas en una plataforma marina somera.	<u>Columnas:</u> – XIV La Compañía
AF O Laguna abierta	Lutita y arenisca calcárea	Estratos tabulares delgados a gruesos; laminación paralela, cruzada. Biohermas de gasterópodos, pelecípodos, corales, ostreidos y monopleuras, equinodermos, foraminíferos planctónicos y bentónicos. Bioturbación.	Depósitos costeros en una laguna de plataforma con circulación abierta y baja energía colonizada por comunidades bentónicas de aguas tranquilas. Situada por encima del nivel de base.	<u>Columnas:</u> – XIV La Compañía

Asociación de Facies I (AF I): Fanglomerado**Descripción**

Conglomerado polimíctico, de color rojo a la intemperie, soportado por la matriz en estratos lenticulares y ondulados no paralelos, de 50 cm a 2 m, en algunos niveles la estratificación es paralela. Las gravas son de arenisca de grano grueso, granito y gneis, cubiertos con una pátina de óxido de color rojo, son escasos los clastos de esquisto, aunque éstos aumentan en la región de La Compañía; con clastos que van de muy angulosos a subredondeados, los tamaños varían desde gránulos hasta gravas (2-15 cm) como puede apreciarse en la Figura IV.14. Los clastos se encuentran orientados en forma paralela a la estratificación, con gradación grano decreciente en general, aunque en algunos estratos la gradación es compuesta y compleja. La matriz es limo-arcillosa de color rojo. Está intercalado con estratos de grauvaca y arcosa lítica de grano grueso de 40 a 60 cm de espesor, con lentes conglomeráticos de gránulos de 1 a 2 cm, con estratificación cruzada

y/o paralela; la arenisca tiene abundante cuarzo mono y policristalino, además de feldespatos, micas y líticos de caliza. Hay algunos niveles con abundante madera fósil. Hacia la cima se vuelve más arenosa.

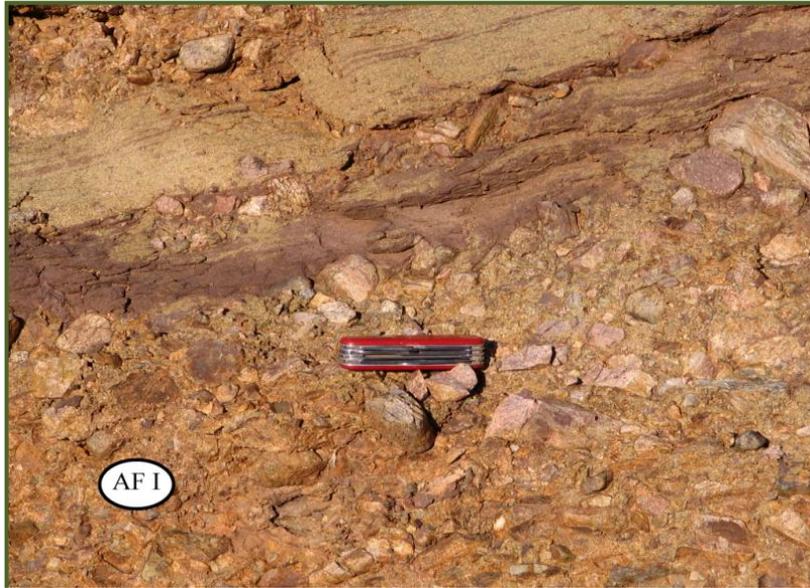


Figura IV.14 Intercalación de estratos de conglomerado y arenisca de las Facies I Fanglomerado, se aprecian los clastos de granito. Columna XIII Yistepec (Figura AI.11 en el nivel ~165 m).

Su extensión es bastante limitada, aflora en pequeñas franjas en la región sur de la Cuenca de Zapotitlán, en las cercanías de los poblados de La Compañía, Los Reyes Metzontla, Caltepec; en las faldas de los cerros Machichi y Yistepec (Columna XII Cerro Machichi, Figura AI.10; Columna XIII Yistepec, Figura AI.11; Anexo A, Anexo C). Lateralmente se interdigita con los afloramientos marinos de la formación La Compañía (Anexo C, Columna XIV La Compañía, Figura AI.12).

Interpretación

Las características de los conglomerados soportados por la matriz enunciadas arriba se pueden interpretar como flujos de detritos a partir de lo enunciado por McPherson *et al.* (1987), Stanistreet y McCarthy (1993) y Rasmussen (2000) entre otros. La limitada

área de extensión y la geometría que presenta la asociación, me permite interpretarlos como un depósito de abanico delta (Bruner *et al.*, 1998; Rasmussen, 2000), que se acumulaba directamente dentro del mar, probablemente asociado a escarpes de falla, desarrollados en el basamento; condición confirmada por el cambio de facies lateral que presenta con las rocas marinas de la formación La Compañía en el área de La Compañía (Anexo C). Los abanicos delta son típicamente pequeños, son sistemas dominados por gravas, de pocos kilómetros de extensión. Ocurren en líneas de costa limitadas por pequeñas cuencas oceánicas, donde los abanicos progradan dentro del océano (Bruner *et al.*, 1998; Rasmussen, 2000).

Asociación de Facies J (AF J): Depósitos costeros (foreshore)

Descripción

Arenisca y grauvaca lítica de grano fino a medio en estratos tabulares de 15 a 30 cm, color gris; con abundantes fragmentos de concha (pelecípodos, gasterópodos, equinodermos), intraclastos, cuarzo mono y policristalino, feldespato. Es común observar laminación paralela y cóncava, estratificación cruzada y rizaduras de oleaje. Se encuentra bioturbada con algunos niveles con abundantes *Thalassinoides*, hay niveles con raíces carbonizadas e impresiones de troncos; es frecuente encontrar ejemplares completos de, gasterópodos, equinodermos y pelecípodos; así como numerosos niveles con foraminíferos bentónicos y algas (Figura IV.15).

Esta Asociación de Facies se observó en las columnas: XII Cerro Machichi (Figura AI.10), XIV La Compañía (Figura AI.12). Está intercalado con las asociaciones de facies I (AF I) Abanico delta, y L (AF L) Laguna restringida.



Figura IV.15 Estratos de arenisca calcárea bioturbados de la Asociación de facies J (AF J) Depósitos costeros, en la formación La Compañía. Columna XIV (Anexo C).

Interpretación

Esta Asociación de Facies se depositó en un ambiente marino somero, la laminación cruzada y paralela asociada a los sedimentos tamaño arena, así como los fragmentos de concha y las icnofacies, en conjunto con las asociaciones de facies con las que se interdigita, me permiten colocarla probablemente en la zona de *foreshore* (Heward, 1981; Clifton, 2006).

Asociación de Facies L (AF L): Laguna restringida

Descripción

Intercalación de estratos no paralelos de caliza wackestone/packstone con lutita, de 15 a 40 cm que se acuñan lateralmente; la caliza se caracteriza por la presencia de cortoides, peloides, ooides e intraclastos (con briozoarios, equinodermos, y foraminíferos bentónicos mezclados con ostrácodos), soportados en un lodo calcáreo con abundantes

rasgos de bioturbación así como actividad endolítica en los bioclastos; en el Cerro Machichi se encuentran estromatolitos, equinodermos y gasterópodos. La lutita se encuentra finamente laminada y en ocasiones presentan una delicada gradación grano decreciente.

Esta Asociación de Facies se observó en las columnas: XII Cerro Machichi (Figura AI.10) y XIV La Compañía (Figura AI.12). Está intercalado con las asociaciones de facies J (AF J) Depósitos costeros y M (AF M) Biohermas.

Interpretación

Los rasgos de actividad endolítica en los bioclastos y los biomorfos, así como la asociación de aloquímicos presentes (cortoides, peloides, ooides e intraclastos) aunado a la gran cantidad de clásticos finos laminados, así como su contenido fósil (briozoarios, equinodermos, y foraminíferos bentónicos mezclados con ostrácodos) me permiten suponer que esta Asociación de Facies se acumuló en una zona de laguna restringida. El hecho de que la asociación de facies M (AF M) Biohermas, se encuentre intercalada refuerza la interpretación de la laguna (Wilson, 1986; Heward, 1981; Clifton, 2006).

Asociación de Facies M (AF M): Bioherma

Descripción

Caliza de color gris medio con texturas que oscilan entre bindstone, rudstone y framestone intercalados con grainstone; a la intemperie son de color ocre y frecuentemente presentan un aspecto nodular, que le da un aspecto de conglomerado; se presenta en estratos lenticulares de más de 1 m de espesor, que se extienden longitudinalmente desde unos cuantos metros hasta decenas de metros, de tal modo que algunos de ellos pueden cartografiarse (Ramírez-Vargas, 2009); los estratos más delgados de caliza, varían de wackestone a grainstone de entre 15 a 30 cm, se trata en su mayoría de bioesparitas, con

gran abundancia de biomorfos y bioclastos de corales, equinodermos, pelecípodos, esponjas y gasterópodos, foraminíferos y algas, en posición de vida; abundan los estromatolitos.

Esta Asociación de Facies se aprecia en las columnas XII Cerro Machichi (Figura AI.10) y XIV La Compañía (Figura AI.12). Corresponde con los lentes calcáreos Yistepec de la formación La Compañía (Anexo C).

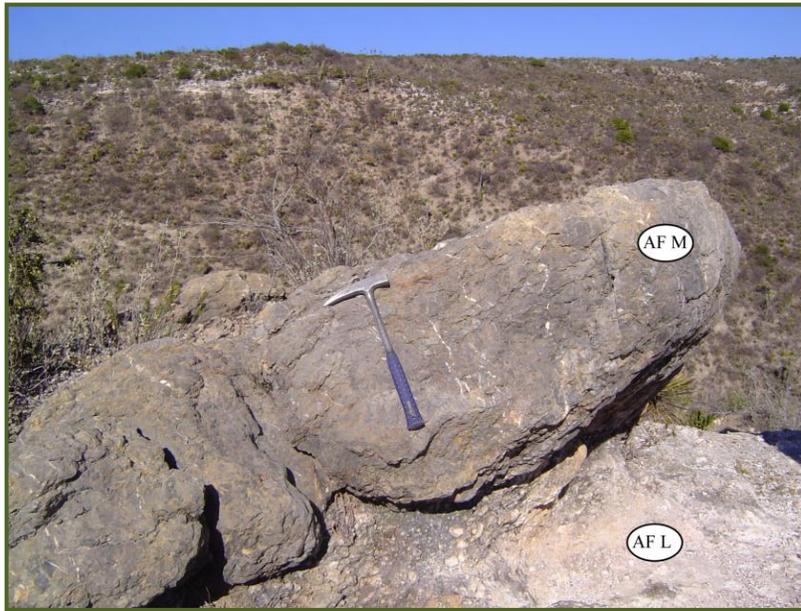


Figura IV.16 Asociación de facies M (AF M) Bioherma. Boundstone lenticular de corales de la formación La Compañía en la columna XIV La Compañía, alterna con la asociación de facies L (AF L) Laguna. (Figura AI.12 en el nivel ~175 m).

Interpretación

Su geometría, litología y principalmente su contenido fosilífero conformado por gasterópodos, equinodermos, corales y algas (organismos constructores de arrecifes) me permite interpretarla como estructuras arrecifales (Riding, 2002) desarrollados como biohermas en la zona de *shoreface*.

Las colonias de corales observadas indican una batimetría baja (menos de 50 metros), aunque el nivel batimétrico pudo variar en función de la turbiedad del agua, la cual sería mayor conforme el sedimento era más fino, por lo que la profundidad podría haber

sido menor. Las colonias de corales de mayor tamaño muestran etapas en el crecimiento que indican que vivían en un sustrato no muy duro; debido a su propio peso se hundían en el fondo y comenzaban a crecer otra vez a partir del punto más elevado de la colonia. Además se encuentran frecuentemente colonias en forma de troncos gruesos, que indican un crecimiento vertical controlado por el aporte de sedimento (*Dr. Hannes Löser*, comunicación personal).

IV.3.c Sector C: Zapotitlán-Xochiltepec

En el sector C, afloran las unidades litoestratigráficas correspondientes a las formaciones Zapotitlán y Miahuatepec. Para caracterizarlas medí tres columnas estratigráficas (De la XV a la XVII, su ubicación geográfica se encuentra en el Anexo A), las describo de sur a norte. Identifiqué las siguientes asociaciones:

Asociación de Facies D (AF D): Debritas calcáreas

Descripción

Las facies se presentan en estratos lenticulares gruesos de 15 cm a 7 m de espesor. Consiste en conglomerado de clastos calcáreos principalmente, que van de gránulos (varios milímetros) hasta gravas de 50 cm (Figura IV.17), se encuentran intercalados con algunos estratos de 15 a 30 cm de grainstone de intraclastos. Los conglomerados están soportados por los clastos; están mal clasificados, los clastos son angulares a subredondeados. Contienen abundantes fragmentos de esponjas, corales, equinodermos, gasterópodos y pelecípodos; en Zapotitlán y San Antonio Texcala contiene algunos amonoideos de 5 a 7 cm de diámetro. En ocasiones aparecen clastos de cuarzo metamórfico, gneis, esquistos, lutita y arenisca. La base de los estratos es erosiva, se pueden encontrar *flute cast* y en algunas ocasiones los clastos se presentan imbricados.

Tabla IV-4 Resumen de las asociaciones de facies del sector C Zapotitlán - Xochiltepec en la Cuenca de Zapotitlán.

Asociación de facies	Litología	Estructuras primarias y contenido fósil	Procesos y ambiente de depósito	Localidad
AF D Debitas calcáreas	Conglomerado soportado por clastos calcáreos, van de gránulos hasta gravas; angulares a subredondeados, mal clasificados	Estratos lenticulares medianos a gruesos. Estructuras erosivas en la base de los estratos, <i>flute cast</i> ; clastos imbricados. Abundantes fragmentos de esponjas, corales, equinodermos, gasterópodos y pelecípodos; algunos amonoideos.	Flujos de detritos asociados al colapso de edificaciones calcáreas semilitificadas desarrolladas en el borde de un talud. Rellenos de canal en depósitos de turbiditas someras	<u>Columnas:</u> – XV Xochiltepec – XVI Zapotitlán – XVII Cerro Pizotepec <u>Alrededores:</u> – San Antonio Texcala – Zapotitlán
AF H Slumps	Caliza, arenisca y lutita	Pliegues disarmónicos sinsedimentarios; fallas locales normales e inversas.	Desplazamiento de sedimentos semiconsolidados inestables.	<u>Columnas:</u> – XVI Zapotitlán – XVII Cerro Pizotepec
AF Ñ Turbiditas calcáreo-arcillosas	Lutitas y areniscas calcáreas intercaladas con mudstone y wackestone de intraclastos	Estratos tabulares medianos; Laminación paralela, lentes de areniscas; gradación grano decreciente-creciente; nódulos de óxidos. Abundantes amonoideos hematizados, radiolarios y calpionélidos.	Corrientes turbidíticas de baja a moderada densidad acumuladas en una plataforma con comunicación al mar abierto	<u>Columnas:</u> – XV Xochiltepec – XVI Zapotitlán
AF N Turbiditas calcáreas	Wackestone, packstone y grainstone; intercalado con lutitas. Nódulos y lentes de pedernal negro.	Estratos delgados a medianos continuos, no paralelos. Gradación grano decreciente laminación paralela, ondulada y convoluta. Foraminíferos bentónicos, calpionélidos. Abundantes fragmentos de moluscos y espículas de esponja, con cortoides y peloides.	Corrientes turbidíticas calcáreas proximales, producto de calizas re-sedimentadas en un frente arrecifal o en un talud.	<u>Columna:</u> – XVII Cerro Pizotepec

Los grainstone contienen abundantes intraclastos de ooesparitas y biomicritas que varían de 5 mm a 10 cm de diámetro parcialmente micritizados, presenta algunos briozoarios y equinodermos, así como foraminíferos planctónicos y bentónicos mezclados con ostrácodos, en una matriz heterogénea microesparítica con pocos rasgos de bioturbación. Se observa una distribución zonal de los intraclastos, con una clara laminación y una gradación por tamaños.

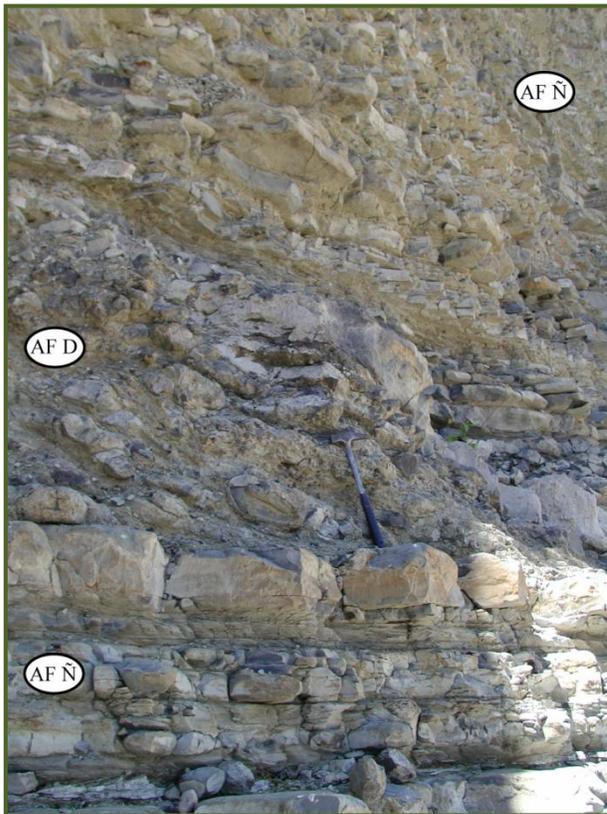


Figura IV.17 Debritas (AF D) intercaladas entre las calizas mudstone/wackestone de la asociación de facies Ñ (AF Ñ) Turbiditas calcáreo-arcillosas. Columna XVI Zapotitlán (Figura AI.14 en el nivel ~110 m).

Esta asociación de facies se encuentra en las columnas: XV Xochiltepec, XVI Zapotitlán (Figura AI.13 y Figura AI.14) y en diversos afloramientos de la formación Zapotitlán. También aflora en la columna XVII Cerro Pizotepec, pero estas corresponden a la formación Miahuatepec (Figura AI.15).

Interpretación

La Asociación de Facies es producto de flujo de detritos (Middleton y Hampton, 1973) calcáreos que contienen abundantes fósiles similares a los observados en las asociaciones de facies de biohermas procedentes tanto de los Lentos calcáreos Yistepec como del Miembro Agua del Burro, por lo que se interpretan como flujos derivados de la erosión de la Asociación de facies M (AF M) Biohermas así como la presencia de intraclastos con foraminíferos bentónicos, similares a los que se observan en las asociaciones de facies O Laguna (AF O) y P Barras (AF P). Este tipo de depósitos se encuentran como rellenos de canal; o como depósitos de gravedad cuando se encuentran asociados con *slumps*.

Asociación de Facies Ñ (AF Ñ): Turbiditas calcáreo-arcillosas***Descripción***

Sucesión de calizas, lutitas y areniscas en estratos tabulares de 10 a 30 cm; las lutitas son de composición calcárea con un aspecto nodular, finamente laminada, ocasionalmente se presentan lentes de areniscas y nódulos y bandas de pedernal gris oscuro-negro de 3 a 10 cm. Se observan marcas de corriente en la base de algunos estratos; intraclastos de lutitas y nódulos de óxidos. Las areniscas se presentan en estratos lenticulares delgados de 4 a 10 cm, con estratificación cruzada y paralela, *flute cast*, estructuras de corte y relleno; en la superficie de algunos estratos se observan rizaduras asimétricas. También hay pequeños diques de arena.

Las calizas son gris oscuro, con abundantes nódulos de óxidos de 2 a 30 mm, con textura mudstone en general, petrográficamente consisten de lodos calcáreos con abundantes radiolarios y calpionélidos, pero también se observan algunos bioclastos de aguas más someras, localmente se presentan algunos estratos de wackestone de intraclastos con una orientación y gradación preferencial, laminadas finamente, expresadas macroscópicamente por cambios en la coloración, mientras que petrográficamente, los

aloquímicos se observan alineados formando láminas con base en la granulometría, se observa una gradación de grueso a medio, fino, medio y grueso otra vez.

No hay bioturbación evidente ni estructuras geopetales, pero se llegan a encontrar impresiones de troncos. Presenta abundantes amonoideos hematizados de 2 a 3 cm de diámetro. Se llegan a observar diseminados pequeños bioclastos de moluscos y pelecípodos, algunas radiolas y placas de equinodermo; se llegan a observar algunos foraminíferos bentónicos, pero son escasos por lo que pueden ser arrastrados.

Corresponde con rocas de la formación Zapotitlán; esta Asociación de Facies se observó en las columnas XV Xochiltepec, XVI Zapotitlán (Figura AI.13 y Figura AI.14) y en diversos afloramientos en el valle de Zapotitlán, que corresponden a la misma formación.

Interpretación

Esta Asociación de Facies corresponde con corrientes turbidíticas de baja a moderada densidad acumuladas en una plataforma somera (Mutti *et al.*, 2003 y 2007) con comunicación al mar abierto, dada la presencia de amonoideos junto con bioclastos y biomorfos marinos someros, los cuales fueron arrastrados y redepositados. La presencia de estructuras primarias de deshidratación (diques de arena) así como con estructuras de corte y relleno (*flute cast*) asociados con estratos con rizaduras y laminaciones tanto paralelas como onduladas sugiere que estos depósitos son producto de flujos tripartitas que consisten de flujos densos basales que se mueven rápidamente, con un exceso de presión de poro, un nivel intermedio con material en suspensión y un flujo turbulento en el nivel superior (Mutti *et al.*, 2003).

Asociación de Facies H (AF H): Slumps***Descripción***

Esta Asociación de Facies se presenta en unidades de 2 a 3 metros, consiste en paquetes de estratos entre 5 y 50 cm de caliza y lutita deformados conforme a pliegues disarmónicos, limitados por estratos sin perturbar tanto en la base como en la cima. Internamente se trata de pliegues recumbentes y asimétricos (Figura IV.18), con desarrollo de fallas locales tanto normales como inversas con un desplazamiento menor a centímetros. Se encuentran asociados con bloques de calizas de hasta 1 m de diámetro.



Figura IV.18 Pliegue disarmónico en las calizas y lutitas de la formación Zapotitlán, es característico de la facies H (AF H) Pliegues disarmónicos; hacia la cima y la base se observan los estratos sin perturbar de la facies Ñ (AF Ñ) Turbiditas calcareo-arcillosas. Localidad (14Q 654083.035 mE, 2020109.891mN, Anexo A).

Esta Asociación de Facies se observó en las columnas XVI Zapotitlán (Figura AI.14) y XVII Cerro Pizotepec (Figura AI.15, Anexo A).

Interpretación

Estos pliegues son producto del desplazamiento de sedimentos semiconsolidados inestables; desarrollados en pendientes con ángulos variables. El movimiento tiene lugar cuando el esfuerzo cortante excede la resistencia del sedimento, esto puede deberse a tormentas, sismos o exceso de carga (Middleton y Hampton, 1976; Garfunkel, 1984; Martinsen, 1994).

Asociación de Facies N (AF N): Turbiditas calcáreas

Descripción

Estratos delgados a medianos continuos, no paralelos de wackestone, packstone y grainstone; intercalados con estratos delgados de lutitas. Son de color gris oscuro, que meteorizan a gris claro y tonos ocre. Es común que presenten gradación grano decreciente laminación paralela, ondulada y convoluta, así como pequeñas fallas de crecimiento (Secuencia de Meischner, 1964). Petrográficamente son frecuentes las calciesferas; se observan intraclastos que contienen radiolarios, foraminíferos bentónicos (miliólidos, orbitolinas, textuláridos), calpionélidos y extraclastos de cuarzo; se presentan abundantes fragmentos de moluscos y espículas de esponja, con cortoides y peloides. Están intercalados con wackestone de radiolarios. Presentan nódulos y lentes de pedernal negro.

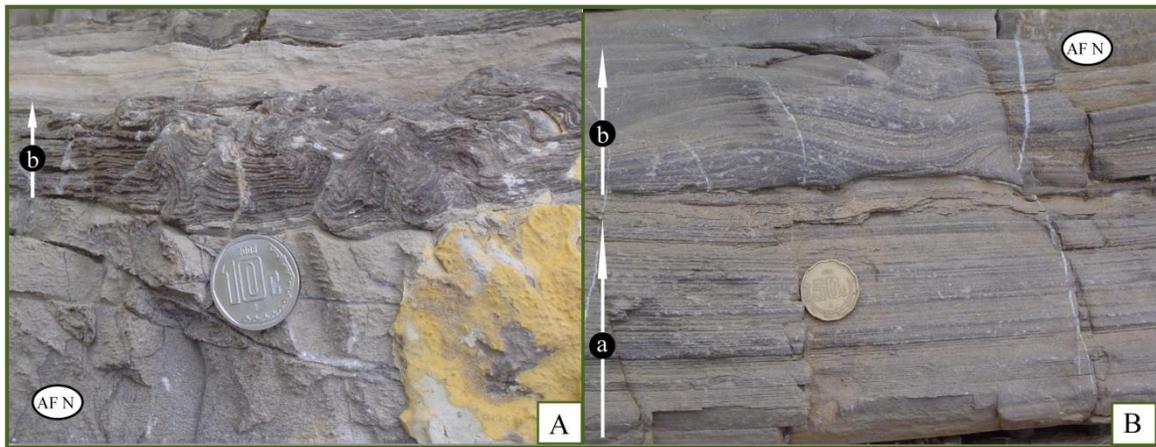


Figura IV.19 Estructuras primarias en las calizas de la asociación de facies N (AF N). Corresponden con la Zona 2 de la Secuencia de Meischner (1964): (a) laminación paralela; (b) rizaduras o laminación convoluta. Columna VII Cerro Pizotepec: A) Figura Al.15 en el nivel ~5 m; B) Figura Al.15 en el nivel ~10 m.

Interpretación

A partir de la identificación de la Secuencia de Meischner en esta asociación de facies puedo interpretar que estas rocas se formaron por corrientes turbidíticas calcáreas proximales, producto de calizas re-sedimentadas en un frente arrecifal (Flügel, 2004).

IV.4. Modelo de facies

En la Cuenca de Zapotitlán se encuentran representados una gran diversidad de ambientes sedimentarios; para realizar la reconstrucción del modelo sedimentario realicé la correlación de las columnas con base en las asociaciones de facies descritas en cada sector (Figura IV.20) los cuales describo a continuación:

IV.4.a Correlación sedimentaria del Sector A San Sebastián Frontera – San Juan Raya

El sector A se localiza en la región de San Sebastián Frontera – San Juan Raya (Figura IV.20), el análisis lo realicé con base en las nueve columnas que medí (Anexos A y D); en la Figura IV.21 presento la correlación de la porción sur del sector A, con base en los ambientes identificados, descritos de poniente a oriente:

En la porción que se ubica más al occidente, al suroeste de San Sebastián Frontera, se acumuló una sucesión de facies que he interpretado como *flujos de detritos* (Asociación de facies R) los cuales se encuentran intercalados con depósitos de *relleno de canal* (Asociación de facies S); esta sucesión de facies se acumularon al pie de un escarpe de falla (Falla Pozo Hondo) la cual se encontraba activa durante la sedimentación, de tal modo que al pie del escarpe, la granulometría es de bloques de esquisto de hasta 1 m, los cuales se hacen más finos hacia el norte y hacia el este, lo que me indica que la fuente principal de los clastos se encontraba en el sur, probablemente en la intersección de las Fallas Pozo

Hondo y Atzumba (Anexo D); dichas facies corresponden con los depósitos de la formación Agua del Cordero (Columnas III y IV, Figura IV.21).

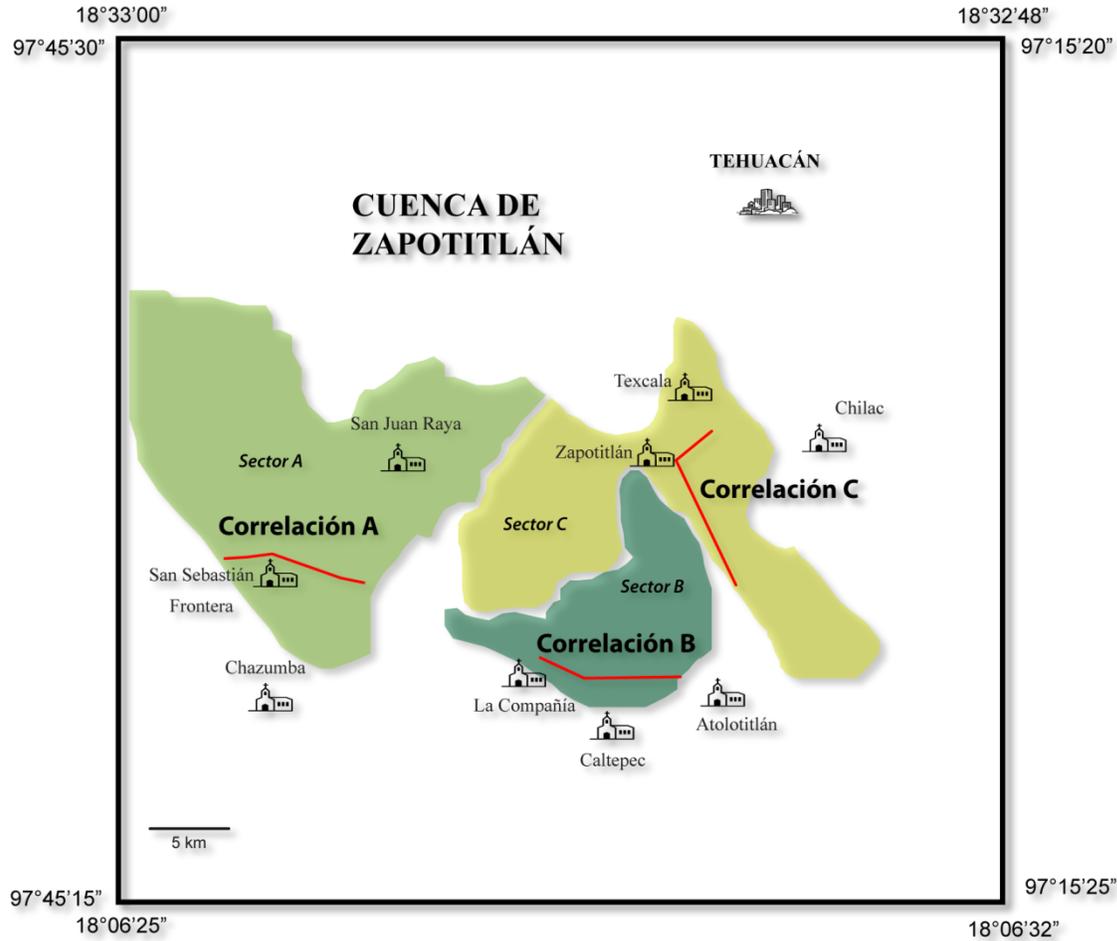


Figura IV.20 Croquis con la ubicación aproximada de la correlación de columnas establecidas para cada sector de la Cuenca de Zapotitlán: La Correlación A corresponde con la Figura IV.21; la Correlación B corresponde con la Figura IV.22; la Correlación C corresponde con la Figura IV.24.

La intercalación de los flujos de detritos con los depósitos de rellenos de canal, así como el área de distribución de éstas indica que se trata de un depósito de abanicos aluviales y depósitos de talud, en los que se desarrollaron *depósitos de avenida* (Asociación de facies Q y S), asociados a los abanicos aluviales, los cuales desembocaban en el mar, ya que los depósitos cambian de facies hacia el oriente a las asociaciones de facies O y P de islas de barrera y laguna (Columnas V, VI y VII, Figura IV.21) de la formación San Juan Raya (Anexos A y D).

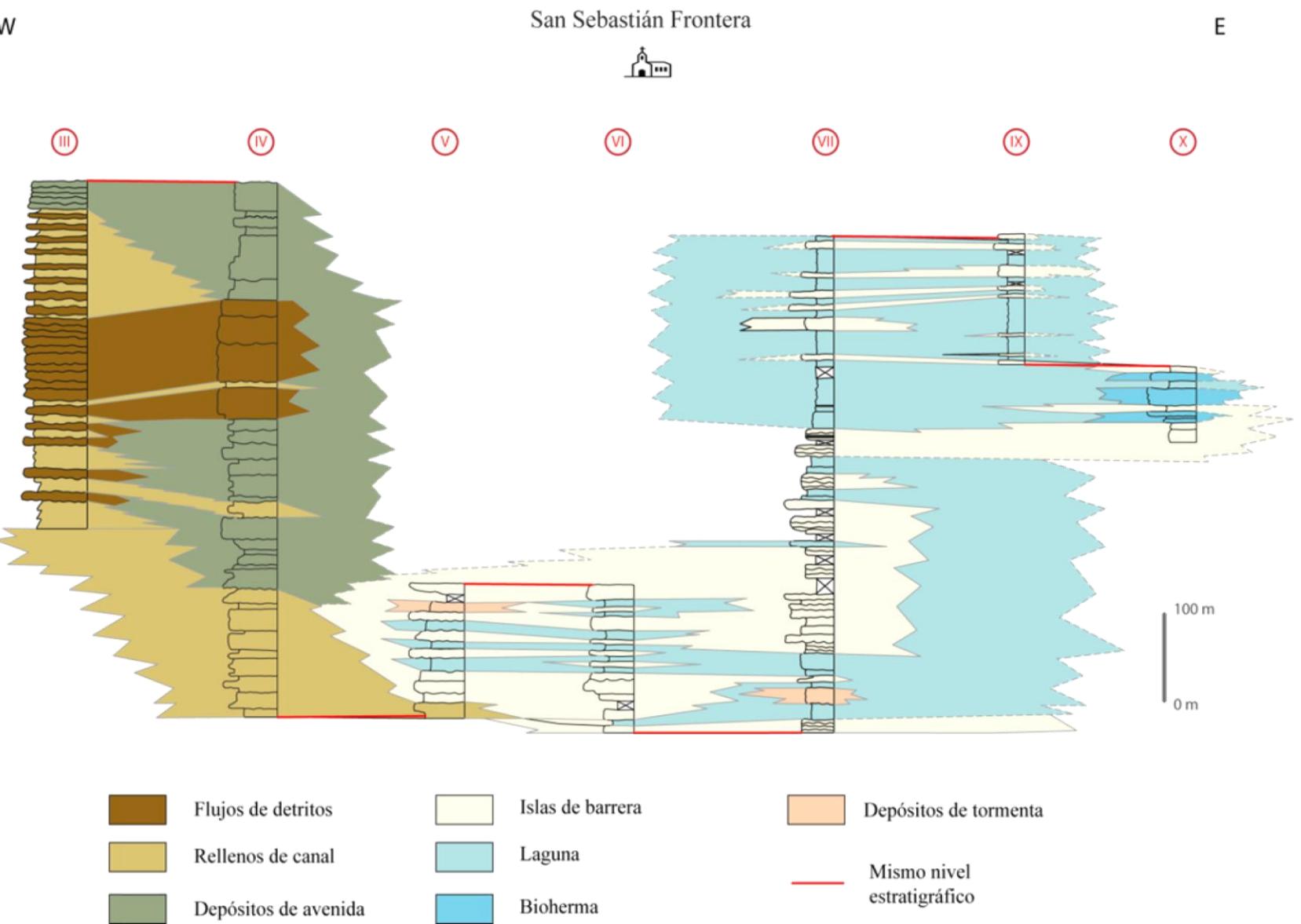


Figura IV.21 Correlación estratigráfica de las columnas del sector A San Sebastián Frontera. Los círculos indican el número de columna; su ubicación geográfica se puede consultar en el Anexo D.

De manera muy local en la columna V (Figura AI.3) y en algunos afloramientos en la Barranca Pedernal y en el Cerro Chimalayo (Anexo D) podemos observar algunos niveles muy delgados de lutitas en los que se llegan a encontrar pequeños pelecípodos de paredes muy delgadas poco ornamentados, asociados con unas raíces muy largas en lo que puede interpretarse como *depósitos de manglar*, los cuales se encuentran intercalados con pequeños *depósitos de tormenta* (Columna V, Figura IV.21).

La geometría de los estratos y las estructuras primarias de la asociación de facies P indican que se trata de acumulaciones de alta energía, sometidas al constante movimiento de corrientes y oleaje en áreas próximas a la línea de costa (Columnas VI, VII y IX, Figura IV.21). La geometría de la playa es incierta, pero puntualmente he identificado algunos niveles con características de barras (estratificación cruzada, rizaduras, fósiles) que pueden corresponder con la zona de *shoreface*, sobre todo por la presencia de *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* y *Skolithos*; en el caso en el que tenemos icnitas de dinosaurio y rizaduras, se trata de la zona de *foreshore* (Paseo de la Turretela en el poblado de San Juan Raya); pero cuando se encuentra intercalada con la Asociación de facies O Laguna, se interpreta tradicionalmente como barras de *offshore* o como sistemas de islas de barrera (Reinson, 1992; Clifton, 2006).

La Columna VIII (Figura AI.6, Anexo D) representa depósitos de una planicie costera en una franja de extensión variable, en la cual transitaban tanto terópodos como saurópodos, los cuales llegaban a las lagunas, que alojaban una gran diversidad biológica (gasterópodos, pelecípodos, algas, ostrácodos, foraminíferos, equinodermos). Las lagunas estaban limitadas por barras (Asociación de facies P) formando islas de barrera, las cuales estaban sometidas al constante movimiento de las mareas y el oleaje.

Bhattacharya y Giosan (2003) proponen que este tipo de depósitos pueden ser reinterpretados como sistemas deltaicos fuertemente influenciados por el oleaje con una componente asimétrica, donde los depósitos de delta han sido prácticamente retrabajados por el oleaje en su totalidad. El nivel de información que poseo hasta el momento no me permite discriminar entre una u otra interpretación, ya que en ambas se van a formar

sistemas de islas de barrera y lagunas así como algunos pequeños deltas; pero la sucesión de facies que se presenta entre los depósitos de abanicos (Asociaciones de facies Q, R y S) y las barras en el área de San Sebastián Frontera, sugiere que los abanicos se pueden convertir en abanicos delta. Mientras que en el área de San Juan Raya esta condición no se observa, ya que el material es muy fino formado básicamente por lutitas y areniscas (Figura IV.10); mientras que en el sur predominan los conglomerados (Figura IV.9). Es muy probable que dada la extensión de la Asociación de facies P, puedan encontrarse en la región ambas condiciones; pero es necesario un estudio paleogeográfico detallado para confirmarlo.

La abundancia de gasterópodos me permite inferir un ambiente rico en nutrientes, muy probablemente de aguas más o menos cálidas (Allmon, 2007) asociados a condiciones de un cambio climático global de invernadero el cual generaba altos niveles de CO₂, lo que probablemente incrementó los niveles de meteorización, produciendo mayor cantidad de sedimentos (Leckie, 1989). En el área de la Barranca El Aguacate encontré perforaciones de *Teredolites* sp. en troncos, lo que indica facies someras de aguas cálidas, próximas a la línea de costa, en un ambiente tropical o subtropical. Mora-Almazán y Quiroz-Barroso (2006) reportan icnofósiles similares en las cercanías de San Juan Raya.

Hacia el oriente los depósitos de laguna e islas de barrera estaban limitadas por biohermas de rudistas, pelecípodos y corales (Asociación de Facies M, columnas X y XI, Figura IV.21), los cuales se desarrollaban en un sustrato no muy duro; evidencias respaldadas por la presencia específica de trigonias (Escalante-Ruiz y Quiroz-Barroso, 2006) y de rudistas (Ortega-Hernández, 2007). Los biohermas presentan una distribución geográfica con una geometría más o menos lineal (Anexo D) correspondientes con el Miembro Agua del Burro; se presentan intercalados periódicamente entre los depósitos de islas de barrera y de laguna. Los depósitos de tormenta (Asociación de facies K) que se llegan a encontrar, estarían indicando la alternancia de períodos de sedimentación normal con material fino en suspensión, y breves episodios de tormentas en un área de la plataforma ubicada ligeramente por encima del nivel base de olas de tormentas.

Intercalados entre los depósitos de laguna e islas de barrera, encontré dos derrames basálticos con estructura columnar, el más grande corresponde con el lente El Colorado de la formación San Juan Raya; lo que indica que se enfriaron en condiciones subacuosas, no hay aparatos volcánicos cercanos, por lo que lo más probable es que se trate de derrames fisurales.

IV.4.b Correlación sedimentaria del Sector B La Compañía – Metzontla - Caltepec

El sector B se localiza en la región de La Compañía – Metzontla – Caltepec (Figura IV.6, Figura IV.20), el análisis de este sector lo realicé con base en tres columnas (Anexos A y C); en la Figura IV.22 presento la correlación de este sector, describo los ambientes identificados de sur a norte:

Al sur del sector B afloran rocas de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño junto con rocas del Granito Cozahuico, las cuales se encuentran cubiertas hacia el oriente por la formación Matzitzi; estas rocas conforman al basamento de la región (Anexos A y C).

Sobre el basamento se acumularon los conglomerados de la Asociación de facies I, esta asociación de facies tiene una distribución restringida, limitada hacia el noreste por fallas; la composición litológica indica como fuente de los sedimentos las rocas del basamento; los elementos arquitectónicos (facies, estructuras primarias, geometría de los estratos, fallas de crecimiento, discordancias internas) sugieren que se trata de pequeños ***abanicos delta***, acumulados en cuencas de tipo medio graben; estas rocas corresponden con la formación Caltepec. Los abanicos se extendían mar adentro interdigitándose con los afloramientos de la Asociación de facies J de la formación La Compañía, formando franjas angostas de ***depósitos costeros*** en la zona de ***foreshore***.

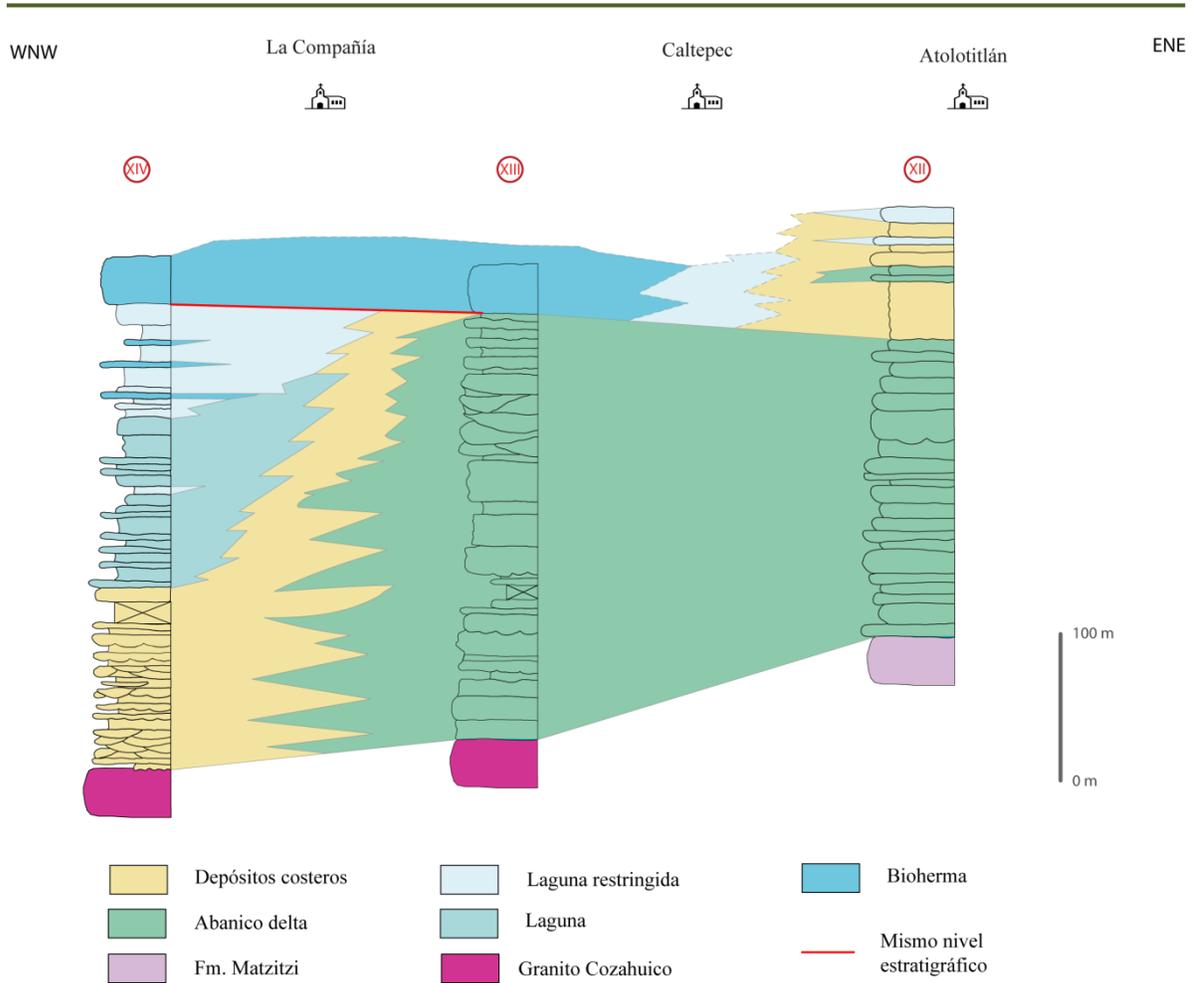
La Cuenca de Zapotitlán

Figura IV.22 Correlación de las columnas del sector B La Compañía – Metzontla – Caltepec; la posición de las poblaciones es esquemática para fines de ubicación. La ubicación geográfica de las columnas se puede consultar en el Anexo A y C.

Las asociaciones de facies J, L, M y O se encuentran interdigitadas tanto lateral como verticalmente (Figura IV.23) por lo que las agrupé como formación La Compañía, los cambios se dan en escalas desde 1 m; se distribuyen como ciclos de 4° ó 5° orden en el área de La Compañía, consisten en un depósito de areniscas conglomeráticas en las que se encuentran abundantes gasterópodos de hasta 30 cm de largo, los cuales están cubiertas por areniscas calcáreas y lodolitas en las que es común encontrar pelecípodos en posición de crecimiento así como numerosos niveles con abundantes gasterópodos de unos cuantos centímetros de longitud; finalmente el ciclo se completa con el depósito de calizas con gran contenido de corales y equinodermos (Asociación de facies M). Este ciclo se repite varias

veces, pero las gravas disminuyen hasta desaparecer conforme ascendemos estratigráficamente, mientras que el espesor de los biohermas aumenta.

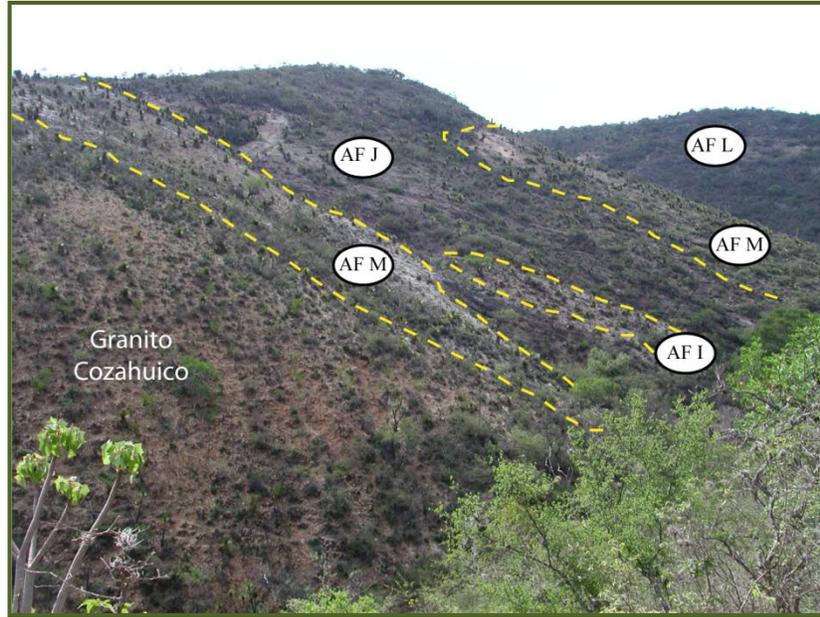


Figura IV.23 Panorámica hacia el norte donde se observa el contacto discordante del Granito Cozahuico con la formación La Compañía. Se pueden apreciar los cambios laterales entre las asociaciones de facies de la formación La Compañía: AF I Fanglomerados; AF J Depósitos costeros; AF L Laguna; AF M Biohermas. Localidad: arroyo al poniente del poblado de La Compañía.

En los alrededores de Dixiñado y al norte de Metzontla (Anexo C), hay una serie de crecimientos arrecifales (Asociación de facies M) que se caracterizan por ser pequeños montículos, parches o lentes, construidos por corales, estromatolitos y equinodermos principalmente, que estratigráficamente designé como **lentes calcáreos Yistepec** de la formación La Compañía. El desarrollo de los mismos se daba en ausencia de corrientes u oleaje fuerte. Las colonias de corales observadas indican una batimetría baja (menos de 50 metros), aunque el nivel batimétrico pudo variar en función de la turbiedad del agua, la cual sería mayor conforme el sedimento era más fino, por lo que la profundidad podría haber sido menor. Las colonias de corales de mayor tamaño muestran etapas en el crecimiento que indican que vivían en un sustrato no muy duro; debido a su propio peso se hundían en el fondo y comenzaban a crecer otra vez a partir del punto más elevado de la colonia.

Además se encuentran frecuentemente colonias en forma de troncos gruesos, que indican un crecimiento vertical controlado por el aporte de sedimento.

Estos depósitos cambian a facies más someras, de tal modo que la Cuenca de Zapotitlán formaba en este sector una especie de bahía, cuya línea de costa se encontraba al sur entre Metzontla y La Compañía. Las asociaciones de facies J, L, O y P representan depósitos costeros asociados a un sistema de barras y lagunas con una fuerte influencia tanto de oleaje como de mareas, formando un sistema complejo; en estas asociaciones encontramos además ejemplares completos de equinodermos y radiolas, así como icnofósiles del tipo de los *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*; con base principalmente en su contenido fósil, y que la mayoría de estos se encuentran en posición de crecimiento, puedo interpretar que se acumularon en un sistema de *lagunas costeras* o post-arrecifales, tanto de circulación abierta (Asociación de facies O), con briozoarios y equinodermos, y foraminíferos bentónicos mezclados con ostrácodos, soportados en un lodo calcáreo con abundantes rasgos de bioturbación, indicativo de aguas tranquilas, como lagunas restringidas (Asociación de facies L), con base en rasgos de actividad endolítica en los bioclastos, así como en la asociación de aloquímicos presentes (cortoides, peloides, ooides e intraclastos), ambas con abundante aporte de sedimentos.

IV.4.c Correlación sedimentaria del Sector C: Zapotitlán - Xochiltepec

El sector C se localiza en la región Zapotitlán – Xochiltepec (Figura IV.20), el análisis de este sector lo realicé con base en tres columnas (Anexo A); en la Figura IV.24 presento la correlación de este sector:

Las rocas que afloran en este sector se acumularon como producto de flujos turbidíticos y otros procesos de transporte asociados (flujos de detritos y *slumps*). En este sector el control estratigráfico es limitado, ya que las rocas se encuentran plegadas por lo que es difícil medir columnas completas, en consecuencia la reconstrucción de los paleoambientes se encuentra limitada.

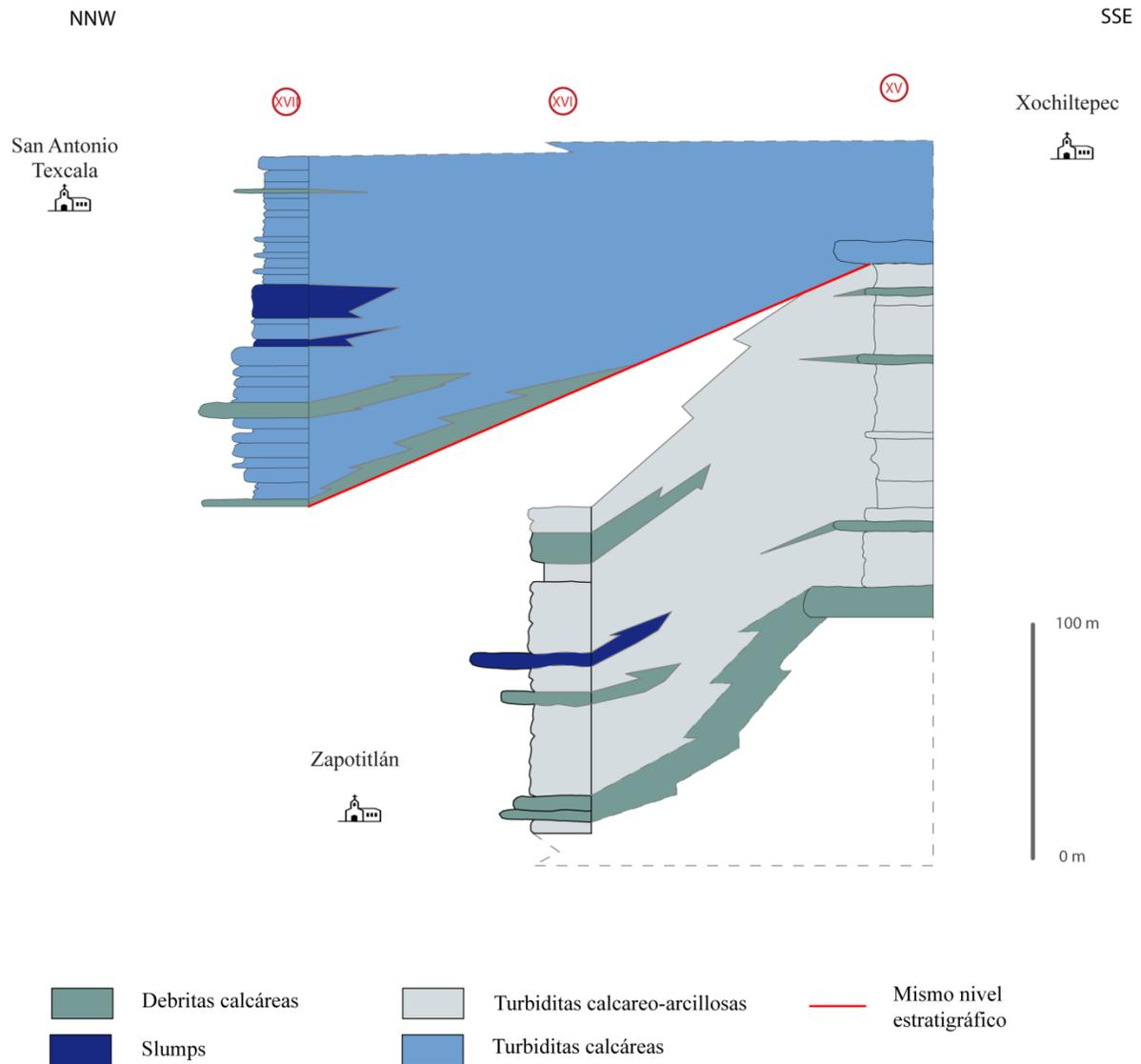


Figura IV.24 Correlación de las columnas del sector C Zapotitlán – Xochiltepec; la posición de las poblaciones es esquemática para fines de ubicación. La ubicación geográfica de las columnas se puede consultar en el Anexo A.

Las turbiditas calcáreo-arcillosas que se reconocen en la porción occidental de la cuenca (entre San Martín y Zapotitlán, Anexo A) están cartografiadas como formación Zapotitlán; se caracterizan por ser muy calcáreas, descritas como la Asociación de Facies Ñ (AF Ñ) (ver IV.3.c), consisten en corrientes turbidíticas de baja a moderada densidad que se acumularon en un *sistema de depósito mixto* (Mutti *et al.*, 2003 y 2007) de pequeñas

dimensiones; estas turbiditas comparten varias de las características de una turbidita profunda de acuerdo al esquema clásico propuesto por Mutti (1985), Reading y Richards (1994), Mutti *et al.* (2003 y 2007) y otros, pero difieren de ellas en que las facies de Bouma no se desarrollan completamente, pero esencialmente la condición principal para considerarlas como un *sistema mixto*, se basa en la asociación y cambio de facies que presenta tanto lateral como verticalmente con las unidades litoestratigráficas adyacentes de la misma edad (IV.1.a formación La Compañía al sur, y la formación San Juan Raya al poniente), las cuales se acumularon en ambientes marinos muy someros.

El conjunto de turbiditas y flujos de detritos, contienen abundantes fósiles similares a los observados *in situ* en los biohermas de los sectores A y B (Miembro Agua del Burro y Lentes calcáreos Yistepec) así como intraclastos con foraminíferos bentónicos, similares a los que se observan en las asociaciones de facies de *laguna* (AF O) y *barras* (AF P) por lo que la fuente de los sedimentos se ubicaba probablemente en los sectores A (formación San Juan Raya) y B (formación La Compañía).

En el oriente de este sector, hacia Xochiltepec (Anexo A) la granulometría de las turbiditas se hace más fina (Figura AI.13), se observan mudstone con abundantes radiolarios, así como abundantes amonitas (Figura AI.13).

Estos depósitos turbidíticos siliciclásticos evolucionan con el tiempo a las turbiditas calcáreas (Asociación de Facies N) de la formación Miahuatepec, disminuyendo prácticamente todo el aporte de siliciclastos. Las calizas de la formación Miahuatepec requieren de un estudio de microfacies para precisar las condiciones en que se acumuló.

Capítulo V. Evolución tectonosedimentaria de las cuencas

V.1. Esquema estructural

Con base en la cartografía geológica de la región mostrada en el Anexo A, el trabajo de campo, y una estratigrafía detallada, identifiqué fallas con dos orientaciones principales una con orientación general WSW-ENE y otras SE-NW, la cuales se muestran en el siguiente esquema estructural (Figura V.1):

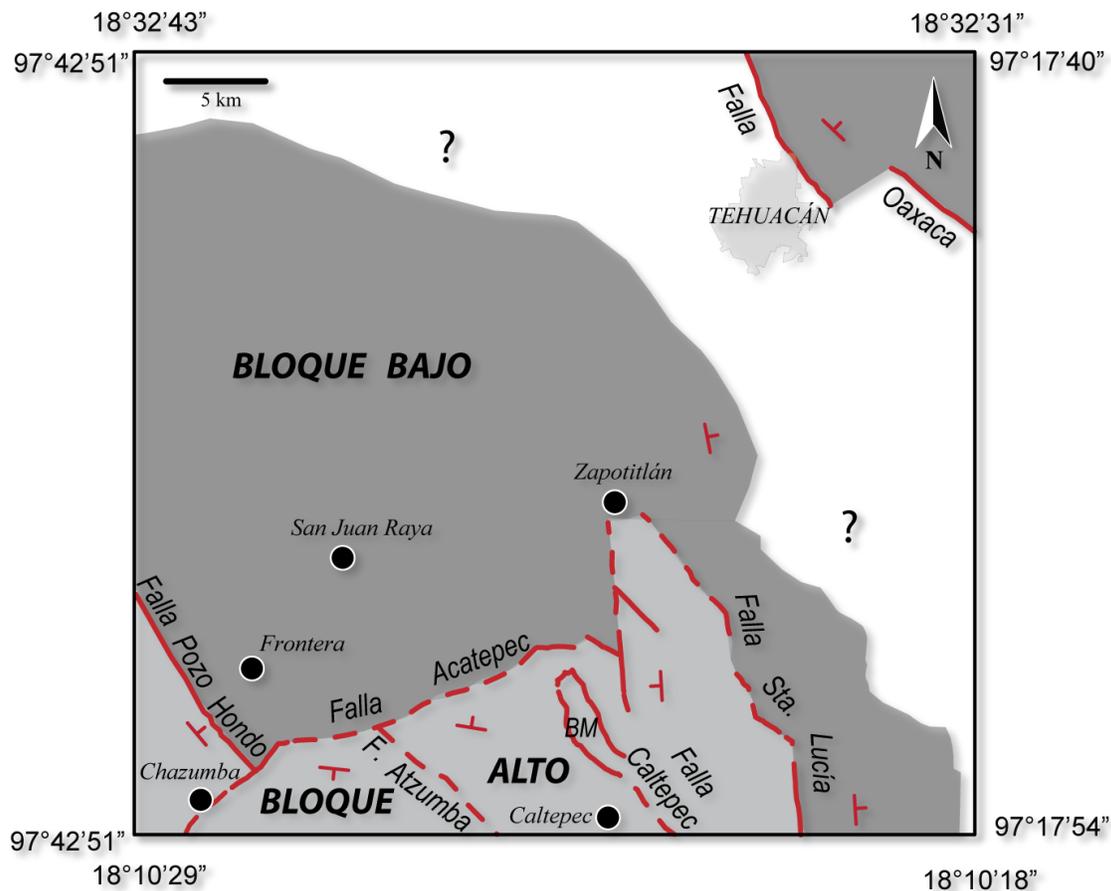


Figura V.1 Bosquejo estructural de la región de Zapotitlán – Tehuacán, en el que se muestran las fallas principales de la región, así como la orientación principal de cada bloque identificado. BM, Bloque Metzontla.

A continuación describo brevemente las características de las fallas de la región:

- **Falla Oaxaca:** Descrita como un sistema de fallas cenozoicas que limita al Terreno Zapoteco y al Terreno Cuicateco (Centeno-García, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007); esta falla ha tenido múltiples reactivaciones y comportamientos, durante el Jurásico Medio y hasta el Cretácico Temprano se comportó como falla lateral derecha (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010); durante la Orogenia Laramide se comportó como falla inversa, cambiando posteriormente a un régimen extensivo que generó una cuenca de medio graben, se considera como una falla de larga vida, con una orientación preferencial NNW.
- **Falla Caltepec:** Elías-Herrera *et al.* (2005) la describen como una zona de cizalla de larga vida que pone en contacto los basamentos metamórficos del Terreno Mixteco (Complejo Acatlán) y Terreno Zapoteco (Complejo Oaxaqueño); tiene una dirección preferencial norte-sur y un mecanismo transpresional derecho, con una estructura en media flor (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002); pero en el área de Caltepec presenta una orientación NNW, en esta zona está emplazado el granito sintectónico Cozahuico, con rango de edad de 275.6–270.4 Ma.
- **Falla Santa Lucía:** Falla casi paralela a la Falla Caltepec, localizada al oriente de ésta (Figura V.1) y probablemente sincrónica (Elías-Herrera *et al.*, 2005); su actividad aparentemente no afecta a las rocas sedimentarias y volcánicas cenozoicas de la región.
- **Falla Atzumba:** Se localiza al sur del área, se encuentra sepultada por depósitos cenozoicos, se infiere su existencia con base en la posición de los bloques involucrados que afloran al SW y al NE (Figura V.1). La orientación general se interpreta NW-SE.
- **Falla Pozo Hondo:** Se localiza al poniente del área, tiene una orientación NW-SE, se comportó tanto como falla normal, como falla lateral derecha (Ferreira e Islas, 2009). En el bloque hundido aflora la formación Agua del Cordero, mientras que en bloque levantado aflora el basamento (Complejo Acatlán) y una

cubierta sedimentaria jurásica-cretácica (Formaciones Otlaltepec y Coyotepec; Ortega-Guerrero, 1989).

- **Falla Acatepec:** Falla parcialmente sepultada con una orientación ENE-WSW, con una arreglo perpendicular a las fallas Pozo Hondo, Caltepec y Atzumba (Figura V.1). En el bloque hundido afloran las unidades litoestratigráficas de la Cuenca de Zapotitlán: Formaciones Agua del Cordero, San Juan Raya y Zapotitlán. En el bloque levantado localizado al sur, afloran las rocas del basamento (Complejos Oaxaqueño y Acatlán), su cubierta sedimentaria paleozoica (formación Matzitzi) y las formaciones mesozoicas Caltepec y La Compañía, cuyas relaciones con el fallamiento se describen más adelante.

V.2. Unidades tectono-sedimentarias

Las estructuras de las cuencas están razonablemente bien definidas a partir del análisis de los afloramientos de las unidades del Cretácico Inferior en el mapa geológico anexo A, así como de su posición estructural.

La **Cuenca de Chivillas** localizada en el sector NE del área de estudio está limitada hacia el SW por la Falla Oaxaca y los depósitos cenozoicos del Valle de Tehuacán (Figura V.2); hacia el oriente y sureste, se extiende fuera del área de estudio al menos hasta Teotitlán como se aprecia en la Figura II.1 (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010).

El límite sur de la **Cuenca de Zapotitlán** está definido por la aparición de los afloramientos de las rocas del basamento (Complejos Oaxaqueño y Acatlán, Granito Cozahuico y la formación Matzitzi) como se observa en la Figura V.2. Hacia el poniente, la Cuenca de Zapotitlán está limitada por la Falla Pozo Hondo, mientras que su límite oriental está cubierto por los depósitos cenozoicos del Valle de Tehuacán y hacia el norte por los depósitos del Albiano-Cenomaniano de la formación Cipiapa.

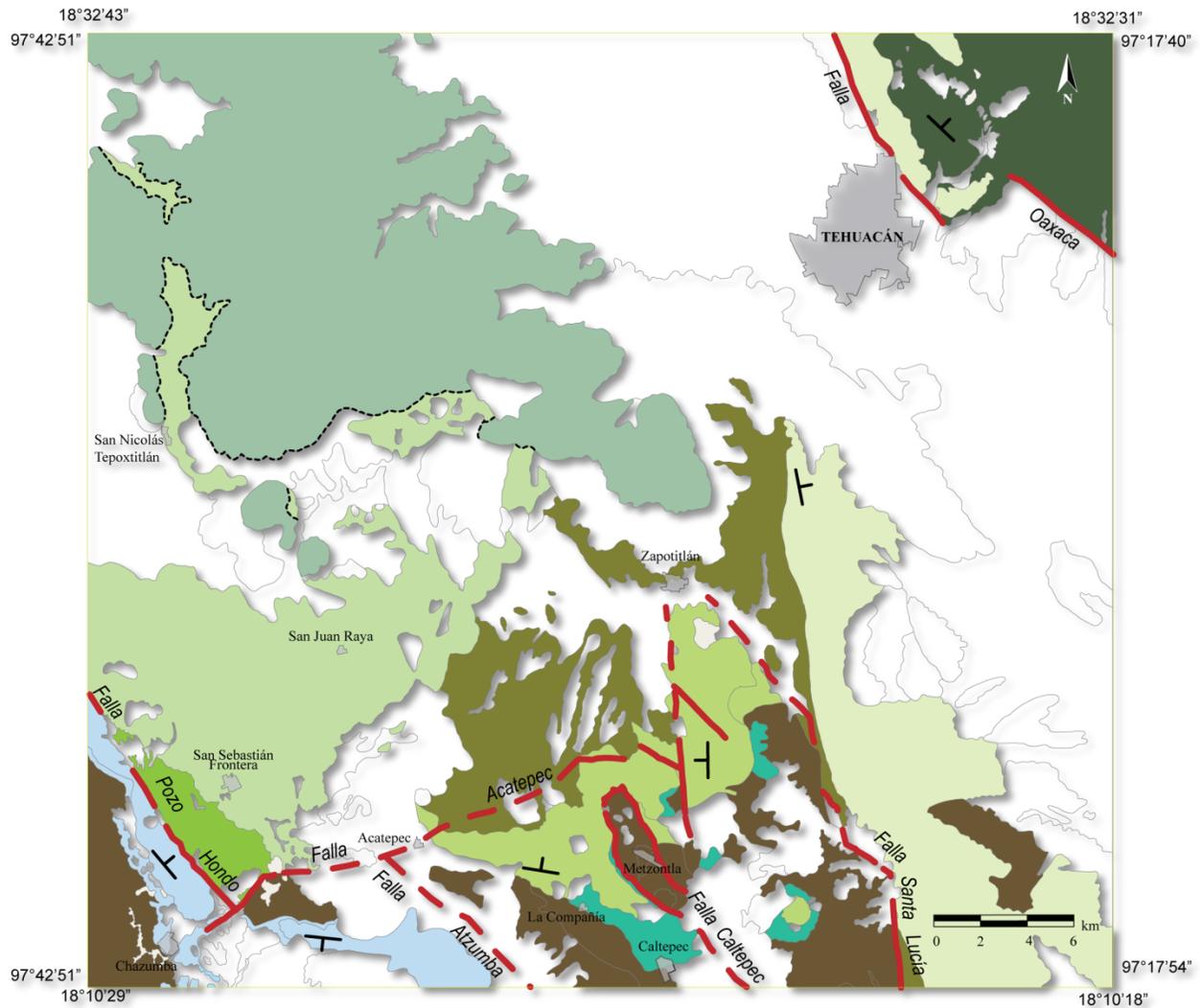


Figura V.2 Mapa tectosedimentario de la Cuenca Zapotitlán – Chivillas. La leyenda se puede consultar en la siguiente página.

V.2.a Unidades del bloque alto

El bloque alto o levantado se localiza al sur del área de estudio (Figura V.1 y Figura V.2), se trata de un bloque de basamento continental conformado por las rocas de los complejos Oaxaqueño y Acatlán, por el Granito Cozahuico, e incluye a su cubierta sedimentaria de la formación Matzitzzi; se extiende hacia el suroeste a la región de Chazumba.

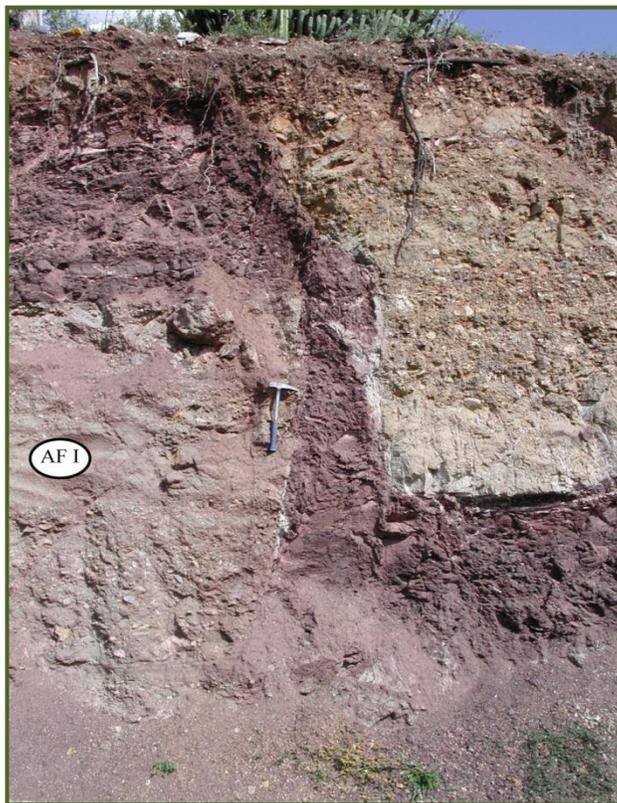
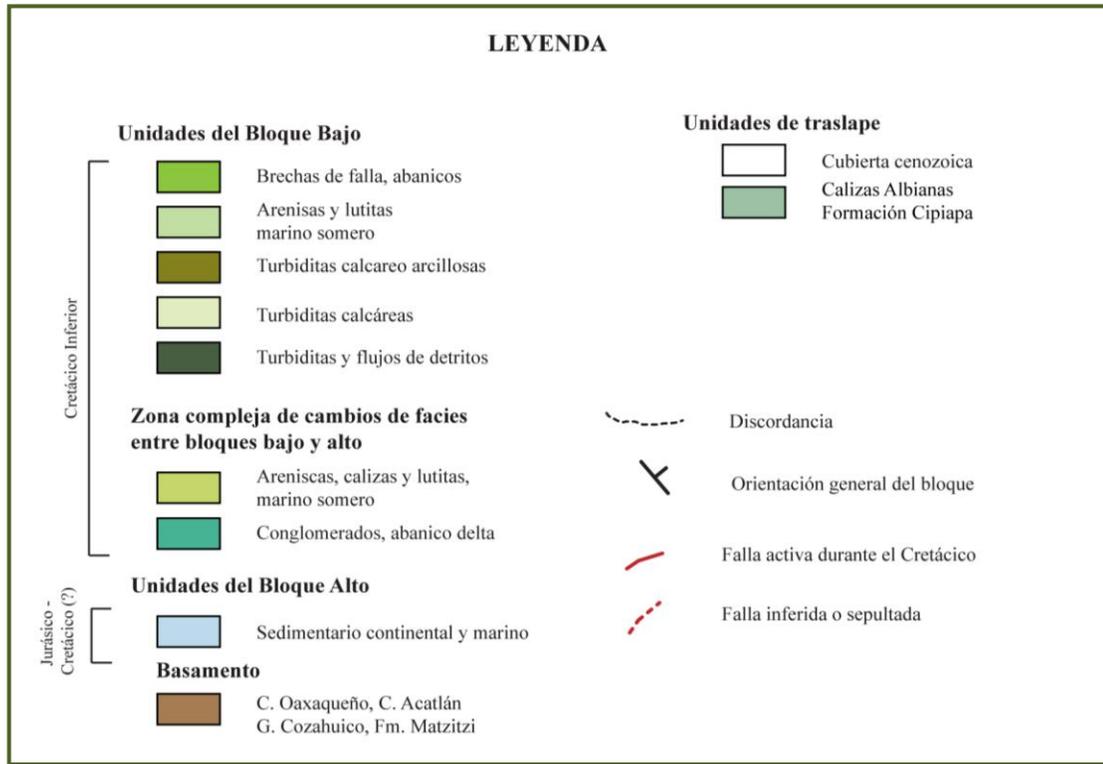


Figura V.3 Falla de crecimiento en los conglomerados, areniscas y lutitas de la formación Caltepec, acumulados en un abanico delta; AF I: Asociación de facies I Fanglomerado. Localidad: cortes de carretera en la entrada del poblado de Caltepec.

Las rocas del basamento se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias continentales y marinas del Jurásico–Cretácico Inferior (¿?) que corresponden con la formación Otlaltepec y la Caliza Coyotepec, respectivamente con un espesor conjunto de ~600 m.

El bloque alto se encuentra fragmentado por fallas más o menos paralelas con una orientación NW-SE que interpreto a partir de la posición estructural general de los bloques adyacentes, como se observa en la Figura V.1 y en la Figura V.2.

En el sector B Caltepec – La Compañía – Metzontla (Figura IV.20, Anexo C) se depositó sobre el basamento, una sucesión de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior representadas por las formaciones Caltepec y La Compañía, las cuales se acumularon en pequeñas subcuencas formadas en un régimen extensional, que controló en una primera instancia el tipo de depósitos; las subcuencas eran alimentadas por detritos procedentes de los bloques continentales levantados adyacentes, inferencia que se desprende del tipo de clastos en el conglomerado de la formación Caltepec (gneis y arenisca).

En la Figura V.2 se puede observar que los depósitos de abanico de la formación Caltepec, se localizan en un par de franjas acumuladas alrededor del Bloque Metzontla generado por un sistema de fallas asociados a la Falla Caltepec, las cuales tuvieron actividad durante la sedimentación de los conglomerados de la formación Caltepec. En el camino que comunica a las poblaciones de Metzontla y Caltepec se pueden observar fallas de crecimiento (Figura V.3) y fallas en dominó. Estas fallas generaban medio grabenes en los que se desarrollaron abanicos aluviales y abanicos delta que se interdigitaban con los depósitos marinos costeros de la formación La Compañía.

La geometría lenticular de los estratos de las rocas de la formación La Compañía, los abruptos cambios de facies entre areniscas, lutitas y calizas, así como la inclinación de los estratos (Anexo C) hacia el bloque bajo (Figura V.2), me permiten inferir que el depósito de estas rocas estaba controlado por el fallamiento: las fases activas del fallamiento normal eran responsables de la acumulación de cada una de las sucesiones de

conglomerados, mientras que los intervalos de sedimentación de areniscas de grano fino, lodolitas y las calizas, indican los períodos de quietud tectónica.

El fallamiento normal que inició la formación de las cuencas y el desarrollo posterior de la Cuenca de Zapotitlán se produjo cerca de la margen sur de la actual cuenca, según lo indican la inclinación y la geometría interna de los estratos de los lentes Yistepec, así como la distribución geográfica de las rocas de la formación La Compañía depositadas en un ambiente marino somero (Anexo C y Figura V.2).

V.2.b Unidades del bloque bajo

El bloque bajo o hundido se localiza al centro del área de estudio (Figura V.1 y Figura V.2), está limitado al poniente por la Falla Pozo Hondo, mientras que hacia el sur, el límite lo constituye la Falla Acatepec, la cual es una falla sinsedimentaria sepultada actualmente por los depósitos sedimentarios de la formación Zapotitlán. Esta inferencia se basa en el espesor de la sucesión en el Bloque Alto, el cual es de ~300 m (Ver columnas Figura AI.10, Figura AI.11 y Figura AI.12) correspondiente a las formaciones Caltepec y La Compañía, mientras que el espesor de la formación Zapotitlán está estimado en más de 1,000 m, creciendo la Cuenca de Zapotitlán hacia el norte, hasta perderse por debajo de la cubierta discordante de las rocas albianas de la formación Cipiapa y las unidades del Cenozoico (Figura V.2).

La sedimentación en el bloque bajo presenta una profundización general de poniente a oriente: las unidades acumuladas en el borde occidental se encuentran controladas por la tectónica prevaleciente; en la intersección entre las fallas Acatepec y Pozo Hondo se acumulaba una brecha de talud conformada principalmente de bloques de esquistos de hasta 1 m (formación Agua del Cordero) cuya granulometría se afina hacia el noroeste al alejarnos del plano de falla Acatepec, cambiando a depósitos de abanico que frecuentemente alcanzaban la línea costa.

Conforme nos alejamos del plano de falla, la sedimentación es controlada por la morfología de la cuenca y las condiciones climáticas, desarrollándose un ambiente marino somero costero (formación San Juan Raya) con una tasa de sedimentación muy alta, en una cuenca subsidente; el espesor medido para estos depósitos es de ~800 m (Columna Figura AI.6, Arroyo San Francisco) en el sur de la cuenca, pero puede superar los 1,500 m hacia el norte, en el depocentro de la cuenca. La actividad tectónica sinsedimentaria también se manifiesta en la presencia de discordancias internas como la que se muestra en la Figura V.4.

Las facies marinas someras de la formación San Juan Raya cambian lateralmente hacia el oriente a depósitos de turbitas calcáreo-arcillosas acumuladas en un sistema marino mixto de acuerdo a Mutti *et al.* (2003). Es importante considerar que había un gran retrabajo de sedimentos, los cuales en ocasiones eran transportados hasta la Cuenca de Chivillas localizada hacia el NE (Figura V.2). Condición sugerida por la distribución de los ambientes sedimentarios identificados en el capítulo anterior.



Figura V.4 Discordancia interna en la formación San Juan Raya. Se observan las asociaciones de facies K (AF K) y P (AF P). En la base de las tempestitas se presentan hummockys (hm). Columna X Paso del Burro (Figura AI.9 en el nivel ~90 m).

La Cuenca de Zapotitlán es una cuenca de depósito abierta hacia el norte, de aproximadamente 35 km de largo, limitada por fallas al poniente y al sur, desarrollada en un sistema de fallas de medio-graben escalonadas. En general se trata de un sistema sedimentario marino mixto progradante, con fallas sinsedimentarias en un régimen extensivo.

V.2.c Unidades de traslape

Existe una discordancia regional en el Albiano representada por el depósito de la formación Cipiapa (Calderón, 1956), la cual cubre a las rocas de la formación San Juan Raya. Toda la región se encuentra cubierta por los depósitos cenozoicos, que en el caso del Valle de Tehuacán enmascaran la relación que existe entre la Cuenca de Zapotitlán y la Cuenca de Chivillas, por lo que sólo puedo especular con base en la similitud que presentan entre los componentes de algunas de sus unidades litoestratigráficas y en que son correlativas en edad.

V.3. Evolución paleoambiental

El análisis individual de la Cuenca de Chivillas y de la Cuenca de Zapotitlán me permite proponer una posible paleogeografía para la región de Tehuacán – San Juan Raya durante el Cretácico Temprano. Tratándose de dos cuencas que actualmente se encuentran contiguas (Figura III.1) y que están conformadas por rocas de la misma edad, me permito analizar su probable conexión durante el Cretácico Temprano, a partir de una reconstrucción tectonosedimentaria.

En la Cuenca de Chivillas los resultados proporcionados por el análisis de procedencia (Dickinson, 1985) sugieren la existencia de un basamento cristalino conformado por las rocas del Complejo Oaxaqueño; mientras que en la Cuenca de

Zapotitlán, el basamento de la cuenca está conformado por las rocas del Granito Cozahuico, el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño.

A partir de los ambientes de depósito de abanicos delta y depósitos de talud identificados en las formaciones Caltepec y Agua de Cordero; así como de las fallas identificadas y/o interpretadas (Anexo A, Figura III.26, Figura IV.1, Figura V.1, Figura V.2), la sedimentación ocurrió inicialmente en forma independiente y escalonada, en cuencas de medio graben limitadas por fallas normales y/o transcurrentes (Elías-Herrera *et al.*, 2005; Alaniz-Álvarez S.A. *et al.*, 1994; Ferreira e Islas, 2009; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010) en un régimen extensivo. La sedimentación marina inicia en el oriente, en la Cuenca de Chivillas, donde se acumula la sucesión turbidítica siliciclástica de la formación Chivillas, en el bloque limitado al poniente por la Falla Oaxaca; mientras más al occidente iniciaba el depósito de la sucesión de turbiditas calcáreas de la formación Zapotitlán, en el bloque limitado por las fallas Oaxaca y Santa Lucía.

V.3.a Valanginiano - Hauteriviano

Los modelos sedimentarios propuestos para ambas cuencas inician probablemente en el Valanginiano-Hauteriviano (Pano, 1973; Alzaga y Pano, 1989): En la Cuenca de Chivillas se acumulaban turbiditas siliciclásticas, mientras que en la Cuenca de Zapotitlán la composición de las turbiditas era predominantemente calcárea lo que me indica que en ese tiempo se trataba de dos cuencas independientes con sus propias condiciones de sedimentación; los clastos de calizas presentes en los conglomerados de los flujos de detritos de la formación Zapotitlán, están compuestos principalmente de ooesparitas y biomicritas, contienen abundantes fragmentos de esponjas, corales y foraminíferos; por lo que proceden de un ambiente marino somero que se desarrollaba en los bordes de los bloques levantados, y que conforme se movían las fallas, se generaba sedimentos que se depositaban en los bloques hundidos.

La composición de los sedimentos de la formación Chivillas indica una procedencia principal desde el sur-sureste (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010), los flujos de

detritos calcáreos así como la abundancia de intraclastos calcáreos y fragmentos de esponjas, corales y equinodermos (Asociaciones de facies D, G y H) sugieren como fuente de aporte depósitos marinos someros y arrecifes contemporáneos, como la sucesión de la formación San Ricardo expuesta hacia el sureste (Blair, 1988) y la sucesión de la formación La Compañía expuesta al poniente en la Cuenca de Zapotitlán; que incluye rocas sedimentarias similares a las encontradas en los flujos de detritos de la formación Chivillas. Los sedimentos que se depositaban para constituir a la formación Zapotitlán, en algún momento transgredían los límites de su propia cuenca, desplazándose los sedimentos procedentes de los crecimientos arrecifales (formación La Compañía) como flujos de detritos hasta la Cuenca de Chivillas.

La procedencia de sedimentos siliciclásticos del occidente (Terreno Mixteca) para el depósito de las rocas de la formación Chivillas es secundaria o producto de un ciclo de depósito de segundo orden con base en la composición de los clastos de las areniscas y los conglomerados. Si los detritos fueron derivados del Complejo Acatlán esperaríamos una gran abundancia de fragmentos de esquistos, y en los conglomerados están ausentes, aunque en las areniscas sí se observan algunos líticos de esquistos en los estudios petrográficos. La ausencia de clastos de esquistos provenientes del Complejo Acatlán puede explicarse con base en la existencia de un alto del basamento (Bloque Metzontla, Figura V.1). Las muestras de arenisca de la Cuenca de Zapotitlán analizadas, localizadas hacia el poniente son muy similares en composición lo que nos indica una fuente de aporte similar o incluso, pueden ellas mismas ser la fuente de una parte de los clastos de la formación Chivillas.

V.3.b Barremiano

Durante el Barremiano se profundiza la Cuenca de Chivillas y se inicia una etapa de volcanismo alcalino submarino (Asociación de Facies B de la formación Chivillas) que se intercala con los depósitos de turbiditas siliciclásticas, como se presentó en el capítulo III. En el poniente en el área de San Sebastián Frontera, también hay manifestaciones

volcánicas (Lente El Colorado, Anexo D), la afinidad geoquímica de esta unidad queda por resolver, pero podría ser similar al evento de la Cuenca de Chivillas, si consideramos su posición estratigráfica.

Mientras en la Cuenca de Zapotitlán se desarrolla un conjunto de ambientes costeros y marinos someros (formación La Compañía) que cambian de facies a los depósitos turbidíticos calcáreos de la formación Zapotitlán (Anexo A, sección C-D, Figura IV.22). En los bloques de basamento limitados por fallas activas, se desarrollaron pequeños abanicos delta de pocos kilómetros de extensión (formación Caltepec) dominados por gravas, que se interdigitaban con los depósitos de laguna de la formación La Compañía (Figura AI.12), conforme evoluciona la cuenca, comienzan a desarrollarse pequeños parches arrecifales conformados por fauna típica de un ambiente con influencia de sedimentos siliciclásticos. Es importante resaltar que aunque globalmente existía una transgresión marina regional, las condiciones de sedimentación que imperaban localmente, estaban controladas principalmente por el aporte de sedimentos más que por la misma transgresión.

La presencia de sucesiones estrato decrecientes y de biohermas en la formación La Compañía, representan periodos de estabilización de los paleoelementos, donde el desarrollo de los biohermas se daba en ausencia de corrientes u oleaje fuerte. Estos últimos formaban una laguna de circulación restringida (Laguna La Compañía) en la que abundaban organismos bentónicos (gasterópodos, equinodermos, foraminíferos).

Hacia fines del Barremiano continúa el proceso transgresivo, migrando la línea de costa hacia el poniente, formando cinturones lineales de crecimientos arrecifales de rudistas, algunos corales, equinodermos y pelecípodos; desarrollados en los bordes de un talud (Miembro Agua del Burro); los cuales se intercalaban con islas de barrera y depósitos de tormentas de la formación San Juan Raya. El aporte de sedimentos era muy abundante y estaba determinado por la actividad de las fallas sinsedimentarias como la Falla Pozo Hondo cuya actividad permitió la acumulación de los depósitos de talud y abanicos aluviales de la formación Agua del Cordero.

V.3.c Aptiano

Durante el Aptiano ambas cuencas se unifican para formar la *Cuenca Zapotitlán – Chivillas*, la cual presenta una sedimentación continua desde el poniente donde tenemos facies continentales, desarrollándose abanicos aluviales en el borde occidental de la Cuenca, éstos cambian lateralmente hacia el oriente a depósitos costeros, localmente se pueden identificar pequeños manglares a partir de la flora fósil encontrada aunada a la presencia de pequeños pelecípodos de concha muy delgada y algunos ostrácodos. Estos depósitos cambian rápidamente a una zona de planicie costera dominada por las olas, en la que se pueden identificar depósitos de intermarea y numerosas barras; que dependiendo de sus dimensiones llegaban a formar lagunas con abundantes gasterópodos. Conforme se profundizaba la cuenca hacia el oriente, las facies costeras cambian rápidamente a las facies turbidíticas calcáreas de la formación Miahuatepec, la cual se extiende hasta el oriente de Tehuacán, cubriendo a las turbiditas siliciclásticas de la formación Chivillas.

V.4. Interpretaciones tectónicas previas

No existen interpretaciones tectónicas previas para explicar el origen de la Cuenca de Zapotitlán. En lo que se refiere a la Cuenca de Chivillas, diversos autores han postulado dos hipótesis principales para explicar el origen de la formación Chivillas desde el punto de vista tectónico:

V.4.a Ambiente tectónico de rift:

Carfantan (1981, 1983) sugiere la formación de una cuenca intercratónica asociada con el arreglo tectónico que formó el Océano Atlántico y la cuenca oceánica del Mar Caribe, con base entre otras, de la presencia de una secuencia ofiolítica al norte de Tehuacán, a la que considera un cambio de facies desde la cuenca volcanosedimentaria

hacia las formaciones carbonatadas de la Sierra Madre Oriental. De tal modo que las secuencias volcanosedimentarias estaban separadas por el Macizo de Oaxaca. Ramírez-Espinosa (1984) describe a las rocas que afloran al sudeste de Tehuacán como una *melange* con bloques de ofiolitas que asocia a una zona de sutura entre el Terreno Cuicateco y el Terreno Zapoteco.

Ortuño-Arzate y Xavier (1991) establecen para la Cuenca de Zongolica un modelo de cuenca de *rift* intraplaca para el Jurásico Medio. Ortuño-Arzate *et al.* (1992) proponen una evolución en tres etapas para la Cuenca de Zongolica: 1) La fase de apertura de la cuenca de *rift* asociada a la “estructuración” pre-jurásica del substrato; 2) La fase de deformación compresiva, que se puede situar entre el fin del Cretácico y el Paleoceno; 3) La fase distensiva, manifiesta durante el Paleógeno Tardío (Oligoceno). Ortuño-Arzate *et al.* (1992) proponen que la estructura que controló la apertura de la Cuenca de Zongolica tenía una dirección general norte-sur a 170°, asociándolo a la apertura de la rama meridional del Golfo de México, reactivándose las antiguas estructuras paleozoicas.

Para Sedlock *et al.* (1993) las rocas de la Cuenca Cuicateca fueron litosfera oceánica que formaba parte de un *rift* continental abortado, asociado a la deriva de Sudamérica durante el Jurásico. Barboza-Gudiño y Schwab (1996) proponen que la Cuenca Cuicateca evolucionó como un *rift*, pero en una cuenca de post arco asociada a la subducción de la Placa Farallón. Meneses-Rocha *et al.* (1996) proponen para principios del Cretácico, la formación de una cuenca oceánica intracontinental (Cuenca de Cuicatlán) representada por la formación Chivillas Inferior de ambiente marino somero.

Ortuño-Arzate *et al.* (2003) modelan para el área de Tehuacán, lo que ellos agrupan como series del Jurásico Superior – Cretácico Inferior y que forman parte de la Cuenca de Zongolica, ellos mencionan que las rocas carbonatadas de las plataformas cretácicas descansan directamente sobre el basamento cristalino pérmico; la profundidad del basamento se incrementa progresivamente desde los 3000 m en el área de Tehuacán hasta 6000 m hacia el Este (Orizaba, Paso de Ovejas) de acuerdo a la información de pozos de PEMEX; documentando en algunos de estos pozos algunos "lechos rojos" que incluyen areniscas y conglomerados, en la que ellos asumen podría ser una secuencia de *synrift*.

V.4.b Ambiente tectónico de arco:

Delgado-Argote (1988) define a la secuencia volcanosedimentaria de Cuicatlán como una paleocuenca que se extiende desde Tehuacán hasta Tehuantepec, que pudo evolucionar entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, y que correlaciona con lo reportado por Campa y Coney (1983) para el Terreno Juárez (Terreno Cuicateco). Para él, la asociación litológica presente corresponde con una cuenca típica de un arco volcánico, propone su formación por fusión parcial del manto superior y contaminación posterior con material de la corteza continental. Delgado-Argote (1989) establece una transgresión marina en la región de Tehuacán-Orizaba a partir del Valanginiano, reflejada en la base de la formación Chivillas, con base en los reportes de Morán-Zenteno (1987) de vulcanismo subaéreo en la región de Petlalcingo-Tlaxiaco en el Barremiano-Aptiano, argumento que utiliza Delgado-Argote (1989) para correlacionar el evento con la formación Chivillas.

Para Alzaga y Pano (1989) la sedimentación de la formación Chivillas estaba controlada por procesos volcánicos tanto subaéreos como subacuáticos, asociados a una tectónica inestable, tal vez un ambiente de cuenca marginal o postarco, posiblemente asociado al Sistema de Arcos Volcánicos (Alisitos-Teloloapan-Ixtapan de la Sal).

Para Eguiza-Castro (2001) la Cuenca de Zongolica estaba delimitada al SW por el macizo Mixteco-Oaxaqueño y al NE por el Bloque de Córdoba durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, desarrollándose una plataforma externa con influencia ígnea; donde la tectónica estaba controlada por la subsidencia del Bloque de Córdoba, mientras que en la Cuenca de Zongolica la tasa de subsidencia era nula, provocando el azolvamiento de la cuenca.

V.5. Apertura del Golfo de México

El magmatismo alcalino asociado a la ruptura de Pangea inicia en el Mesozoico Temprano (McHone, 2000), formando una gran provincia ígnea continental (CAMP), con su pico más alto de actividad volcánica en alrededor de 200 Ma (Marzoli *et al.*, 1999).

Mientras el proceso de *rifting* continuaba, y aunque los continentes se encontraban alejados de las dorsales, eventos esporádicos de magmatismo alcalino se produjeron en las márgenes continentales alrededor del Océano Atlántico, con picos de actividad alrededor de ~ 125 Ma y ~ 85-80 Ma (Epp y Smoot , 1989; McHone, 2000; Janney y Castillo, 2001; Matton y Jébrak, 2009).

El desarrollo del Golfo de México se produjo en el marco de estos procesos de *rifting*, a partir de la rotación izquierda del Bloque de Yucatán con respecto a Norteamérica, mientras se separaba Sudamérica de Norteamérica (Pindell, 1985, 1994; Marton y Buffler, 1993; Bird *et al.* 2005); proceso que se inicia en el Triásico y termina en el Berriasiano de acuerdo a diversos autores (Pindell, 1994; Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.*, 2005).

En la Figura V.5 presento algunos de los modelos propuestos para la apertura del Golfo de México, los cuales muestran las hipótesis principales acerca de los mecanismos de apertura, la configuración del *rift* y las estructuras asociadas. Muchos autores están de acuerdo en que los vectores de extensión están orientados aproximadamente N-S a NW-SE (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994; Dickinson and Lawton, 2001). Uno de los modelos más antiguos acomoda la apertura a partir de fallamiento lateral izquierdo a lo largo de la Megacizalla Mojave-Sonora (Figura V.5a; Dickinson y Coney, 1980).

En otros modelos el *rift* está limitado por dos fallas laterales localizadas en el sur de México y Cuba (Figura V.5b Pindell, 1985; Salvador, 1991). Modelos más recientes incluyen una transforme mayor N-S a lo largo de la costa del Golfo de México (Marton y Buffler, 1994; Pindell, 1985; Dickinson y Lawton, 2001; Bird *et al.*, 2005; Figura V.5c y Figura V.5f). Otros modelos tienen pequeñas fallas transformes en el sur de México (Figura V.5e; Pindell y Kennan, 2001). No hay consenso en la configuración del *rift*, mientras algunos autores sugieren varios segmentos de pequeñas dorsales separadas por fallas transformes (Figura V.5a y Figura V.5e, Dickinson y Coney, 1980; Pindell y Kennan, 2001), otros proponen una sola dorsal (Figura V.5b, V.6c y V.6f; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.* 2005; y otros).

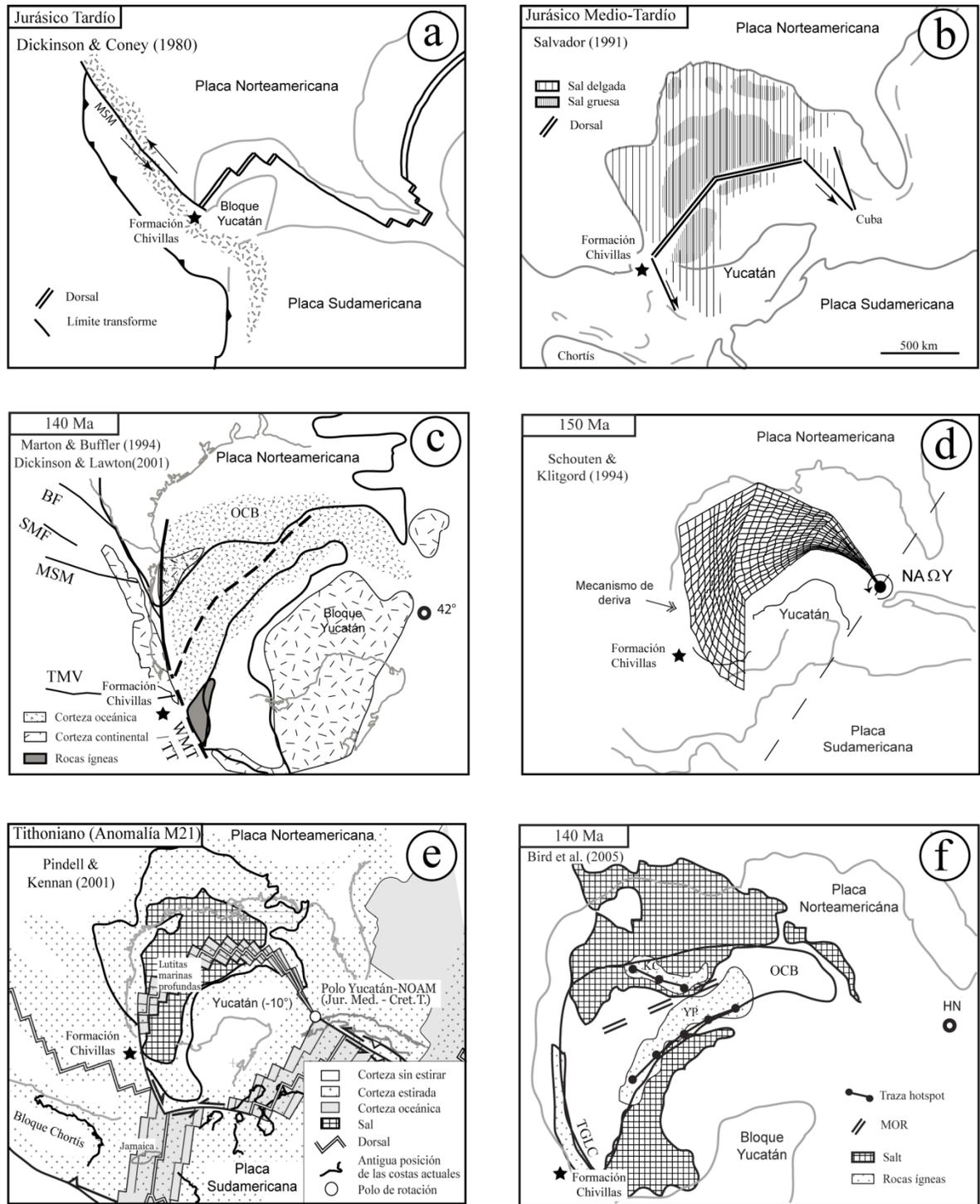


Figura V.5 Modelos propuestos por diversos autores para la apertura del Golfo de México. La posición de la formación Chivillas se muestra en todos los cuadros como referencia. Los principales elementos tectónicos descritos por los autores referidos son: BF=Falla La Babia; KC=Estructura Keathley Canyon; MSM=Megacizalla Mojave-Sonora; OCB=Límite de la corteza oceánica; SMF=Falla San Marcos; TMV=Faja volcánica Transmexicana, TGLC=Tamaulipas-Golden Line-Chiapas; WMT= Falla transforme Western Main; TT= Falla transforme Tehuantepec; YP=Estructura paralela Yucatán. Líneas de costa actuales solo como referencia geográfica. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

Schouten y Klitgord (1994) proponen un mecanismo de deriva a partir de una rápida rotación izquierda del Bloque de Yucatán (Figura V.5d). Muchos autores aceptan que un polo de rotación es necesario para explicar la forma del *rift*, pero están en desacuerdo con su ubicación geográfica y la magnitud de la rotación (Figura V.5. Marton y Buffler, 1994; Schouten y Klitgord, 1994; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.* 2005, y otros).

Todavía se encuentra en debate, si la corteza se estiró lo suficiente como para permitir la formación de corteza oceánica (Marton y Buffler, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Bird *et al.*, 2005) o si el Golfo de México solo está formado por corteza adelgazada (Harry, 2008). Si asumimos que se desarrolló corteza oceánica, entonces el vulcanismo ocurrió por el estiramiento de la corteza o fue inducido por magmatismo asociado a un *hotspot*. Bird *et al.* (2005) proponen un origen de *hotspot* para el *rift* del Golfo de México, el cual migró desde el oeste (más antiguo) hacia el este (más joven) (Figura V.5f).

V.6. Modelo Tectónico regional

Las cuencas de Chivillas y Zapotitlán del Cretácico Inferior forman parte de un sistema de cuencas extensionales asociadas a la apertura del Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010), las cuales se formaron sobre un basamento Precámbrico-Paleozoico adelgazado.

Las rocas volcánicas de la formación Chivillas tienen una composición similar a la de los basaltos alcalinos que se encuentran alrededor de los márgenes continentales del Océano Atlántico (Simonetti *et al.*, 1998; Hollanda *et al.*, 2006; Matton y Jébrak, 2009), por lo que son más afines con una tectónica de *rift*, y no están relacionados con magmatismo de arco en la forma propuesta por Delgado-Argote (1988) y Alzaga y Pano (1989). Hay cuatro escenarios posibles para el origen tectónico de las lavas alcalinas de la formación Chivillas:

- 1) **Hotspot:** Considerando la propuesta de Bird *et al.* (2005) de que el *rift* del Golfo de México fue generado a partir de magmatismo asociado a un *hotspot*, esperaríamos encontrar evidencias geológicas asociadas tales como una progresión en la edad hacia el este, abundantes basaltos de meseta, así como estructuras radiales y de levantamiento. El modelo de Bird *et al.* (2005) propone una traza de hotspot de oeste a este (Figura V.5f) con su ubicación más joven en el centro del Golfo de México, y los más antiguos en la línea de costa cerca de Veracruz; por lo tanto las lavas de la formación Chivillas, si estuvieran relacionadas a este *hotspot* deberían ser más antiguas (Jurásico Temprano?) y representarían el estadio inicial del proceso de *rifting* asociadas a una sedimentación de lechos rojos y depósitos marinos someros. Sin embargo la secuencia es opuesta, presentándose en la Cuenca de Chivillas una sedimentación marina relativamente profunda y el vulcanismo más joven (Barremiano). La geoquímica de las lavas puede relacionarse con un *hotspot*, pero los datos geocronológicos y sedimentológicos no apoyan este modelo.
- 2) **Cuenca pull-apart:** Ángeles-Moreno (2006) sugiere que el Complejo Sierra de Juárez y la formación Chivillas se originaron en una cuenca *pull-apart*. En su modelo el Complejo Sierra de Juárez es una falla normal, asociada a dos hipotéticas fallas laterales derechas orientadas SE-NW, lo que conlleva una extensión orientada E-W, lo cual es opuesto al campo de esfuerzos propuesto para la apertura del Golfo de México. Esto difiere de las observaciones realizadas por Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) quienes interpretan al Complejo Sierra de Juárez como una falla lateral derecha.
- 3) **Pulso Peri-Atlántico alcalino (PAAP):** Matton y Jébrak (2009) proponen un evento magmático alrededor del Océano Atlántico, que denominan el pulso Peri-Atlántico alcalino del Cretácico (PAAP) en el periodo de 125 a 80 Ma, como producto de la reactivación de estructuras preexistentes, más que ocasionado por un magmatismo de *hotspot*. Este evento podría haber originado el magmatismo de la formación Chivillas; sin embargo considero que el fallamiento activo regional y

la subsidencia de la cuenca, indican un proceso de extensión continuo desde el Jurásico hasta el Barremiano en el sur de México.

- 4) ***Intersección dorsal-transforme:*** Propongo que la Cuenca de Chivillas se formó como resultado de un estado de esfuerzo extensional en la intersección de una dorsal-transforme (Figura III.26, Figura V.6), en un modelo similar al propuesto por Casey *et al.* (1985) y Suhr y Cawood (2001). Este modelo es compatible con el modelo de apertura del Golfo de México conformado por pequeñas dorsales separadas por fallas transformes (Figura V.5e; Pindell y Kennan, 2001), en el cual la Cuenca de Chivillas se desarrolla en la posición correspondiente al siguiente segmento de *rift* (Figura V.6A) a partir del modelo de Pindell y Kennan (2001) donde el segmento de *rift* se conecta a una falla transforme representada por el Complejo Sierra de Juárez; el fallamiento normal y una corteza adelgazada podría generar un volcanismo alcalino.

En el modelo de ***Intersección Dorsal-Transforme***, la formación Chivillas se origina en una cuenca extensional N-S, lo que implica que el proceso de *rifting* asociado a la apertura del Golfo de México es más joven (~126Ma) que lo propuesto por diversos autores (140-138 Ma; Pindell, 1985; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.*, 2005, y otros).

La falla transforme propuesta para acomodar la rotación del Bloque de Yucatán (WMT, Falla transforme Western Main; TT, Falla transforme Tehuantepec; TGLC, Tamaulipas-Golden Line-Chiapas; Figura V.5c, V.6e y V.6f; Marton y Buffler, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell, 1985; Bird *et al.*, 2005), ha sido extendida hacia el sur de México sin evidencias de campo. Los resultados de mi análisis indican que esta falla no se extiende hacia el sur de México como lo plantean diversos autores, sino que transfiere su desplazamiento a través de un salto hacia el poniente, a la posición ocupada por el Complejo Sierra de Juárez; de tal modo que la Cuenca de Chivillas, el Complejo Sierra de Juárez y el evento final de metamorfismo del Complejo Mazateco reportado por Ángeles-Moreno (2006) se originaron en una zona de intersección de una dorsal-transforme (Figura

V.6B). Las rocas volcanosedimentarias depositadas en el sector central de la Cuenca de Chivillas, fueron deformadas de manera progresiva conforme la cuenca de *rift* evolucionaba (Figura V.6 B1, B2 y B3); por lo tanto, podemos ubicar a las rocas volcanosedimentarias más antiguas y milonitizadas en el sector más alejado a la dorsal y los estratos sin deformar en el sector central de la cuenca, el cual corresponde con la etapa de *rifting* más joven. La progresión de la edad de deformación a lo largo del lineamiento del Complejo Sierra de Juárez (Figura II.1): ~169 Ma cerca de la ciudad de Oaxaca (Alaniz-Álvarez et al., 1996), ~140 Ma en el área de Teotitlán, 30-45 km al sur de la Cuenca de Chivillas (Ángeles-Moreno, 2006) y ~126 Ma en la región de Tehuacán (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010) apoya esta hipótesis.

Las evidencias regionales de una cuenca de *rift* continental fueron documentadas por Blair (1987, 1988) en Oaxaca y Chiapas, con los depósitos fluvio-lacustres de edad oxfordiana de la formación Todos Santos (Figura II.1 Figura V.6). Estos fueron cubiertos por los depósitos costeros y marinos someros de edad Kimmeridgiano-Hauteriviano de la formación San Ricardo (Blair 1987, 1988). La evolución de una cuenca de *rift* continental a una cuenca de *rift* proto-oceánica queda documentada con la profundización de las facies sedimentarias (formación Chivillas) hacia el norte (Figura V.6).

La Figura III.26 representa el modelo tectonosedimentario de la formación y relleno de una cuenca de *rift* proto-oceánica, donde la formación Chivillas constituye el relleno de la cuenca marina subsidente con un fuerte aporte de siliciclastos, en la que predominan los ambientes de abanico submarino (Leeder y Gawthorpe, 1987). Esta cuenca recibía sedimentos a través de cañones longitudinales labrados en las rocas jurásico-cretácicas del Complejo Sierra de Juárez. El volcanismo estaba activo en el depocentro de la cuenca, donde había más extensión; la extensión de la cuenca estaba controlada por el desplazamiento lateral derecho de la falla transforme representada por el Complejo Sierra de Juárez.

En forma contemporánea, en el poniente en la Cuenca de Zapotitlán, se generaban cuencas de medio graben en la que se desarrollaban ambientes de abanico delta, plataforma

marina somera con algunos crecimientos arrecifales y algunos abanicos submarinos (Leeder y Gawthorpe, 1987), representados por las rocas de las formaciones Caltepec, La Compañía y Zapotitlán. En los bloques de piso se desarrollaron crecimientos arrecifales, que se erosionaban y depositaban como debritas calcáreas intercaladas entre las turbiditas de las formaciones Zapotitlán y Chivillas.

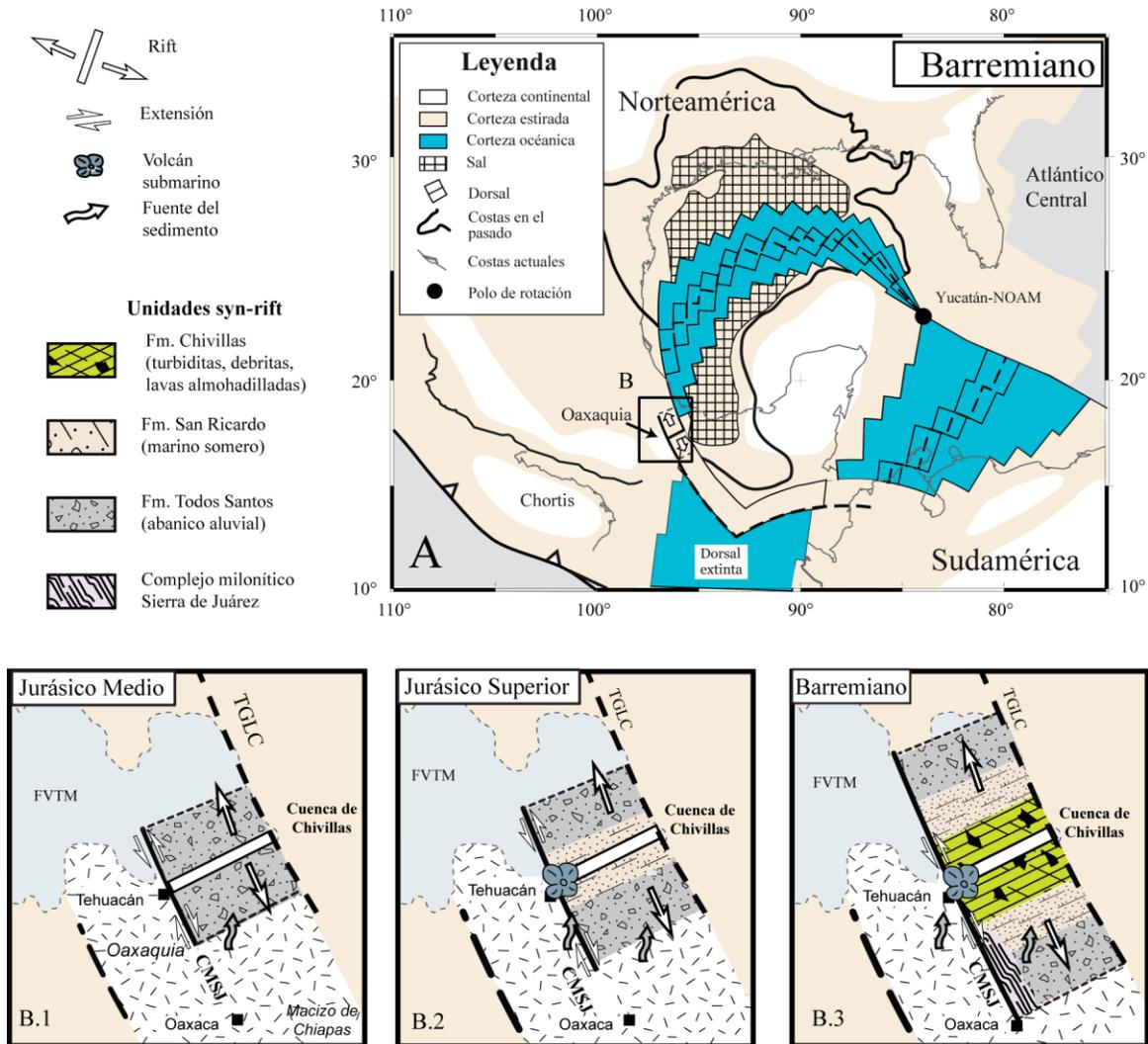


Figura V.6 Modelo tectónico para el origen de la Cuenca de Chivillas (modificado de Pindell y Kennan, 2001). Considerando un modelo de rift segmentado (A) la formación Chivillas representa el segmento final del rift, en el cual no se desarrolla corteza oceánica. El CMSJ representa las rocas metamorfoseadas exhumadas asociadas a una falla transformante que acomodó el desplazamiento lateral derecho de la Falla Transforme Occidental (Tamaulipas-Golden Line -Chiapas). En las figuras B1, B2 y B3 se presenta la evolución de la Cuenca de rift Chivillas durante la apertura del Golfo de México. FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, TGLC = Falla transforme Tamaulipas-Golden Line-Chiapas. La traza actual de las costas se presenta como referencia geográfica. Tomada de Mendoza-Rosales et al. (2010).

Conclusiones

- 1) Las cuencas del Cretácico Inferior Chivillas y Zapotitlán forman parte de un sistema de cuencas extensionales asociadas a la apertura del Golfo de México. Se formaron sobre un basamento Precámbrico-Paleozoico adelgazado.
- 2) Identifiqué fallas con dos orientaciones principales: una con orientación general WSW-ENE y las otras con una orientación SE-NW. Dos de las fallas SE-NW corresponden con fallas de larga vida, la Falla Oaxaca y la Falla Caltepec.
- 3) La Cuenca de Zapotitlán es una cuenca de depósito de aproximadamente 35 km de largo, limitada por fallas al poniente y al sur, desarrollada en un sistema de fallas de medio-graben escalonadas, se desconoce su límite hacia el norte.
- 4) El análisis de facies en las cuencas de Chivillas y Zapotitlán confirma que la sedimentación ocurrió inicialmente en forma independiente y escalonada, en cuencas de medio graben limitadas por fallas, que hacia finales del Barremiano y principios del Aptiano, se unifican formando la Cuenca Zapotitlán – Chivillas.
- 5) Para el Cretácico Temprano existe continuidad en la sedimentación desde la región de San Juan Raya - Zapotitlán y las unidades marinas al oriente del Valle de Tehuacán.
- 6) Las cuencas de Chivillas y Zapotitlán son cuencas subsidentes siliciclásticas en las que se desarrollaron en forma más o menos contemporánea numerosos ambientes sedimentarios: abanico submarino, abanico delta, isla de barrera, lagunas de circulación abierta y restringida, biohermas, tempestitas, planicie costera y turbiditas de plataforma. En general se trata de un sistema sedimentario marino mixto progradante, con fallas sinsedimentarias en un régimen extensivo.
- 7) Las lavas de la formación Chivillas son alcalinas con afinidad *rift/hotspot*, similar a las firmas geoquímicas de los basaltos del CAMP y del PAAP. Su grueso espesor sugiere que su fuente de emisión estaba muy próxima; el fallamiento normal y una corteza adelgazada podría haber generado el volcanismo alcalino.

- 8) La Cuenca de Chivillas registra una sedimentación asociada a una cuenca de *rift* proto-oceánica, desarrollada en la intersección de una dorsal-transforme; la extensión de la cuenca de *rift* estaba controlada por el desplazamiento lateral derecho del Complejo Sierra de Juárez, que tuvo desplazamiento transformante entre el Jurásico Tardío y el Barremiano.
- 9) Se precisa el modelo de apertura del Golfo de México conformado por pequeñas dorsales separadas por fallas transformes en el cual la Cuenca de Chivillas se desarrolla en la posición correspondiente al último segmento de *rift*, donde el segmento de *rift* se conecta a una falla transforme representada por el Complejo Sierra de Juárez (Falla Oaxaca).
- 10) Los datos de circones detríticos sugieren una edad de Barremiano (~126 Ma), indicando que el pulso final de *rifting* del Golfo de México, es más joven que lo que se había propuesto previamente.
- 11) Este segmento de *rift* representa el último estadio del sistema de *rift* asociado a la apertura del Golfo de México.

Referencias

- AGUILERA, J. G. 1896. Bosquejo Geológico de México. Boletín Instituto Geológico de México, 4-6, 267 p.
- AGUILERA, J. G. 1906. Excursión de Tehuacán à Zapotitlán et San Juan Raya México. Dixième Congrès Géologique International, Guide des, Excursions: México, 7, 27 p., 1 table, 1 map.
- ALANIZ-ALVAREZ, S.A., NIETO-SAMANIEGO, A.F., ORTEGA-GUTIERREZ, F. 1994. Structural evolution of The Sierra de Juárez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (2): 147-156.
- ALANIZ-ALVAREZ S.A., VAN DER HEYDEN P., NIETO-SAMANIEGO A.F., ORTEGA-GUTIERREZ F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 24: 443-446.
- ALENCASTER, G. 1956. Pelecípodos y Gasterópodos de la región de San Juan Raya, estado de Puebla: *Paleontología Mexicana*, Instituto de Geología, UNAM, 2: 47 p.
- ALZAGA R., H. 1991. Estratigrafía y consideraciones paleogeográficas de las rocas del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, en el área de Tomellín - Santiago Nacaltepec, Oaxaca, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 23(2): 17-27.
- ALZAGA R., H., PANO A., A. 1989. Origen de la formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío, en la región de Tehuacán, Puebla, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 21(1): 5-15.
- ALZAGA-RUIZ, H., SANTAMARIA-OROZCO, D. 1987. Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto C-3026, 89 p. (inédito).
- ALLMON, W.D. 2007. Cretaceous Marine Nutrients, Greenhouse Carbonates, and the abundance of Turritelline Gastropods. *The Journal of Geology*, 115: 509-523.
- ANDERSON, T.H., SCHMIDT, V.A. 1983. The evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- ÁNGELES-MORENO, E. 2006. Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología. Tesis de maestría. 194 p.
- ARAMBURO-PEREZ, M.A., ÁVILA-GLORIA, R., GUILLEN-COTA, G., MANCILLA-BONILLA, J.J. 1987. Cartografía geológica y estratigrafía del área Molcaxac-Santiago Miahuatlán, Edo. de Puebla. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional. Tesis licenciatura. 95 .
- BARBOZA-GUDIÑO, J.R., SCHWAB, K. 1996. Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, 1994 H. 7/8, 991-1005.
- BARCELO D., J. 1978. Estratigrafía y petrográfica detallada del área de Tehuacán - San Juan Raya, Estado de Puebla, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis licenciatura, 143 p.

- BARRAGAN, R., CAMPOS-MADRIGAL, E., FERRUSQUIA-VILAFRANCA, I., LOPEZ-PALOMINO, I., TOLSON, G., traductores, 2010. Código estratigráfico norteamericano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, 48 p.
- BARRIENTOS-REYNA, A.F. 1985. Estudio geológico regional de una porción de la Sierra Mazateca, Valle de Tehuacán y Sierra de Atzingo. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional. Tesis Profesional, 86 p.
- BHATTACHARYA, J.P., GIOSAN, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50:187-210.
- BIRD, E.C.F. 2000. *Coastal Geomorphology, an introduction*. New York, John Wiley & Sons, 322 p.
- BIRD, D.E., BURKE, K., HALL, S.A., CASEY, J.F. 2005. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89: 311-328.
- BLAIR, T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial and lacustrine *rift*-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(5): 845-862.
- BLAIR, T.C. 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental *syn-rift* sedimentation, upper Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo formations, Western Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 623-636.
- BOYD R., DALRYMPLE R., ZAITLIN B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4): 139-150.
- BRUNER, K.R., SMOSNA, R., MARTINEZ GARCIA E. 1998. Comparative analysis of fan-delta facies from the carboniferous of northwestern, Spain. *Rev. Soc. Geol. España*, 11(1-2): 181-194.
- BUITRON-SANCHEZ, B.E. 1970. Equinoides del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya-Zapotitlán, estado de Puebla. *Paleontología Mexicana*, Instituto de Geología, UNAM. 30: 1-46.
- BUITRON-SANCHEZ, B.E., BARCELO D., J. 1980. Nerineidos (Mollusca-Gastropoda) del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya, Puebla. *Revista, Instituto de Geología*, 4(1): 46-55.
- CALDERON G., A. 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla. *Congreso Geológico Internacional XX Sesión, México, Libreto-guía, Exc. A-11: 9-27*.
- CAMPA, M.F., CONEY, P.J. 1983. Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico. *Canadian Journal Earth Science*, 20: 1040-1051.
- CARFANTAN, J.C. 1981. Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas mesozoicas. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5(2): 207-216.
- CARFANTAN, J. C. 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Meridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Geofísica Internacional*, 22(1): 9-37.
- CARRASCO V., B. 1978. Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacan, Pue. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3): 78-82.

Tesis doctoral

- CARRASCO, B., FLORES, V., GODOY, D. 1975. Tobas del Cretacico inferior del area de Fortin-Zongolica, Estado de Veracruz. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo*, 7(4): 7-27.
- CASEY, J. F., ELTHON, D., SIROKY, F. X., KARSON, J.A., SULLIVAN, J. 1985. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Islands and Coastal Complex ophiolites of western Newfoundland. *Tectonophysics*, 116: 1-40.
- CASTRO M., J.T., PACHECO G., C. 1986 Estratigrafía de la región sur de Puebla. *Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Geológica Nacional, Resúmenes*, 191-193.
- CENTENO-GARCIA, E. 1988. Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría*. 156 p.
- CENTENO-GARCIA, E., MENDOZA-ROSALES, C.C., SILVA ROMO, G. 2009. Sedimentología de la formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1): 18-36.
- CLIFTON, H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. *Facies Models Revisited: SEPM Special Publication 84*: 293-338.
- DAVALOS-ÁLVAREZ, O.G., NIETO-SAMANIEGO, Á.F., ALANIZ-ÁLVAREZ, S.A., MARTINEZ-HERNANDEZ, E., RAMIREZ-ARRIAGA, E. 2007. Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2):197-215.
- DELGADO-ARGOTE, L.A. 1988. Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán–Concepción Pápalo, Oaxaca. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 7: 127–135.
- DELGADO-ARGOTE, L.A. 1989. Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, Mexico. *Dynamics and evolution of the lithosphere; results and perspectives of earth sciences research in Mexico. Geofisica Internacional*, 28(5): 939-973.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., LOPEZ-MARTINEZ, M., YORK, D., HALL, C.M. 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1590-1604.
- DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones: en Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites: Series C: Mathematical and Physical Science*, 148: 333-361.
- DICKINSON, W. R., CONEY P. J. 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. En Pilger, R. H. Jr.: *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean. Proceedings of a symposium at L.S.U., Baton Rouge, Louisiana*: 27-36.
- DICKINSON, W.R., LAWTON, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(9): 1142-1160.
- DUKE, W.L., ARNOTT, R.W.C., CHEEL, R.J. 1991, Shelf sandstones and hummocky cross stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19: 625-628.
- EGGINS, S.M., WOODHEAD, J.D., KINSLEY, L.P.J., MORTIMER, G.E., SYLVESTER, P., MCCULLOCH, M.T., HERGT, J.M., HANDLER, M.R. 1997. A simple method for the precise determination of ≥ 40 trace

- elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical Geology*, 134: 311-326.
- EGUILUZ-DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCIA, M., MARRETT, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, 53: 1-26.
- EGUIZA-CASTRO, M.H. 2001. Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco – Tehuacán – Calipam. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional. Tesis Profesional. 84 p.
- ELIAS-HERRERA, M., ORTEGA-GUTIERREZ, F. 2002, The Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21(3): 4-19. 10.1029/2000TC001278.
- ELIAS-HERRERA, M., ORTEGA-GUTIERREZ, F., MACIAS-ROMO, C., SANCHEZ-ZAVALA, J.L., SOLARI, L.A., IRIONDO, A. 2009. Geocronología u-pb del esquistos tejupilco: implicaciones tectónicas prealbianas para el terreno guerrero, sur de México. (resumen). Simposio “GeoGuerrero: El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales. Instituto de Geología y Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México; Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero. GG-2009-08P.
- ELIAS-HERRERA, M., ORTEGA-GUTIERREZ, F., SANCHEZ-ZAVALA, J.L., MACIAS-ROMO, C., ORTEGA-RIVERA, A., IRIONDO, A. 2005. La Falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre continentes del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, 42 (1): 83-109.
- EPP, D., SMOOT, N.C. 1989. Distribution of seamounts in the North Atlantic. *Nature*, 337: 254-257.
- ESCALANTE-RUIZ, A.R. 2006. Estudio paleobiológico de las trigonias de la formación San Juan Raya, Cretácico Inferior de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis licenciatura: 49 p.
- ESCALANTE-RUIZ, A.R., QUIROZ-BARROSO, S.A. 2006. Paleobiología de las trigonias de la formación San Juan Raya, Estado de Puebla: Memoria del X Congreso Nacional de Paleontología, México, D.F., Instituto de Geología y Facultad de Ingeniería, Publicación especial 5: 35.
- FELDMANN, R.M., VEGA, F.J., GARCIA-BARRERA, P., RICO-MONTIEL, R., MARTINEZ-LOPEZ, L. 1995. A new species of *Meyeria* (Decapoda: Mecoichiridae) from the San Juan Raya Formation (Aptian: Cretaceous), Puebla State, Mexico. *Journal of Paleontology*, 69(2): 402-406.
- FELIX, J., LENK, H. 1891. Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico, Leipzig, Federal Republic of Germany. Original no consultado citado en AGUILERA (1906).
- FERREIRA H., N.H., ISLAS B., M. 2009. Análisis cinemático de la Falla Pozo Hondo en la región Mixteca, estados de Oaxaca y Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis de licenciatura. 65 p.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218.
- FLÜGEL, E. 2004. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer, Berlin, 976 p.

Tesis doctoral

- GARFUNKEL, Z. 1984. Large-scale submarine rotational slumps and growth faults in the eastern Mediterranean. *Marine geology*, 55: 305-324.
- GEHRELS, G., VALENCIA, V., PULLEN, A. 2006. Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, en Olszewski, T., (ed.), *Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontological Society Short Course: Philadelphia, PA, Paleontological Society Papers*, 12: 67-76.
- GILLIS, R.J., GEHRELS, G.E., RUIZ, J., FLORES DE DIOS GONZALEZ, L.A. 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca Terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology* 182: 87-100.
- GONZALEZ-ALVARADO, J. 1976. Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 37(2): 53-59.
- GONZALEZ-ARREOLA, C. 1974. Phylloceras del Cretácico inferior de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla, México. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 35: 29-37.
- GONZALEZ-HERVERT, M.G, GONZALEZ-MARTINEZ, P.R., GARZA-MARTINEZ, J.A., ROJAS-ROSAS, R., MIRANDA-PERALTA, L.R., ARREDONDO-DELGADILLO, M. 1984. Características estratigráficas y estructurales del límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca, en la Región de Los Reyes Metzontla, Pue. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45(1-2): 21-32.
- GOVINDARAJU, K. 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletters*, 18: 1-158.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., BLEEKER, W., LOURENS, L.J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27 (2): 83-100.
- HARRY, D.L. 2008. Geodynamic Constraints on Opening of the Gulf of Mexico and the Nature of the Crust. *Geological Society of America Annual Meeting, Houston, TX, Oct. 5-9, 2008.*
- HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., TAYLOR, P.N., PALACZ, Z. 1986. Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature* 322: 356-359, doi: 10.1038/322356a0.
- HEWARD, A.P. 1981. A Review of Wave-Dominated Clastic Shoreline Deposits *Earth-Science Reviews*, 17: 223-276.
- HERNANDEZ-ESTEVEZ, S. 1980. Excursión geológica al borde noroeste de la paleopenínsula de Oaxaca y sureste del Estado de Puebla, México, en V Congreso Geológico Nacional, Libro guía de la excursión, México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana: 3-11.
- HERNANDEZ-LASCARES, D. 2000. Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la formación Matzitzi, área: Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, extremo suroriental del estado de Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría*, 117 p.
- HERNANDEZ-LASCARES, D.; BUITRON-SANCHEZ, B.E. 1992. Bioestratigrafía del Cretácico inferior (Aptiano) en el Cerro Matzitzi, región de San Luis Atlotitlan, estado de Puebla. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 5(1): 55-69.

- HERNANDEZ-RODRIGUEZ, G. 1998. Microfacies pedernalosas, su diagenesis y paleoambientes de la Fm. Tamaulipas Superior, en la región de Tehuacán, edo. de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 78 p.
- HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., OLIVEIRA, D.C., JARDIM DE SA, E.F. 2006. Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86: 34-49.
- HUMPHRIS, S.E.; THOMPSON, G. 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim Acta* 42: 127-136.
- INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA Y GEOGRAFIA (INEGI). 1994. Carta geológica Orizaba E14-6, escala 1:250 000: México. D.F., 1 mapa.
- JANNEY, P.E., CASTILLO, P.R. 2001. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 291-302.
- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., ORTEGA-GUTIERREZ, F., LOPEZ, R. 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112: 165-181.
- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., CAMERON, K.L., SOLARI, L.A., ORTEGA-GUTIERREZ, F., LOPEZ, R. 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico; tectonic implications. *Precambrian Research*, 120: 365-389.
- KEPPIE, J.D., NANCE, R.D., FERNANDEZ-SUAREZ, J., STOREY, C.D., JEFFRIES, T.E., MURPHY, J.B. 2007. Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48(2): 97-111.
- LECKIE, R.M. 1989. A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera. *Palaeoecology*, 73: 107-138.
- LEEDER, M.R., GAWTHORPE, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society of London, Special Publication* 28: 139-152.
- LÖSER, H. 2006. Barremian corals from San Antonio Texcala, Puebla, Mexico - A review of the type material of Felix 1891. *Boletín del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, 114: 1-68 (CD-ROM).
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S.P, GIRON, P., VELASCO-TAPIA, F., MORAN-ZENTENO, D., VIERA, F., CHAVEZ, G. 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ* 1: 203-208.
- LOZO, F.E., JR. 1943. Aptian Lower Cretaceous Foraminifera and Ostracoda from San Juan Raya, Puebla, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 54, no. 12: 1831.
- LUDWIG, K.R. 2008. Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4. 77 p.

Tesis doctoral

- MALDONADO-KOERDELL, M. 1956. Estratigrafía del Mesozoico y Tectónica del sur del Estado de Puebla; Presa de Valsequillo, Sifón de Huexotitlanapa y problemas hidrológicos de Puebla. Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía. Exc. A-11: 7-8.
- MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., DE SOUZA, M.A., CIVETTA, L., ATALLA, L., INNOCENTI, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Caterina State (Southern Brasil). *Journal of Petrology* 26: 187–209.
- MARIEL L., F. 1954. Estudio geológico estratigráfico de la región de Petlalcingo y Tehuacan, Edo. de Puebla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 6(9-10): 269-305.
- MARTINSEN, O.J. 1994. Mass movements. En Maltman, A. (ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. London: Chapman and Hall: 127-165.
- MARTON, G., BUFFLER, R.T. 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, 36: 545– 586.
- MARZOLI, A., RENNE, P. R. PICCIRILLO, E. M. ERNESTO, M., BELLINI, G., DE MIN, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616–618.
- MASROUR, M., AOUTEM, M., ATROPS, F. 2004. The echinoid faunas of the Lower Cretaceous of the Atlantic High Atlas region (Morocco); systematic revision and biostratigraphical results. *Geobios*, 37(5): 595-617.
- MATTON, G., JEBRAK, M. 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): Deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics*, 469: 1-12.
- McHONE, J.G. 2000. Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316: 287-296.
- MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G., MOIOLA, R. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 331-340.
- MEISCHNER, K. D. 1964. Allodapisch Kalke Turbidite in Riff-Nahen Sedimentations-Becken en: A. Bouma and A. Brouwer (Editors) *Turbidites Elsevier*, Amsterdam: 156-191.
- MENDOZA-ROSALES, C.C., CENTENO-GARCÍA, E., SILVA-ROMO, G., CAMPOS-MADRIGAL, E., BERNAL, J.P. 2010. Barremian *rift*-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 295: 419-434, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.020
- MENESES-ROCHA, J., MONROY-AUDELO, M. E., GÓMEZ-CHAVARRÍA, J.C. 1994. Bosquejo Paleogeográfico y tectónico del Sur de México durante el Mesozoico. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 44: 18-45.
- MENESES-ROCHA, J.J., RODRÍGUEZ-FIGUEROA, D., TORIZ-GAMA, J., BANDA-HERNÁNDEZ, J., HERNÁNDEZ DE LA FUENTE, R., VALDIVIESO-RAMOS, V. 1996. Excursión Geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros – PEMEX Exploración – Producción. Guía de campo. 116 p.

- MIDDLETON G.V., HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. En Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Edit.). *Turbidites and Deep-water sedimentation*, SEPM Pacific section short course, Anaheim, California: 1-38.
- MONACO, P. 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, 77: 123-142
- MORA-ALMAZÁN, E.R., QUIROZ-BARROSO, S.A. 2006. Presencia de bivalvos perforadores de madera en la formación San Juan Raya, Cretácico Inferior de Puebla: Memoria del X Congreso Nacional de Paleontología, México, D.F., Publicación especial 5, Instituto de Geología y Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 58.
- MORÁN-ZENTENO, D.J. 1987. Paleografía y paleomagnetismo precenozoicos del terreno mixteco. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ciencias. Tesis Maestría, 180 p.
- MORÁN-ZENTENO, D.J., CABALLERO-MIRANDA, C.I., SILVA-ROMO, G., ORTEGA-GUERRERO, B., GONZÁLEZ-TORRES, E. 1993. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3): 453-473.
- MÜLLERRIED, F.K.G. 1933. Estudios paleontológicos y estratigráficos en la región de Tehuacan, Puebla. *Anales del Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 4 (2): 79-93.
- MUTTI, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences, en Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites: Dordrecht, The Netherlands, NATO-Advanced Study Institutes Series*, Reidel Publishing Co: 65-93.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D., CAVANNA, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins, en *Turbidites: Models and Problems*, eds. E. Mutti, G.S. Steffens, C. Pirmez, M. Orlando, D. Roberts: *Marine and Petroleum Geology*, 20: 733-755.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., MUZZI M., P., BASTA, G. 2007. Deep-Water Turbidites and Their Equally Important Shallower Water Cousins. *Search and Discovery Article #50057*.
- NANCE, R.D., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., KEPPIE, J.D., STOREY, C., JEFFRIES, T.E. 2007. Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for Paleozoic paleogeography, en Linnemann, U., Nance, R.D., Zulaf, G., Kraft, P., eds., *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper 423: 437-452.
- NAVARRO-SANTILLÁN, D. 2006, Revisión taxonómica de los braquiópodos articulados del Cretácico Inferior de México, implicaciones paleobiogeográficas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 142 p.
- NIETO-SAMANIEGO, A.F., ALANIZ-ALVAREZ, S.A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1995. Estructura interna de la Falla de Oaxaca y su relación con las anisotropías preexistentes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12: 1-8.
- NYST, H., GALEOTTI, H. 1840. Sur quelques fossiles du calcaire jurassique de Tehuacan au Mexique. *Ac R Sc Bruxelles*, B 7: 212-221. Original no consultado citado en AGUILERA (1906).

Tesis doctoral

- ORTEGA-GUERRERO, B. 1989. Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área Totoltepec-Ixcaquixtla, estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 134 p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1970. Geología del cuadrángulo suroccidental de la hoja Tehuacán, estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 130 p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. Instituto de Geología, Revista 2(2): 112-131.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUÍZ, J., CENTENO-GARCÍA E. 1995. Oaxaquia a Proterozoic Microcontinent Accreted to North America During the Late Paleozoic. *Geology*, 23: 1127-1130.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., ELÍAS-HERRERA, M., REYES-SALAS, M., MACIAS-ROMO, C., LÓPEZ, R. 1999. Late Ordovician–Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8): 719–722.
- ORTEGA-HERNÁNDEZ, J. 2007. Rudistas (Bivalvia-Hippuritoida) del Barremiano - Aptiano Inferior del área de Tehuacán, Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis licenciatura, 55 p.
- ORTEGA-OBREGÓN C, KEPPIE JD, MURPHY JB, LEE JKW, ORTEGA-RIVERA A. 2009. Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America Bulletin* 121: 1678–1694, doi:10.1130/B26597.1
- ORTUÑO-ARZATE, S.; XAVIER, J.P. 1991. Análisis Tectónico-estructural de la Cuenca de Zongolica, México a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS. Segunda Reunión Nacional SELPER México Libro de Resúmenes, GEO 10.
- ORTUÑO-ARZATE, S., XAVIER, J.P., DELFAUD, J. 1992. Análisis Tectónico-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 24(1): 11-45.
- ORTUÑO-ARZATE, S., FERKET, H., CACAS, M.C., SWENNEN, R., ROURE, F. 2003. Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico: en C. Bartolini, R. T. Buffler, J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG, Memoir, 79: 476–514.
- PANO A., A. 1973. Estudio geológico de detalle estratigráfico de las áreas Sierra de Chivillas, Sierra de Miahuatepec, Los Reyes Metzontla, Pue. y San Sebastián Frontera, Oax. del Prospecto Tehuacán. IGPR 107 Petróleos Mexicanos (inédito).
- PATTISON, S.A.J. 2005. Isolated highstand shelf sandstone body of turbiditic origin, lower Kenilworth Member, Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentary Geology*, 177: 131–144.
- PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: R.S. Thorpe, Editor, *Andesites*, Wiley, Chichester, 57–75.

- PINDELL, J.L. 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* 4, 1–39.
- PINDELL, J. L. 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, en S.K. Donovan, T.A. Jackson, eds., *Caribbean geology: An introduction*: Kingston, University of the West Indies Publishers Association, 13– 39.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L. 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, December 2-5: 193-220.
- RAMÍREZ-ESPINOSA, J. 1984. La Acreción del Bloque del Terreno Mixteco y Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45(1-2): 7-20.
- RAMÍREZ-VARGAS, D. 2009. Análisis de facies de la formación La Compañía, Caltepec, estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura. 64 p.
- RASMUSSEN, H. 2000. Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorenç del Munt depositional system: recognition and development. *Sedimentary Geology*, 138: 71-98.
- READING, H. G., RICHARDS, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins; Classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78(5): 792-822.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. En: Walker, R.G, James, N.P. (editores): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 179-194.
- REYEROS NAVARRO, M.M. 1963. Corales del Cretácico Inferior de San Juan Raya, Estado de Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, Paleontología Mexicana*, 17, 21 p.
- RIDING, R. 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58: 163-231.
- RODRÍGUEZ DE LA ROSA R.A., AGULLÓN-MARTÍNEZ M.C., LÓPEZ-ESPINOZA J., EBERTH D.A. 2004. The Fossil Record of Vertebrate Tracks in Mexico. *Ichnos*, 11(1-2): 27-37.
- RUIZ, J., PATCHETT, P. J., ORTEGA-GUTIERREZ, F. 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 274–281.
- SALAS, G.P. 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 1(2): 79-156.
- SALVADOR, A. 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America. The geology of North America*, J: 389– 444.
- SCHAAF, P., STIMAC, J., SIEBE, C., MACÍAS, J.L. 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46: 1243–1282.
- SCHOUTEN, H., KLITGORD, K.D. 1994. Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 22: 507–510.

Tesis doctoral

- SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F.; SPEED, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper 278. 153 p.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., DAMUTH, J.E. 1985. Eustatic control of submarine fan development, en Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E., (Ed.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*: Springer-Verlag, New York, N.Y.: 23–28.
- SHERVAIS, J.W. 1982. TiV plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101-118.
- SIMONETTI, A., GOLDSTEIN, S.L., SCHMIDBERGER, S.S., VILADKAR, S.G. 1998. Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes—*inferences for mantle sources and plume–lithosphere interaction*. *J. Petrol.*, 39: 1847–1864. doi:10.1093/etroj/39.11-12.1847.
- SOLARI, L.A., KEPPIE, J.D., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMERON, K.L., LOPEZ, R., HAMES, W. E. 2003. Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365: 257–282.
- SOLARI, L. A., KEPPIE, J. D., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMERON, K.L., AND LOPEZ, R. 2004. U-Pb zircon geochronology and the behaviour of common Pb isotopes in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: implications for the age and origin of Oaxaquia. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2): 212-225.
- STANISTREET, I.G., MCCARTHY, T.S. 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. En: C.R. Fielding (Editor), *Current Research in Fluvial Sedimentology*. *Sedimentary Geology*, 85: 115-133.
- STOW, D.A.V., SHANMUGAM, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23-42. doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4.
- SUN, S.S., McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. En Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins, implications for mantle composition and processes*. Geological Society of London, Special Publications, 42: 313–345.
- SUHR, G., CAWOOD, P.A. 2001. Southeastern Lewis Hills (Bay of Islands Ophiolite): Geology of a deeply eroded, inside-corner, ridge transform intersection. *Geological Society of America Bulletin*, 113(8): 1025-1038.
- TALAVERA-MENDOZA, O., RUIZ, J., GEHRELS, G.E., MEZA-FIGUEROA, D.M., VEGA-GRANILLO, R., CAMPURANGA, M.F. 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235: 682-699.
- TOKUHASHI, S. 1996. Shallow-marine turbiditic sandstones juxtaposed with deep-marine ones at the eastern margin of the Niigata Neogene backarc basin, central Japan. *Sedimentary Geology*, 104: 99-116.
- TORIZ, G.J. 1983. Informe geológico de actualización geológica del Prospecto Chapulco-Atzompa. IGPR 237. PEMEX. Original no consultado citado en Alzaga y Pano (1989).
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P. J., AND GRAJALES, J. M. 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. En Bartolini, C.,

- Wilson, J.L., Lawton, T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. Geological Society of America, Special Paper 340: 191–196.
- VEGA-GRANILLO, R., TALAVERA, M.O., MEZA-FIGUEROA, D., RUIZ, J., GEHRELS, G., LÓPEZ, M.M., DE LA CRUZ, V.J.C. 2007. Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. Geological Society of America Bulletin, 119: 1249–1264, doi: 10.1130/B226031.1.
- VILLADA, M.M., 1905. Una exploración a la cuenca fosilífera de San Juan Raya, Estado de Puebla, México. Museo Nacional de México, Anales, 2(2): 126-164.
- WEBER, B., KÖHLER, H. 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. Precambrian Research, 96: 245-262.
- WHITE, W.M. 1985. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. Geology, 13(2): 115-118.
- WILSON, J.A., CLABAUGH, S.E. 1970. A new Miocene formation, and description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca, state of Oaxaca. Libro Guía de la excursión México-Oaxaca. Sociedad Geológica Mexicana, 120-128.
- WILSON, J.L. 1986. Carbonate Facies in Geologic History: New York, Springer Verlag, 7th edition, 471 p.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, Boston, Mass. 466 p.
- WILSON, M. 1993. Magmatism and the geodynamics of basin formation. Sedimentary Geology, 86: 5-29.
- WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325–343.
- WOOD, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Science Letters, 50: 11-30.
- ZARATE-VILLANUEVA, R.E. 2003. Presencia de Lithophaga en la Formación San Juan Raya: Implicaciones Paleoecológicas y Tafonómicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis licenciatura. 81 p.

Apéndice I. Columnas medidas en la Cuenca de Zapotitlán

Una **asociación de facies** resulta de la agrupación de facies genéticamente compatibles, esta asociación pasa por un proceso de generalización de la información que se está observando, para posteriormente representarse gráficamente después de un proceso de simplificación. Al estudiar secciones estratigráficas detalladas, las asociaciones de facies se reconocen a partir de su expresión vertical a la que denominamos sucesión de facies, la que se define por la superposición de dos o más facies genéticamente relacionadas que se repiten periódicamente.

Para establecer las asociaciones de facies de la Cuenca de Zapotitlán, medí 14 columnas estratigráficas agrupadas en tres sectores (Figura IV.6). Las columnas fueron medidas a partir de su contacto con el basamento o con la unidad litoestratigráfica suprayacente. En el sector A de Frontera – San Juan Raya, las columnas las medí en los flancos de estructuras plegadas de tal manera que establecí claramente su correspondencia e identifiqué los cambios de facies y de espesores que presentan las unidades.

Tabla AI-1 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector A de la Cuenca de Zapotitlán.

	Nombre	Ubicación geográfica	Coordenadas inicio de la sección (base de cada columna)
III	Acatepec A	Arroyo Acatepec al poniente de San Sebastián Frontera	18°15'22.1" N, 97°41'36.1"W
IV	Acatepec B	Barranca El Pedernal al poniente de San Sebastián Frontera	18°15'51.4" N, 97°40'57.4"W
V	El Pedernal	Barranca El Pedernal, al poniente de San Sebastián Frontera	18°16'01.8" N, 97°40'48.2"W
VI	Agua La Junta A	Barranca Agua La Junta, al noroeste de San Sebastián Frontera	18°15'50.2" N, 97°39'58.0"W
VII	Agua La Junta B	Barranca Agua La Junta, al norte de San Sebastián Frontera	18°15'50.2" N, 97°39'58.0"W
VIII	San Francisco	Arroyo San Francisco, al norte de San Sebastián Frontera	18°15'58.7"N, 97°39'07.3"W
IX	El Aguacate	Barranca Aguacate, al noreste de San Sebastián Frontera	18°15'18.0" N, 97°37'48.9"W
X	Cerro Gavilán	Arroyo al sur del Cerro Gavilán, al noreste de San Sebastián Frontera	18°15'33.1" N, 97°37'15.4"W
XI	Paso Agua del Burro	Barranca Grande, en el Paso Agua del Burro	18°19'22.5"N, 97°33'22.7"W

Leyenda columnas								
Clastos		Arenisca conglomerática	Granulometría	Ar	Arcilla	Iconofósiles		Bioturbación
		Caliza		Li	Limo			Iconofósil
		Cuarcita		Af	Arena fina			Iconita dinosaurio
		Esquisto		Am	Arena media			Skolito
		Granito		Ag	Arena gruesa			Talosinoide
		Gneis		Ac	Arena conglomerática			
		Ígneo 1		G	Grava			
		Ígneo 2		B	Bloque			
		Intraclasto de lutita						
Litología		Cubierto	Estructuras Sedimentarias		Ooide	Fósiles		Amonita
		Caliza			Concreción			Bioclasto
		Caliza con pedernal			Concreción calcárea			Coquina
		Caliza fosilífera			Corte y relleno			Coral colonial
		Lutita calcárea			Estratificación cruzada curva			Coral solitario
		Lutita			Estratificación cruzada planar			Equinoide
		Arenisca arcillosa			Flute cast			Esponja
		Arenisca en estratos ondulados			Grano creciente			Estromatolito
		Arenisca calcárea			Grano decreciente			Foraminífero bentónico
		Arenisca con estratificación cruzada			Grietas de desecación			Gasterópodo
		Arenisca y lutita calcárea			Hummocky			Impresiones de madera
		Arenisca conglomerática			Laminación convoluta			Madera
		Conglomerado en estratos lenticulares			Laminación ondulada			Pelecípodo
		Conglomerado soportado por matriz			Laminación paralela			Radiola
		Conglomerado			Rizadura asimétrica			Raicillas
		Lente conglomerático			Rizadura simétrica			Rudista
					Slump			Tronco en crecimiento

Columna III Acatepec A

Medida en el Arroyo Acatepec a partir del contacto por falla lateral (Ferreira e Islas, 2009) con las calizas de la formación Coyotepec, al poniente del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación Agua del Cordero, tiene un espesor parcial de 382 m.

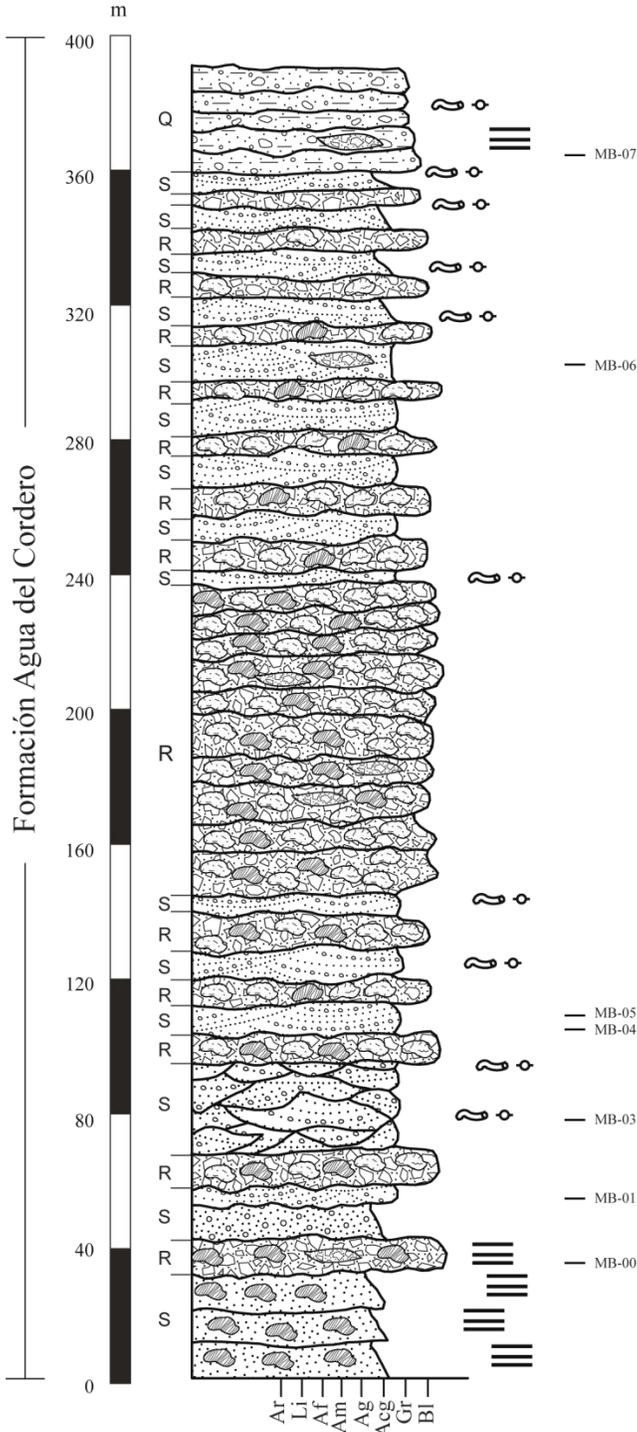


Figura AI.1 Columna III Acatepec A

Columna IV Acatepec B

Medida en dirección al suroeste sobre la Barranca El Pedernal, a partir de la bifurcación con la Barranca Agua La Junta hasta la bifurcación con el Arroyo Acatepec al noroeste del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D); inicia en la formación San Juan Raya y pasa transicionalmente a la formación Agua del Cordero; tiene un espesor parcial de 600 m (Figura AI.2 Columna IV Acatepec B.); identifiqué tres asociaciones de facies.

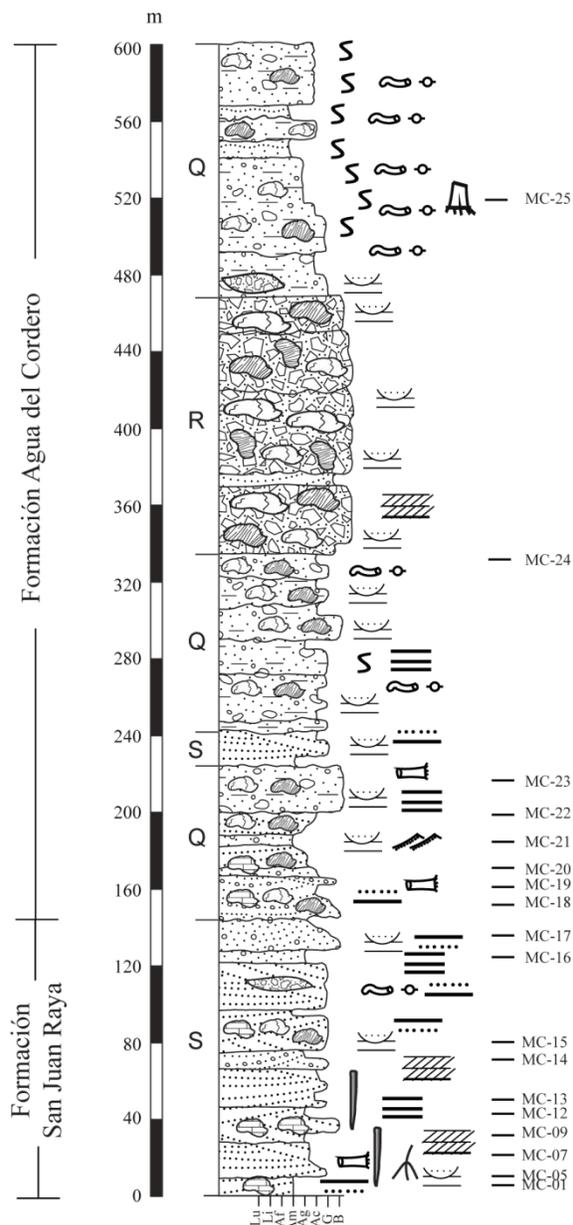


Figura AI.2 Columna IV Acatepec B.

Columna V El Pedernal

Se trata de dos columnas (A y B) medidas a partir de la bifurcación de la Barranca El Pedernal (VB) y la Barranca Agua La Junta (VA), inician casi en el mismo nivel estratigráfico, se localiza al norte del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación San Juan Raya; tiene un espesor parcial de 75 m y de 150 m; identifiqué tres asociaciones de facies:

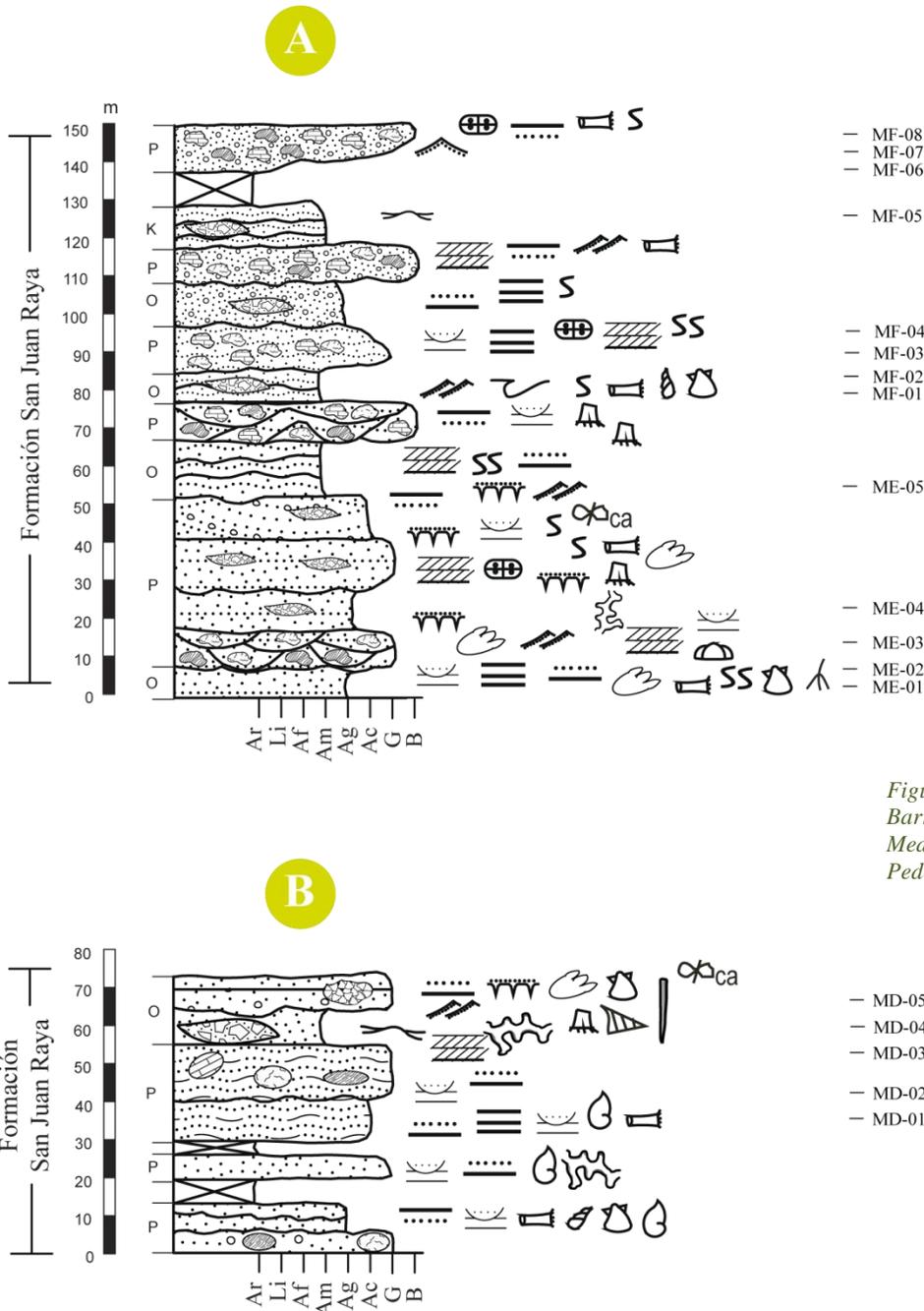


Figura A1.3 A) Medida en la Barranca Agua la Junta. B) Medida en la Barranca el Pedernal.

Columna VI Agua La Junta A

Se localiza en la Barranca Agua la Junta al norte del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación San Juan Raya, tiene un espesor parcial de 166 m; identifiqué tres asociaciones de facies:

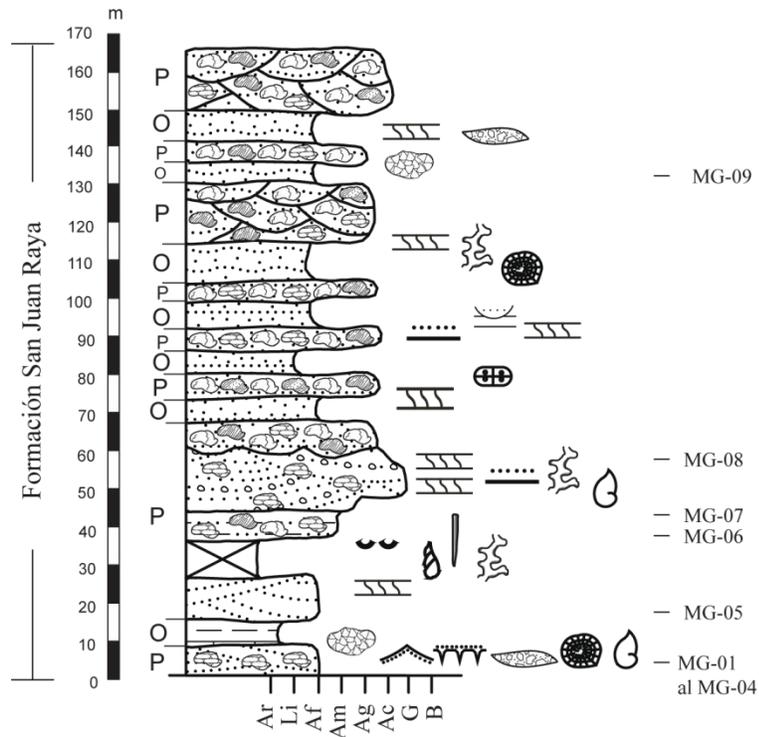


Figura AI.4 Columna VI Agua La Junta A. Se localiza en la Barranca Agua La Junta, al noroeste del poblado de San Sebastián Frontera, medida en el flanco occidental de un anticlinal.

Columna VII Agua La Junta B

Se localiza en la Barranca Agua La Junta al norte del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación San Juan Raya, tiene un espesor parcial de 560 m; identifiqué tres asociaciones de facies

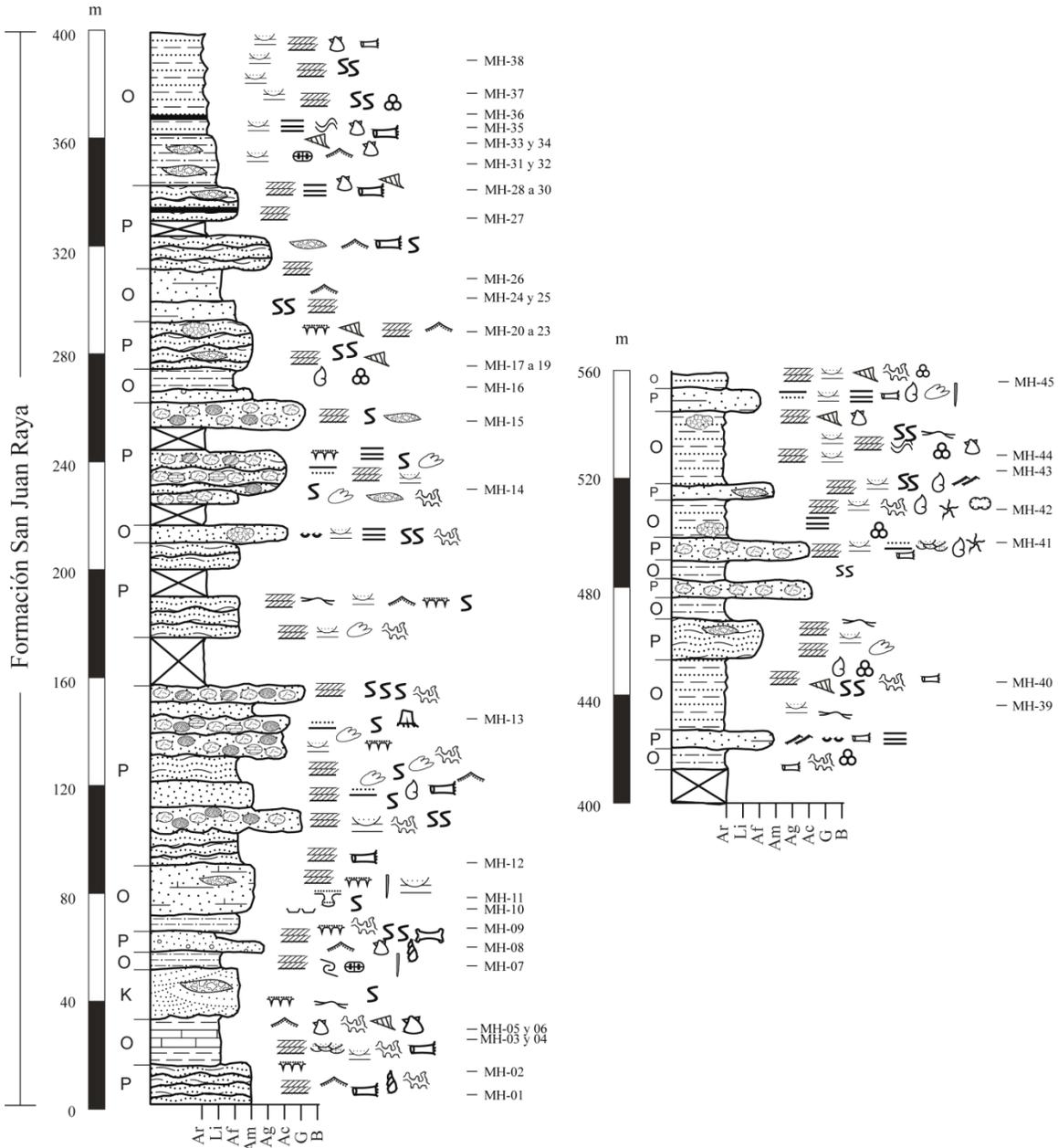


Figura A1.5 Columna VII Agua La Junta B. Se localiza en la Barranca Agua La Junta, al norte del poblado de San Sebastián Frontera, medida en el flanco oriental de un anticlinal.

Columna VIII San Francisco

Se localiza en la Barranca San Francisco al norte del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación San Juan Raya, tiene un espesor parcial de 718.5 m (Figura AI.6); identifiqué tres asociaciones de facies, las cuales describo a continuación:

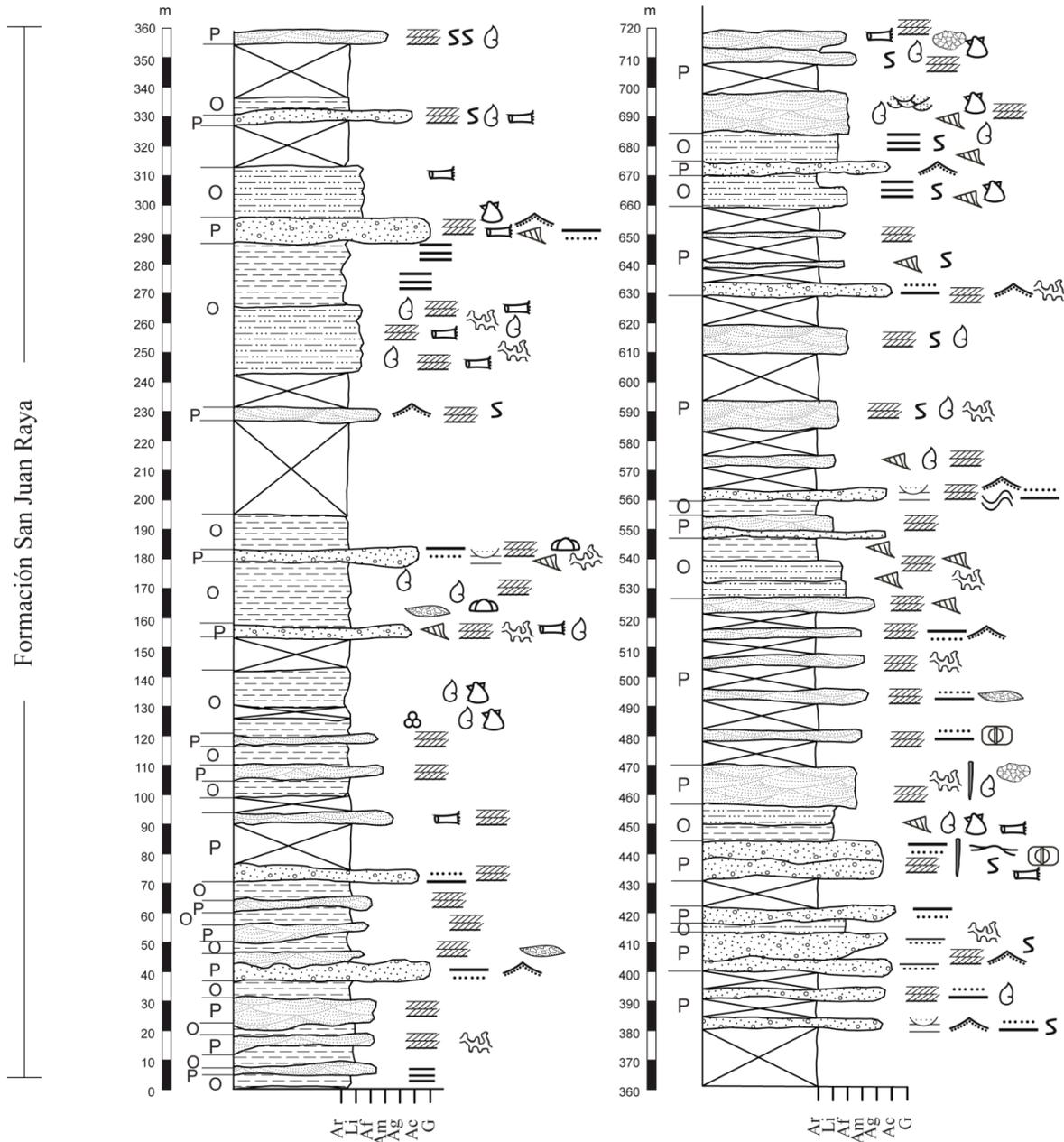


Figura AI.6 Columna VIII San Francisco. Se localiza en la Barranca San Francisco, al norte del poblado de San Sebastián Frontera, medida a partir de la intersección con la Barranca El Aguacate.

Columna IX El Aguacate

Se localiza en la Barranca El Aguacate al noreste del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación San Juan Raya, tiene un espesor parcial de 150 m (Figura AI.7); identifiqué dos asociaciones de facies, las cuales describo a continuación:

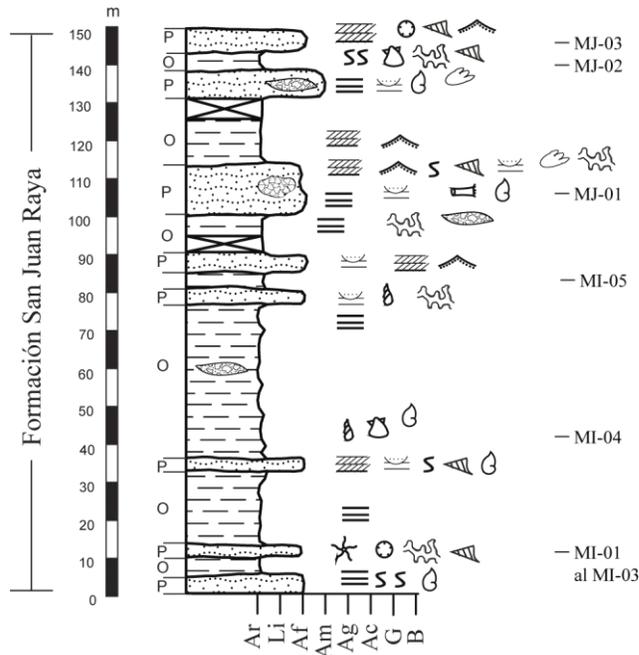


Figura AI.7 Columna IX Barranca El Aguacate. Se localiza en la Barranca El Aguacate, al noreste del poblado de San Sebastián Frontera, Oax.

Columna X Cerro Gavilán

Medida en el arroyo al norte de la Barranca El Aguacate, al sur del cerro El Gavilán, al oriente del poblado de San Sebastián Frontera, Oax. (Anexo D) en la formación Agua del Burro; tiene un espesor parcial de 86 m (Figura AI.8); identifiqué tres asociaciones de facies:

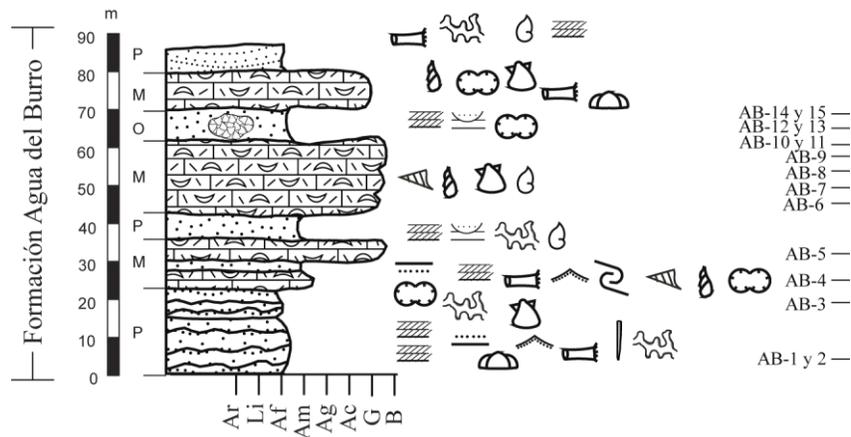


Figura AI.8 Columna X Cerro Gavilán. Se localiza en la ladera sur del Cerro Gavilán, al oriente del poblado de San Sebastián Frontera.

Columna XI Paso del Burro

Se localiza en el Paso del Burro (Figura AI.9) a lo largo de la Barranca Grande que une los poblados de San Juan Raya y de Zapotitlán, Pue. (Anexo A) comprende a la

formación San Juan Raya con su miembro Agua del Burro en la base; identifiqué cuatro asociaciones de facies, con un espesor de 517 m.

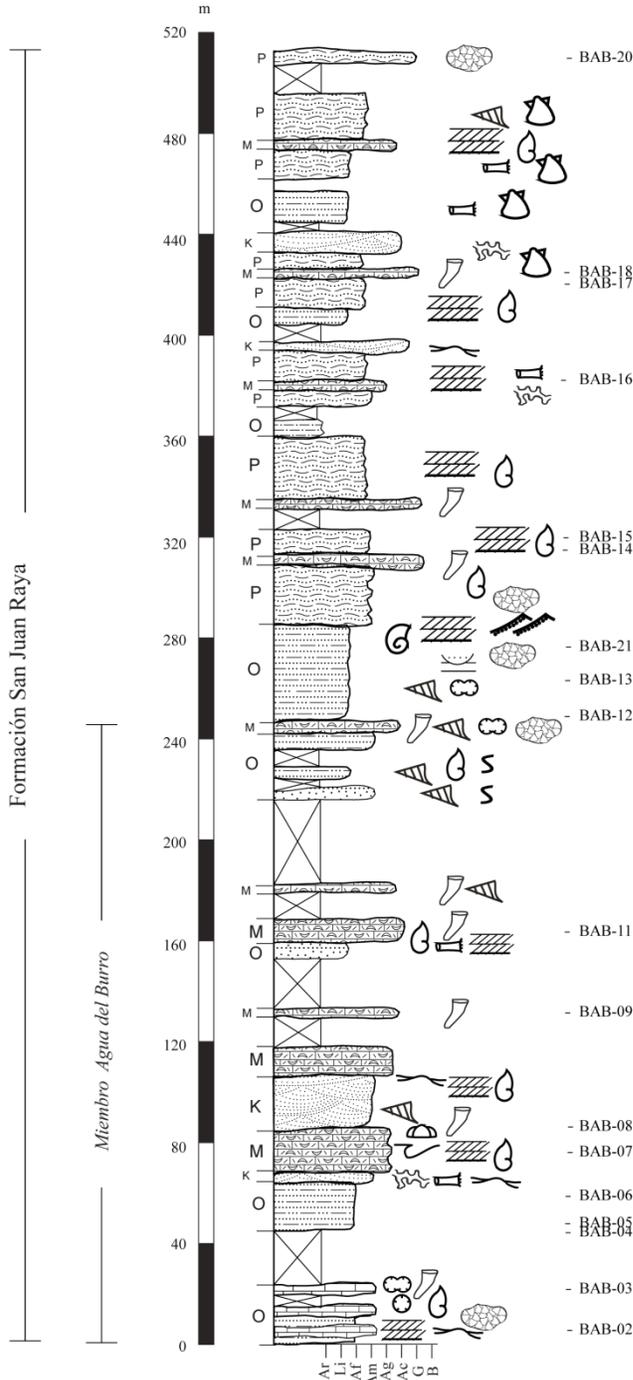


Figura AI.9 Columna XI Paso del Burro. Se localiza en la Barranca Grande

En el sector B de Caltepec - La Compañía – Metzontla, medí tres columnas estratigráficas, todas ellas a partir de su contacto discordante con las unidades pre-Mesozoicas.

Tabla AI-2 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector B de la Cuenca de Zapotitlán.

	Nombre	Ubicación geográfica	Coordenadas inicio de la sección (base de cada columna)
XII	Cerro Machichi	Ladera suroeste del Cerro Machichi, al norte de Atolotitlán	18°11'40.4"N, 97°26'04.4"W
XIII	Yistepec	Ladera sur del Cerro Yistepec, al oriente de La Compañía	18°11'57.9"N, 97°30'21.3"W
XIV	La Compañía	Arroyo al poniente de La Compañía	18°12'58.5" N, 97°31'39.4"W

Columna XII Cerro Machichi

Se localiza en la ladera sur del Cerro Machichi, en el poblado de San Luis Atolotitlán (Anexo A). Medida a partir de su contacto discordante con la formación Matzitzí, incluye a las formaciones Caltepec y La Compañía, tiene un espesor de 292 m (Figura AI.10); identifiqué tres asociaciones de facies.

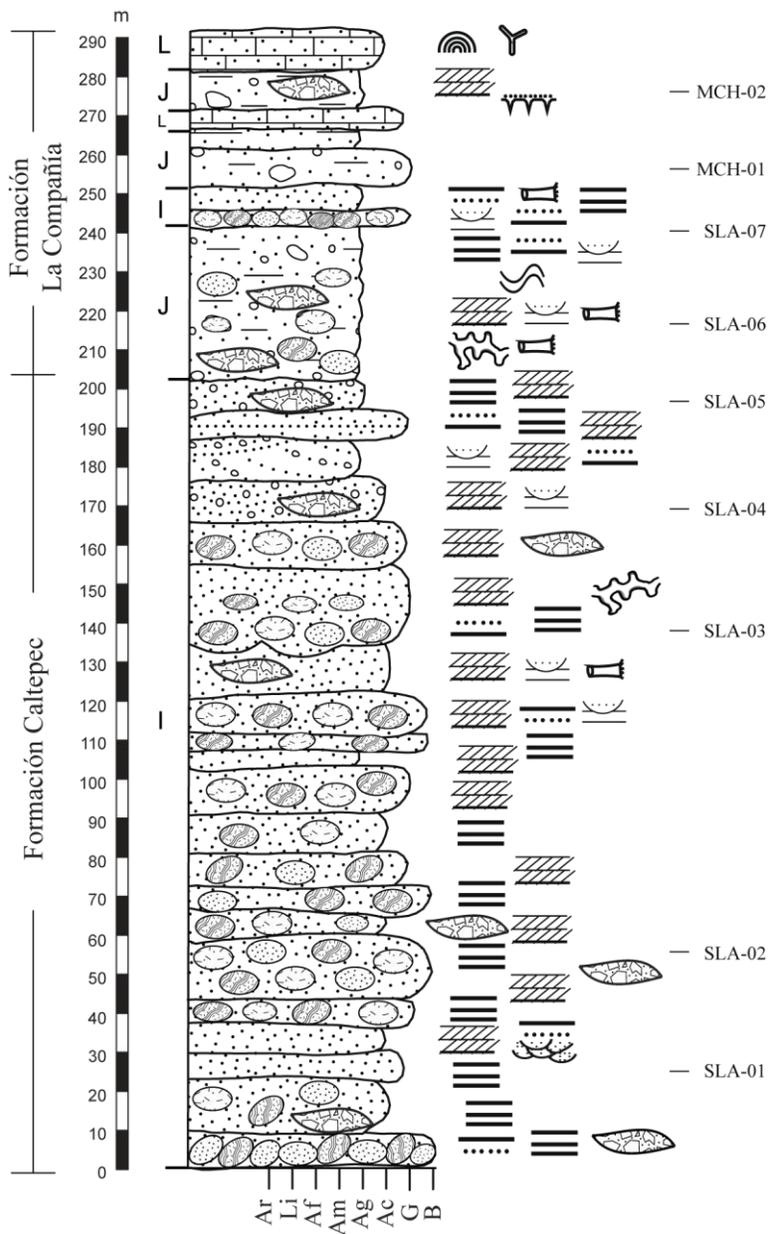


Figura A1.10 Columna XII Cerro Machichi. Se localiza en la ladera sur del Cerro Machichi.

Columna XIII Yistepec

Se localiza al oriente del poblado de La Compañía, Pue. (Anexos A y C) en la formación Caltepec, tiene un espesor de 290 m (Figura AI.11) medido a partir de su contacto discordante con el Granito Cozahuico y hasta el contacto concordante con las calizas de la formación La Compañía; identifiqué una asociación de facies:

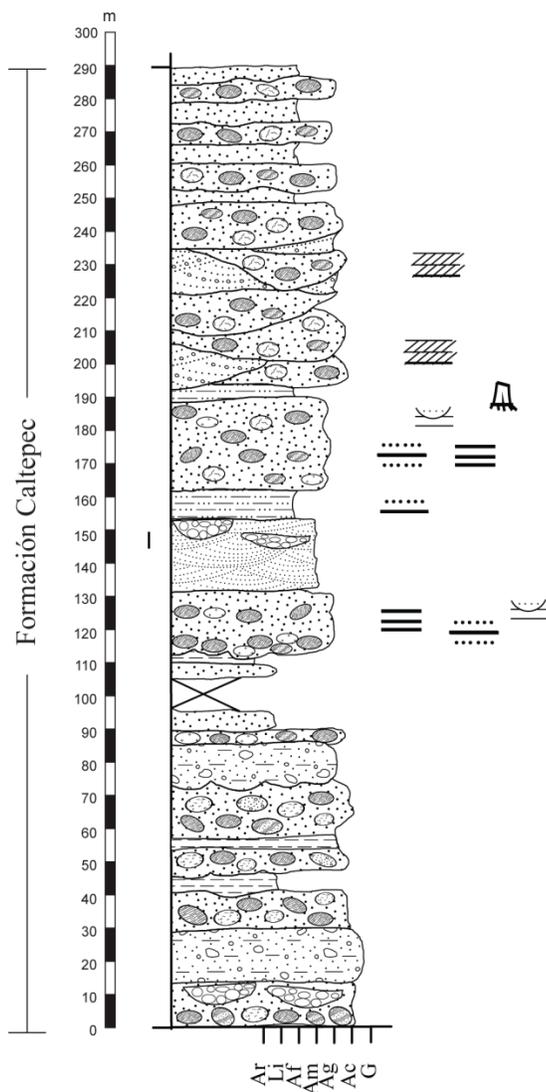


Figura AI.11 Columna XIII Yistepec. Se localiza en la ladera sur del Cerro Yistepec, al oriente del poblado de La Compañía.

Columna XIV La Compañía

Se localiza al poniente del poblado La Compañía. Pue. (Anexo A) en la formación La Compañía, tiene un espesor parcial de 350 m (Figura AI.12); identifiqué cuatro asociaciones de facies.

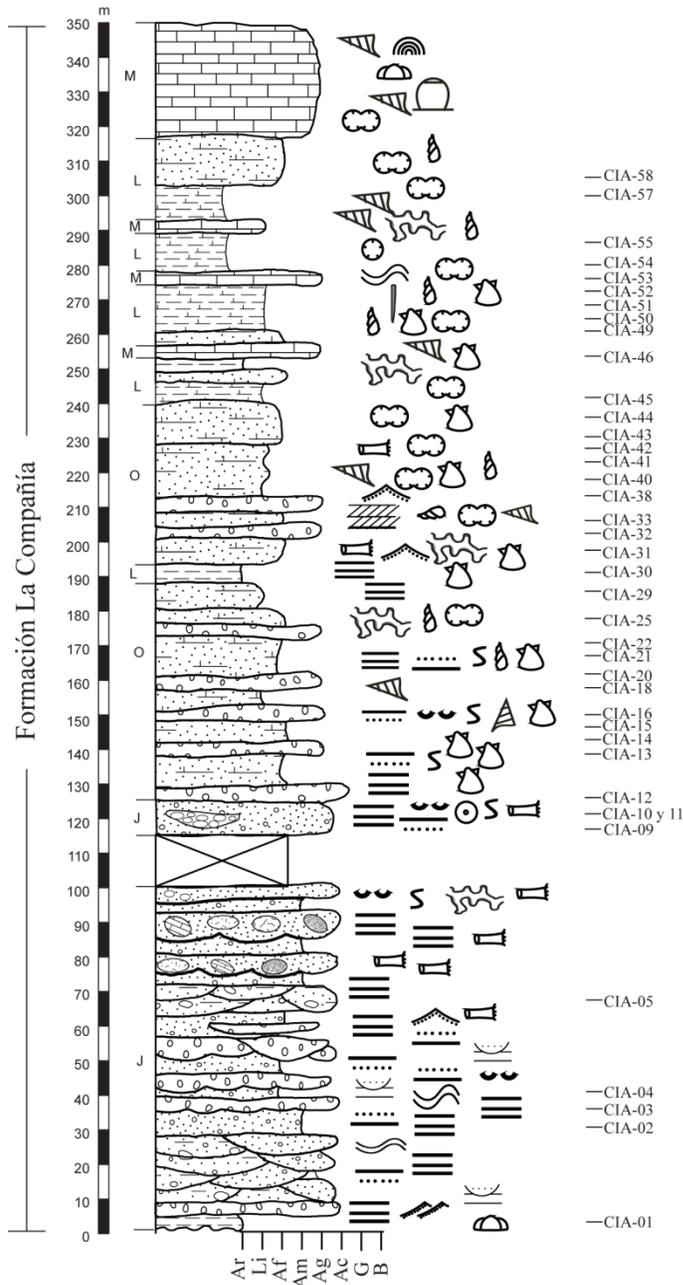


Figura AI.12 Columna XIV La Compañía. Se localiza al poniente del poblado homónimo.

En el sector C de Zapotitlán – San Juan Raya, las columnas las medí en los flancos de estructuras plegadas de tal manera que establecí claramente su correspondencia e identifiqué los cambios de facies y de espesores que presentan las unidades.

Tabla AI-3 Ubicación geográfica de las columnas estratigráficas medidas en el Sector C de la Cuenca de Zapotitlán.

	Nombre	Ubicación geográfica	Coordenadas inicio de la sección (base de cada columna)
XV	Xochiltepec	Camino Real a Tehuacán, ladera suroeste del Cerro La Cuesta	18°14'30.1"N, 97°24'39.7"W
XVI	Zapotitlán	Barranca Grande, al sur del Cerro Cuthá, al oriente de Zapotitlán Salinas	18°19'15.1"N, 97°26'20.8"W
XVII	Cerro Pizotepec	Río Grande, al sur del Cerro Pizotepec, al oriente de Salinas Grandes	18°22'08.3"N, 97°25'35.2"W

Columna XV Xochiltepec

Se localiza al oriente del poblado de Xochiltepec, Pue. (Anexo A) en la formación Zapotitlán, su base está cubierta por los conglomerados cenozoicos; tiene un espesor parcial de 154.5 m (Figura AI.13) hasta la cima donde se encuentra en contacto concordante con las calizas de la formación Miahuatepec; identifiqué tres asociaciones de facies.

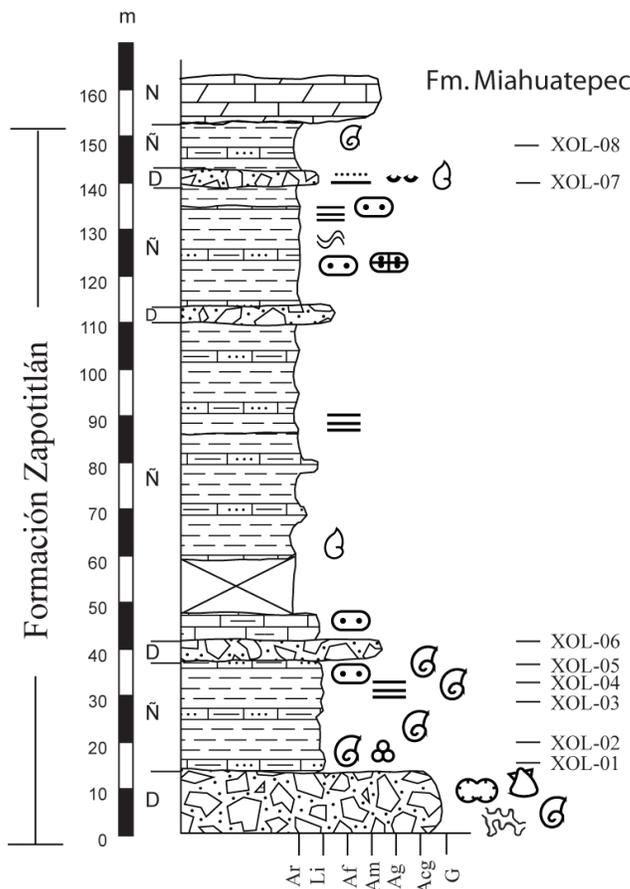


Figura AI.13 Columna XV Xochiltepec. Se localiza al oriente del poblado Xochiltepec (Anexo A).

Columna XVI Zapotitlán

Se localiza en la Barranca Grande al oriente del poblado de Zapotitlán, Pue. (Anexo A) en la formación Zapotitlán, tiene un espesor parcial de 139 m (Figura AI.14); identifiqué tres asociaciones de facies:

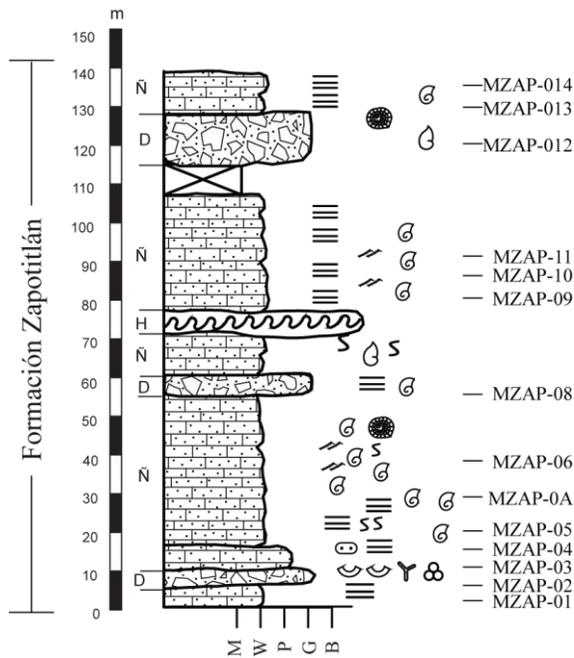


Figura AI.14 Columna XVI Zapotitlán. Se localiza al oriente del poblado Zapotitlán, sobre la Barranca Grande (Anexo A).

Columna XVII Cerro Pizotepec

Se localiza en la Sierra de Miahuatepec, al noreste del poblado de Zapotitlán, Pue. (Anexo A) en la formación Miahuatepec, tiene un espesor parcial de 150 m; identifiqué tres asociaciones de facies.

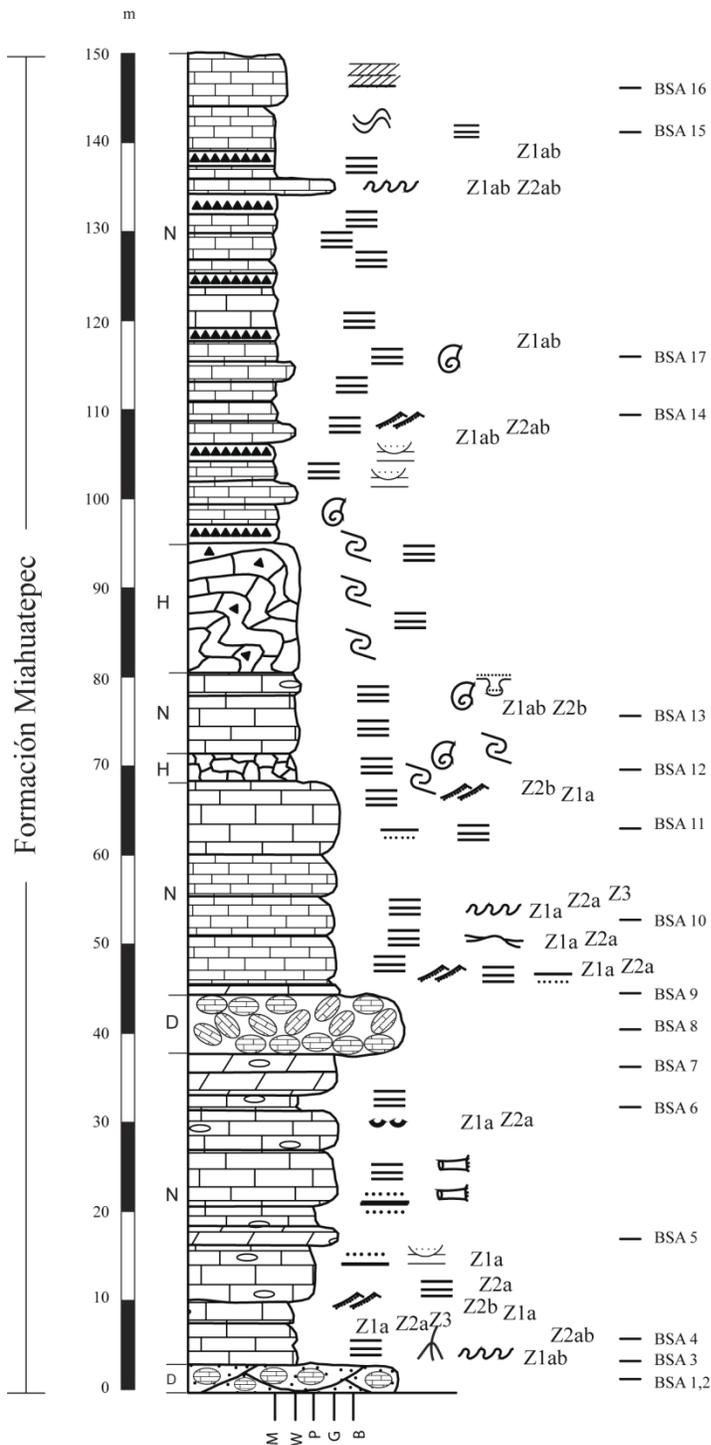


Figura AI.15 Columna XVII Cerro Pizotepec. Se localiza al noreste del poblado Zapotitlán, sobre el Río Grande (Anexo A). Se presenta incompleta la Secuencia de Meischner (1964): Z1) Zona 1 "fase principal", 1a gradación con fósiles de aguas someras y litoclastos, 1b micrita de grano fino, 1c laminación con intraclastos; Z2) 2a laminación paralela, 2b rizaduras o laminación convoluta; Z3) textura flaser.

Apéndice II. Análisis geocronológico de circones detríticos

Tabla AII-4. Análisis geocronológico U-Pb de circones detríticos de la formación Chivillas. Muestra FCH-40 colectada en la Barranca Las Salinas Longitud W 97°21'39.7" Latitud N 18°30'17.3" (Sección I, Figura III.2).

Análisis	U (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	± (%)	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Mejor edad		
						$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	± (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	± (%)	error corr.	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$ (Ma)	± (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ (Ma)	± (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}^*}$ (Ma)	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
FCH40-33A	396	36212	1.6	21.4798	9.1	0.1256	9.2	0.0196	1.3	0.14	124.9	1.6	120.1	10.5	26.5	219.4	124.9	1.6
FCH40-7	281	928	1.6	15.3172	9.2	0.1781	9.2	0.0198	0.8	0.08	126.3	1.0	166.4	14.1	783.6	193.2	126.3	1.0
FCH40-32	401	16552	1.9	20.6122	8.6	0.1324	9.2	0.0198	3.4	0.37	126.4	4.2	126.3	11.0	124.4	202.5	126.4	4.2
FCH40-8	194	2886	2.6	15.7750	36.2	0.1765	36.5	0.0202	4.5	0.12	128.9	5.8	165.0	55.7	721.4	794.1	128.9	5.8
FCH40-22	1453	27804	2.5	21.0106	2.1	0.1335	2.6	0.0203	1.5	0.58	129.8	2.0	127.3	3.2	79.2	50.8	129.8	2.0
FCH40-33	310	23194	1.9	21.5353	12.5	0.1306	12.5	0.0204	1.1	0.09	130.2	1.4	124.6	14.7	20.3	300.6	130.2	1.4
FCH40-34	532	41214	2.5	21.3774	4.4	0.1326	5.1	0.0206	2.5	0.50	131.2	3.3	126.5	6.1	37.9	105.7	131.2	3.3
FCH40-34A	531	6878	2.2	20.7303	5.3	0.1405	5.3	0.0211	0.5	0.10	134.7	0.7	133.5	6.6	111.0	124.4	134.7	0.7
FCH40-18	789	35812	2.1	20.0883	4.9	0.1472	6.0	0.0215	3.4	0.57	136.8	4.6	139.5	7.8	184.7	113.8	136.8	4.6
FCH40-24	295	12070	1.3	20.0399	8.5	0.1530	8.6	0.0222	1.2	0.14	141.8	1.7	144.6	11.6	190.4	198.9	141.8	1.7
FCH40-63	76	26260	1.7	19.8082	10.7	0.1707	11.0	0.0245	2.5	0.23	156.2	3.9	160.0	16.3	217.3	248.0	156.2	3.9
FCH40-20	133	4734	2.6	19.9117	11.0	0.2041	11.3	0.0295	2.7	0.24	187.3	4.9	188.6	19.4	205.3	254.9	187.3	4.9
FCH40-27	348	10954	2.5	20.6073	4.4	0.1976	4.4	0.0295	0.9	0.19	187.6	1.6	183.1	7.4	125.0	102.5	187.6	1.6
FCH40-90	53	1156	1.0	19.2108	15.8	0.2133	16.1	0.0297	3.0	0.19	188.8	5.7	196.3	28.8	287.8	364.1	188.8	5.7
FCH40-10A	18	3848	11.7	20.7385	13.3	0.2195	13.6	0.0330	3.2	0.23	209.4	6.6	201.5	24.9	110.0	314.1	209.4	6.6
FCH40-10	21	3718	1.3	18.3166	13.3	0.2814	14.7	0.0374	6.2	0.42	236.6	14.5	251.8	32.8	395.7	299.5	236.6	14.5
FCH40-75	125	2466	1.3	19.5448	7.9	0.2654	8.5	0.0376	2.9	0.35	238.1	6.8	239.0	18.0	248.3	182.7	238.1	6.8
FCH40-19	444	20208	1.3	19.8914	2.5	0.2733	2.9	0.0394	1.5	0.52	249.2	3.7	245.3	6.3	207.6	57.0	249.2	3.7
FCH40-12	122	6414	1.4	18.9030	10.9	0.3015	11.2	0.0413	2.3	0.21	261.1	5.9	267.6	26.2	324.6	248.5	261.1	5.9
FCH40-83	596	4748	2.3	18.2164	2.3	0.3277	4.5	0.0433	3.8	0.85	273.2	10.2	287.8	11.2	407.9	52.5	273.2	10.2
FCH40-1	113	4694	2.9	19.4227	4.1	0.3078	4.4	0.0434	1.6	0.36	273.6	4.3	272.5	10.5	262.7	94.3	273.6	4.3
FCH40-39	133	6204	4.1	19.6329	3.4	0.3161	3.8	0.0450	1.7	0.44	283.8	4.6	278.9	9.2	237.9	78.6	283.8	4.6
FCH40-29	71	4258	1.5	21.1412	19.8	0.2981	20.1	0.0457	3.4	0.17	288.1	9.5	264.9	46.8	64.4	475.2	288.1	9.5
FCH40-65	491	37004	2.9	17.2350	2.1	0.6529	3.0	0.0816	2.1	0.70	505.7	10.1	510.2	11.9	530.6	46.1	505.7	10.1
FCH40-87	59	5990	1.5	16.2758	9.1	0.7320	9.3	0.0864	1.8	0.19	534.3	9.2	557.7	39.9	654.7	195.9	534.3	9.2
FCH40-68	1673	112408	8.3	17.1491	1.5	0.6961	1.6	0.0866	0.5	0.32	535.3	2.6	536.5	6.6	541.5	32.8	535.3	2.6
FCH40-28	181	31954	0.9	16.6145	2.7	0.8477	3.8	0.1022	2.7	0.71	627.0	16.1	623.4	17.7	610.3	58.2	627.0	16.1
FCH40-60	237	36162	3.0	14.7779	1.8	1.1791	2.1	0.1264	1.2	0.54	767.1	8.4	790.9	11.8	858.4	37.4	767.1	8.4
FCH40-31	148	38870	1.5	14.6879	1.3	1.3699	1.6	0.1459	0.8	0.53	878.1	6.7	876.1	9.1	871.1	27.4	878.1	6.7
FCH40-51	40	6534	2.0	14.0046	3.0	1.5453	4.0	0.1570	2.8	0.68	939.8	24.1	948.6	24.9	969.1	60.2	939.8	24.1
FCH40-72	433	62212	3.0	13.9488	1.3	1.5628	1.7	0.1581	1.1	0.63	946.2	9.2	955.6	10.3	977.2	26.3	946.2	9.2
FCH40-56	98	18918	9.6	14.1782	1.5	1.5550	2.2	0.1599	1.6	0.72	956.2	14.1	952.5	13.7	943.9	31.6	956.2	14.1
FCH40-36	106	15778	2.8	14.0372	2.8	1.6174	3.2	0.1647	1.6	0.49	982.7	14.3	977.0	20.0	964.3	56.6	964.3	56.6
FCH40-69	715	91954	5.6	13.9328	2.1	1.6132	2.4	0.1630	1.3	0.55	973.5	12.1	975.3	15.4	979.5	41.8	979.5	41.8
FCH40-37	83	15468	2.1	13.8826	3.5	1.6905	4.6	0.1702	2.9	0.63	1013.3	26.7	1005.0	29.0	986.9	72.2	986.9	72.2
FCH40-38	105	19652	5.0	13.8782	3.4	1.6593	4.1	0.1670	2.3	0.55	995.6	21.1	993.1	26.2	987.5	70.0	987.5	70.0
FCH40-85	136	21584	1.4	13.8441	1.9	1.6044	4.1	0.1611	3.6	0.89	962.9	32.3	971.9	25.4	992.5	37.8	992.5	37.8
FCH40-57	53	8436	13.2	13.8399	4.8	1.5847	5.0	0.1591	1.1	0.22	951.6	9.7	964.2	30.8	993.1	98.2	993.1	98.2

Análisis	U (ppm)	Relaciones isotópicas				Edades aparentes (Ma)				Mejor edad								
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	(Ma)	(Ma)						
FCH40-47	52	6796	3.6	13.8244	1.5	1.5993	1.7	0.1603	0.8	0.45	958.7	6.8	969.9	10.6	995.4	30.9	995.4	30.9
FCH40-77	180	27830	1.8	13.7826	2.2	1.6259	2.7	0.1625	1.7	0.61	970.8	15.0	980.3	17.2	1001.5	44.2	1001.5	44.2
FCH40-45	285	62500	4.0	13.7726	0.8	1.6743	1.3	0.1672	1.1	0.83	996.9	10.3	998.8	8.5	1003.0	15.4	1003.0	15.4
FCH40-49	123	18440	4.1	13.7636	2.3	1.5892	3.4	0.1586	2.4	0.72	949.2	21.5	966.0	21.1	1004.3	47.6	1004.3	47.6
FCH40-89	377	48094	15.3	13.7639	2.0	1.6216	2.4	0.1619	1.2	0.52	967.2	11.0	978.6	14.8	1004.3	41.0	1004.3	41.0
FCH40-13	182	231280	3.0	13.7455	2.6	1.7022	2.9	0.1697	1.2	0.41	1010.4	11.0	1009.4	18.4	1007.0	53.4	1007.0	53.4
FCH40-9	164	49570	5.3	13.7107	1.7	1.7361	2.3	0.1726	1.5	0.66	1026.6	14.4	1022.0	14.8	1012.2	35.1	1012.2	35.1
FCH40-64	112	24550	2.6	13.7034	2.9	1.6857	4.1	0.1675	2.8	0.70	998.5	26.2	1003.1	25.9	1013.2	59.0	1013.2	59.0
FCH40-70	83	17478	2.9	13.7003	3.6	1.6798	3.7	0.1669	1.1	0.30	995.1	10.3	1000.9	23.9	1013.7	72.5	1013.7	72.5
FCH40-91	409	57814	6.6	13.6735	2.0	1.6296	2.6	0.1616	1.6	0.64	965.7	14.7	981.7	16.2	1017.7	40.3	1017.7	40.3
FCH40-94	290	22830	3.7	13.6378	2.4	1.6106	2.6	0.1593	1.0	0.39	952.9	8.9	974.4	16.1	1023.0	47.7	1023.0	47.7
FCH40-66	536	77318	4.1	13.6253	2.1	1.7520	2.9	0.1731	1.9	0.67	1029.3	18.4	1027.9	18.5	1024.8	42.9	1024.8	42.9
FCH40-73	359	63642	3.4	13.5791	1.6	1.6948	2.1	0.1669	1.4	0.65	995.1	12.7	1006.6	13.6	1031.7	32.8	1031.7	32.8
FCH40-74	235	27772	5.9	13.5784	1.8	1.6373	2.6	0.1612	2.0	0.74	963.7	17.5	984.7	16.6	1031.8	35.6	1031.8	35.6
FCH40-92	46	6986	7.4	13.5628	3.5	1.6967	5.0	0.1669	3.5	0.71	995.0	32.5	1007.3	31.7	1034.1	70.5	1034.1	70.5
FCH40-81	79	7858	3.6	13.5421	3.6	1.6904	4.2	0.1660	2.1	0.49	990.2	18.9	1004.9	26.7	1037.2	73.4	1037.2	73.4
FCH40-11	70	10358	1.9	13.5393	2.9	1.8456	3.2	0.1812	1.2	0.36	1073.7	11.4	1061.9	20.8	1037.6	59.3	1037.6	59.3
FCH40-16	15	7486	1.7	13.5058	2.1	1.6616	2.3	0.1628	0.9	0.40	972.1	8.4	994.0	14.8	1042.6	43.2	1042.6	43.2
FCH40-53	172	56242	3.5	13.3596	1.6	1.8316	3.8	0.1775	3.5	0.91	1053.2	33.6	1056.9	25.1	1064.6	32.6	1064.6	32.6
FCH40-21	188	63432	2.9	13.3009	1.2	1.8526	1.9	0.1787	1.5	0.77	1059.9	14.2	1064.4	12.4	1073.4	24.0	1073.4	24.0
FCH40-78	71	10860	1.9	13.2279	2.8	1.8746	3.0	0.1798	1.1	0.37	1066.1	10.8	1072.2	19.7	1084.5	55.4	1084.5	55.4
FCH40-43	149	17356	1.3	13.1233	2.2	1.8354	2.7	0.1747	1.5	0.57	1037.9	14.8	1058.2	17.8	1100.3	44.7	1100.3	44.7
FCH40-25	67	16872	2.0	13.0323	3.9	1.9928	4.2	0.1884	1.6	0.37	1112.5	15.9	1113.1	28.5	1114.2	78.2	1114.2	78.2
FCH40-44	204	32044	2.9	12.9454	1.6	1.9182	3.6	0.1801	3.3	0.90	1067.5	32.2	1087.4	24.3	1127.6	31.7	1127.6	31.7
FCH40-14	69	37412	2.3	12.9377	2.9	2.0432	3.2	0.1917	1.4	0.42	1130.7	14.0	1130.0	21.8	1128.8	57.9	1128.8	57.9
FCH40-52	29	5032	32.4	12.9359	1.8	1.9986	2.8	0.1875	2.2	0.77	1107.9	22.3	1115.1	19.3	1129.1	36.3	1129.1	36.3
FCH40-26	59	25096	1.7	12.9021	2.8	2.0148	3.5	0.1885	2.0	0.58	1113.5	20.6	1120.5	23.5	1134.2	56.0	1134.2	56.0
FCH40-59	385	80524	9.2	12.8857	2.6	2.1361	2.7	0.1996	0.7	0.24	1173.4	7.0	1160.6	18.4	1136.8	51.4	1136.8	51.4
FCH40-41	53	8864	3.2	12.8832	1.5	1.8483	1.6	0.1727	0.6	0.35	1027.0	5.4	1062.8	10.6	1137.2	29.9	1137.2	29.9
FCH40-2	288	43780	1.3	12.8817	1.1	2.0341	1.4	0.1900	0.9	0.66	1121.6	9.7	1127.0	9.7	1137.4	21.2	1137.4	21.2
FCH40-76	81	19962	0.4	12.8448	2.1	2.0728	2.3	0.1931	0.9	0.40	1138.1	9.7	1139.8	15.8	1143.1	42.0	1143.1	42.0
FCH40-67	111	14462	0.9	12.8422	1.7	2.0955	2.1	0.1952	1.2	0.57	1149.4	12.3	1147.3	14.2	1143.5	33.7	1143.5	33.7
FCH40-55	307	37386	4.5	12.8207	2.4	2.0318	3.1	0.1889	2.0	0.63	1115.5	20.1	1126.2	21.0	1146.8	47.5	1146.8	47.5
FCH40-88	140	21018	1.2	12.8079	2.1	2.0965	3.4	0.1947	2.6	0.78	1147.0	27.7	1147.7	23.2	1148.9	41.9	1148.9	41.9
FCH40-82	112	15496	0.9	12.7620	3.1	2.0391	3.3	0.1887	1.0	0.30	1114.5	10.1	1128.7	22.2	1155.9	61.6	1155.9	61.6
FCH40-71	402	72860	4.4	12.7375	2.6	1.9734	4.8	0.1823	4.1	0.84	1079.6	40.4	1106.5	32.5	1159.7	51.6	1159.7	51.6
FCH40-17	58	17004	1.2	12.7259	1.9	2.1567	2.0	0.1991	0.7	0.35	1170.2	7.5	1167.2	14.0	1161.6	37.5	1161.6	37.5
FCH40-93	473	65732	8.6	12.7040	1.5	2.0008	2.0	0.1843	1.3	0.67	1090.7	13.3	1115.8	13.5	1165.0	29.4	1165.0	29.4
FCH40-46	365	88568	3.3	12.7002	1.6	1.9560	3.3	0.1802	2.9	0.88	1067.9	28.6	1100.5	22.2	1165.6	30.8	1165.6	30.8
FCH40-3	239	57124	4.1	12.6445	1.5	2.2106	2.4	0.2027	2.0	0.80	1190.0	21.2	1184.4	17.1	1174.3	29.1	1174.3	29.1
FCH40-6	140	78346	1.6	12.5324	1.9	2.2393	2.6	0.2035	1.8	0.67	1194.3	19.2	1193.4	18.4	1191.9	38.4	1191.9	38.4
FCH40-62	261	43876	2.9	12.5194	4.1	2.0003	6.4	0.1816	5.0	0.78	1075.9	49.6	1115.6	43.7	1193.9	80.2	1193.9	80.2
FCH40-79	296	79822	7.0	12.4913	0.8	2.2131	2.2	0.2005	2.1	0.94	1178.0	22.3	1185.2	15.4	1198.3	14.9	1198.3	14.9
FCH40-50	283	42598	1.9	12.4871	2.2	2.1504	2.5	0.1948	1.4	0.53	1147.1	14.3	1165.2	17.7	1199.1	42.5	1199.1	42.5
FCH40-30	80	34786	1.4	12.3444	2.2	2.3428	2.3	0.2098	0.7	0.29	1227.5	7.3	1225.4	16.1	1221.6	42.6	1221.6	42.6
FCH40-4	188	39488	4.2	12.3397	2.8	2.3469	2.9	0.2100	0.9	0.31	1229.0	10.3	1226.6	21.0	1222.4	55.1	1222.4	55.1

Apéndice AII. Geocronología de circones detríticos

Análisis	U (ppm)	Relaciones isotópicas				Edades aparentes (Ma)				Mejor edad								
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	±	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	±	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±	error	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	±	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}^*}$	±	(Ma)	±
FCH40-5	286	81618	4.2	12.3311	2.4	2.0827	4.2	0.1863	3.5	0.82	1101.1	35.2	1143.1	29.1	1223.7	47.8	1223.7	47.8
FCH40-42	844	102634	74.4	12.3178	2.1	2.2633	2.9	0.2022	2.0	0.69	1187.1	21.7	1200.9	20.4	1225.9	41.3	1225.9	41.3
FCH40-54	303	41434	2.9	12.2492	1.2	2.3942	1.8	0.2127	1.3	0.72	1243.2	14.4	1240.9	12.6	1236.9	23.9	1236.9	23.9
FCH40-61	202	45610	3.5	11.7850	1.9	2.5488	2.4	0.2178	1.5	0.62	1270.5	17.4	1286.1	17.8	1312.2	37.3	1312.2	37.3
FCH40-48	113	17678	2.7	11.7737	2.3	2.6220	2.7	0.2239	1.5	0.55	1302.4	17.6	1306.8	20.1	1314.0	44.4	1314.0	44.4
FCH40-84	240	46628	3.0	11.7571	1.6	2.6648	2.3	0.2272	1.6	0.72	1320.0	19.3	1318.8	16.7	1316.8	30.5	1316.8	30.5
FCH40-86	95	18072	3.4	11.7247	0.8	2.6556	1.3	0.2258	1.0	0.77	1312.6	12.0	1316.2	9.7	1322.1	16.3	1322.1	16.3
FCH40-58A	132	24796	0.8	11.2073	2.4	3.0796	2.6	0.2503	1.0	0.36	1440.1	12.3	1427.6	20.0	1409.0	46.6	1409.0	46.6
FCH40-58	136	63834	0.8	10.2742	3.2	3.3262	3.7	0.2479	1.8	0.49	1427.4	22.9	1487.2	28.6	1573.6	59.8	1573.6	59.8

Tesis doctoral

Tabla AII-5. Análisis geocronológico U-Pb de circones detriticos de la formación Chivillas. Muestra FCH-39 colectada en la Barranca Las Salinas Longitud W 97°21'18.3" Latitud N 18°30'52.1" (Sección I, Figura III.4).

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	± (%)	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Mejor edad		
						²⁰⁷ Pb * ²³⁵ U*	± (%)	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb * ²³⁸ U*	± (Ma)	²⁰⁷ Pb * ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb * ²⁰⁷ Pb *	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
FCH39-1	418	1954	1.2	20.1197	5.0	0.1355	5.0	0.0198	0.7	0.14	126.2	0.9	129.0	6.1	181.1	115.5	126.2	0.9
FCH39-42	217	2888	4.3	21.8343	6.4	0.1250	6.6	0.0198	1.7	0.26	126.4	2.1	119.6	7.4	-12.9	153.8	126.4	2.1
FCH39-56	774	9834	2.6	20.8913	2.1	0.1322	2.3	0.0200	0.8	0.34	127.9	1.0	126.1	2.7	92.7	50.7	127.9	1.0
FCH39-60	246	1798	2.1	20.4319	9.3	0.1355	9.4	0.0201	0.5	0.06	128.2	0.7	129.0	11.3	145.1	219.6	128.2	0.7
FCH39-76	631	4494	2.1	19.7230	10.5	0.1405	10.5	0.0201	0.8	0.07	128.2	1.0	133.5	13.2	227.3	242.9	128.2	1.0
FCH39-55	437	4704	2.2	20.3744	3.6	0.1366	3.8	0.0202	0.9	0.25	128.8	1.2	130.0	4.6	151.7	85.4	128.8	1.2
FCH39-39	195	2158	1.7	20.7732	5.5	0.1352	5.5	0.0204	0.5	0.10	130.0	0.7	128.8	6.7	106.1	130.4	130.0	0.7
FCH39-20	313	5392	2.0	20.8598	4.0	0.1436	4.1	0.0217	0.9	0.21	138.5	1.2	136.2	5.2	96.2	95.1	138.5	1.2
FCH39-95	192	532	1.7	13.2488	11.4	0.2270	11.4	0.0218	0.8	0.07	139.1	1.1	207.7	21.4	1081.3	228.5	139.1	1.1
FCH39-5	255	1362	1.6	18.5570	9.0	0.1648	9.1	0.0222	0.7	0.07	141.4	0.9	154.9	13.0	366.3	204.0	141.4	0.9
FCH39-2	209	1106	1.6	17.1604	15.8	0.1889	15.8	0.0235	0.6	0.04	149.8	0.9	175.7	25.5	540.1	346.6	149.8	0.9
FCH39-25	176	3168	2.5	20.3207	3.3	0.1860	3.3	0.0274	0.6	0.17	174.4	0.9	173.2	5.3	157.9	76.6	174.4	0.9
FCH39-58	217	3498	3.2	20.2330	4.6	0.1875	4.7	0.0275	0.9	0.20	175.0	1.6	174.5	7.5	168.0	107.0	175.0	1.6
FCH39-3	143	2224	2.7	21.5097	7.3	0.1767	7.3	0.0276	0.5	0.07	175.3	0.9	165.2	11.2	23.2	175.6	175.3	0.9
FCH39-7	220	3342	2.4	20.8153	5.6	0.1913	5.6	0.0289	0.6	0.10	183.6	1.0	177.8	9.1	101.3	131.8	183.6	1.0
FCH39-22	98	2144	1.8	20.7910	10.4	0.1919	10.4	0.0289	0.6	0.05	183.9	1.0	178.2	17.0	104.1	245.4	183.9	1.0
FCH39-59	120	2216	1.9	20.1244	3.6	0.2634	3.9	0.0385	1.4	0.37	243.2	3.4	237.4	8.3	180.5	84.7	243.2	3.4
FCH39-24	160	3666	2.0	20.6109	6.7	0.2599	6.8	0.0389	0.5	0.07	245.7	1.2	234.6	14.2	124.6	158.8	245.7	1.2
FCH39-6	64	2266	1.8	21.1901	9.8	0.2609	10.0	0.0401	1.7	0.17	253.4	4.2	235.4	21.0	59.0	235.2	253.4	4.2
FCH39-73	85	1992	1.1	18.9404	7.8	0.2950	7.9	0.0405	0.9	0.11	256.1	2.2	262.5	18.3	320.1	178.5	256.1	2.2
FCH39-93	99	2250	1.7	19.5507	4.5	0.2887	4.5	0.0409	0.6	0.14	258.6	1.6	257.5	10.3	247.5	103.2	258.6	1.6
FCH39-54	177	4240	1.4	19.1600	3.0	0.3020	3.0	0.0420	0.5	0.17	265.0	1.3	268.0	7.1	293.8	67.9	265.0	1.3
FCH39-61	157	3684	1.0	19.3500	1.8	0.3051	2.0	0.0428	0.9	0.44	270.3	2.3	270.4	4.7	271.2	40.9	270.3	2.3
FCH39-52	251	5468	1.5	19.7464	3.6	0.3043	3.7	0.0436	0.5	0.14	275.0	1.3	269.8	8.7	224.6	84.0	275.0	1.3
FCH39-16	276	6300	1.6	19.1943	2.2	0.3148	2.4	0.0438	1.0	0.39	276.5	2.6	277.9	5.9	289.7	51.0	276.5	2.6
FCH39-17	376	10678	1.0	19.0785	1.5	0.3205	1.8	0.0443	1.1	0.58	279.7	2.9	282.3	4.5	303.6	34.2	279.7	2.9
FCH39-4	152	2668	1.9	19.8723	6.8	0.3089	6.9	0.0445	0.9	0.13	280.8	2.4	273.3	16.5	209.9	158.4	280.8	2.4
FCH39-8	211	6098	1.5	19.2941	3.4	0.3202	3.4	0.0448	0.5	0.15	282.6	1.4	282.1	8.5	277.9	77.9	282.6	1.4
FCH39-83	370	7426	1.2	19.1386	2.0	0.3241	2.0	0.0450	0.5	0.25	283.7	1.4	285.1	5.0	296.4	44.6	283.7	1.4
FCH39-74	276	7660	2.4	17.4252	1.9	0.4133	2.9	0.0522	2.3	0.77	328.2	7.2	351.2	8.7	506.5	41.4	328.2	7.2
FCH39-57	421	13480	2.4	14.1081	2.4	0.5967	3.7	0.0611	2.9	0.76	382.1	10.6	475.2	14.2	954.0	49.8	382.1	10.6
FCH39-30	250	9278	2.4	17.4452	1.8	0.5716	3.4	0.0723	2.9	0.84	450.2	12.5	459.1	12.6	503.9	40.1	450.2	12.5
FCH39-38	205	14486	3.5	18.0415	2.2	0.5789	2.9	0.0757	1.9	0.64	470.7	8.4	463.7	10.7	429.5	49.4	470.7	8.4
FCH39-13	429	19874	10.9	17.3272	1.7	0.6094	1.9	0.0766	0.7	0.38	475.7	3.3	483.2	7.1	518.9	37.6	475.7	3.3
FCH39-44	362	21306	6.5	17.2225	0.9	0.6543	1.6	0.0817	1.3	0.82	506.4	6.3	511.1	6.4	532.2	20.1	506.4	6.3
FCH39-15	520	17690	1.7	17.1520	2.5	0.6584	2.7	0.0819	1.1	0.41	507.5	5.4	513.7	10.9	541.2	54.2	507.5	5.4
FCH39-50	277	4420	1.9	16.8946	1.2	0.6730	1.3	0.0825	0.5	0.40	510.8	2.6	522.6	5.5	574.1	26.8	510.8	2.6
FCH39-86	290	9196	2.2	16.5241	1.3	0.7719	1.8	0.0925	1.2	0.68	570.3	6.5	580.8	7.8	622.1	28.0	570.3	6.5
FCH39-81	218	10688	1.6	16.9525	2.1	0.7560	2.5	0.0929	1.4	0.54	573.0	7.5	571.7	11.1	566.7	46.4	573.0	7.5
FCH39-33	362	24006	3.0	13.7004	1.5	0.9646	3.1	0.0958	2.7	0.87	590.0	15.1	685.7	15.4	1013.7	30.9	590.0	15.1
FCH39-29	29	1778	0.4	17.5350	9.2	0.7572	9.2	0.0963	0.7	0.07	592.6	3.9	572.4	40.3	492.6	203.0	592.6	3.9
FCH39-70	160	8766	1.0	16.6339	1.9	0.8303	2.2	0.1002	1.2	0.53	615.4	7.0	613.8	10.4	607.8	41.1	615.4	7.0

Apéndice AII. Geocronología de circones detríticos

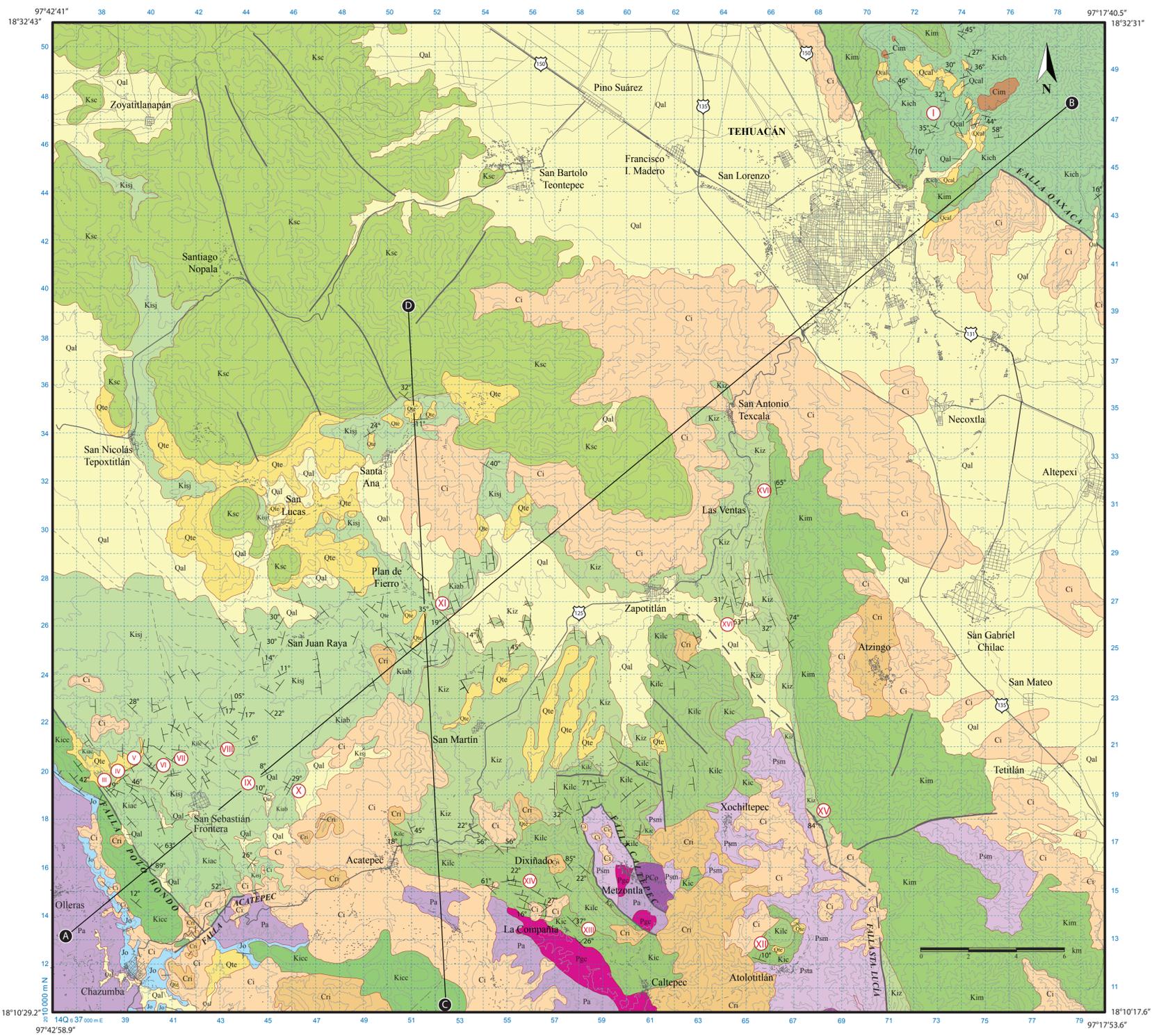
Análisis	U (ppm)	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Mejor edad						
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{\text{U}}{\text{Th}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	\pm	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	\pm	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	\pm	error	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	\pm	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	\pm	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}^*}$	\pm	(Ma)	\pm
					(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
FCH39-79	284	16106	1.9	16.2505	0.6	0.9030	0.9	0.1064	0.6	0.71	652.0	3.9	653.3	4.3	658.0	13.4	652.0	3.9
FCH39-68	567	34392	10.5	14.5484	2.8	1.0352	2.9	0.1092	0.9	0.29	668.2	5.4	721.5	15.0	890.8	57.2	668.2	5.4
FCH39-87	85	7704	2.2	13.7768	2.0	1.5433	3.8	0.1542	3.3	0.85	924.5	28.0	947.8	23.6	1002.4	41.3	924.5	28.0
FCH39-32	498	52116	7.2	14.1082	1.0	1.5171	2.0	0.1552	1.7	0.87	930.2	15.0	937.3	12.1	954.0	19.9	930.2	15.0
FCH39-23	266	24272	1.5	13.9902	2.0	1.5655	2.4	0.1588	1.3	0.54	950.4	11.2	956.6	14.6	971.1	40.6	950.4	11.2
FCH39-51	56	5906	3.7	14.0932	1.5	1.5556	1.8	0.1590	1.0	0.56	951.3	9.1	952.7	11.3	956.1	30.9	951.3	9.1
FCH39-47	588	46668	3.3	13.9931	0.9	1.6316	1.0	0.1656	0.5	0.50	987.7	4.6	982.5	6.3	970.7	17.8	970.7	17.8
FCH39-66	75	6290	1.3	13.8952	1.3	1.6238	1.4	0.1636	0.5	0.35	977.0	4.5	979.5	9.0	985.0	27.4	985.0	27.4
FCH39-64	216	17092	2.1	13.8477	0.8	1.5999	1.8	0.1607	1.5	0.88	960.6	13.7	970.2	11.0	992.0	17.1	992.0	17.1
FCH39-100	211	15678	3.0	13.7708	0.8	1.6179	0.9	0.1616	0.5	0.53	965.6	4.5	977.2	5.9	1003.3	16.1	1003.3	16.1
FCH39-65	149	14702	1.9	13.7390	1.3	1.7105	1.4	0.1704	0.5	0.37	1014.6	4.7	1012.5	8.7	1008.0	25.6	1008.0	25.6
FCH39-40	223	21024	2.7	13.6959	1.4	1.5829	1.6	0.1572	0.7	0.45	941.4	6.3	963.5	10.0	1014.3	29.0	1014.3	29.0
FCH39-72	447	30640	2.2	13.6603	0.8	1.6832	1.1	0.1668	0.7	0.67	994.2	6.8	1002.2	7.0	1019.6	16.6	1019.6	16.6
FCH39-63	546	41348	8.0	13.6535	1.8	1.6912	2.0	0.1675	0.8	0.40	998.2	7.4	1005.2	12.8	1020.6	37.1	1020.6	37.1
FCH39-92	89	9284	3.1	13.6250	2.0	1.6594	2.3	0.1640	1.3	0.54	978.8	11.5	993.1	14.8	1024.9	39.9	1024.9	39.9
FCH39-88	122	11620	2.8	13.5934	1.3	1.7309	1.5	0.1707	0.9	0.56	1015.7	8.0	1020.1	9.8	1029.5	25.6	1029.5	25.6
FCH39-97	89	7418	1.3	13.5891	1.8	1.7612	2.0	0.1736	0.8	0.43	1031.8	8.0	1031.3	12.7	1030.2	35.8	1030.2	35.8
FCH39-91	62	6168	2.7	13.5105	2.2	1.6900	2.3	0.1656	0.7	0.32	987.8	6.7	1004.8	14.7	1041.9	44.2	1041.9	44.2
FCH39-19	133	19218	3.9	13.4636	1.5	1.6967	1.7	0.1657	0.9	0.51	988.3	8.0	1007.3	10.9	1048.9	29.7	1048.9	29.7
FCH39-78	249	20072	4.1	13.3860	0.9	1.8054	1.3	0.1753	0.9	0.70	1041.1	8.7	1047.4	8.4	1060.6	18.4	1060.6	18.4
FCH39-62	491	44944	2.5	13.3042	1.1	1.8665	2.2	0.1801	1.9	0.86	1067.5	19.0	1069.3	14.8	1072.9	22.5	1072.9	22.5
FCH39-11	181	18784	3.2	13.0636	1.2	1.8989	1.4	0.1799	0.8	0.54	1066.5	7.6	1080.7	9.5	1109.4	23.9	1109.4	23.9
FCH39-99	49	4752	1.9	13.0499	2.0	1.9245	3.1	0.1821	2.3	0.76	1078.7	23.0	1089.6	20.5	1111.5	39.8	1111.5	39.8
FCH39-85	84	7384	2.5	13.0248	2.4	1.9100	2.6	0.1804	1.0	0.39	1069.3	9.8	1084.6	17.0	1115.4	46.9	1115.4	46.9
FCH39-84	33	3500	1.6	12.9905	2.7	1.9872	3.1	0.1872	1.5	0.49	1106.3	15.4	1111.2	21.0	1120.7	54.1	1120.7	54.1
FCH39-71	137	14082	3.4	12.8822	1.5	1.9736	1.6	0.1844	0.7	0.42	1090.9	6.8	1106.5	10.8	1137.4	29.0	1137.4	29.0
FCH39-35	230	37212	3.9	12.8200	1.1	1.9671	1.3	0.1829	0.7	0.50	1082.8	6.6	1104.3	8.8	1147.0	22.5	1147.0	22.5
FCH39-21	62	4426	1.9	12.8008	2.1	2.0645	3.2	0.1917	2.4	0.76	1130.4	25.2	1137.1	21.8	1149.9	40.9	1149.9	40.9
FCH39-34	372	62904	6.7	12.7398	1.2	2.0735	2.1	0.1916	1.8	0.82	1130.0	18.2	1140.1	14.7	1159.4	24.3	1159.4	24.3
FCH39-26	243	26758	2.8	12.7010	0.9	2.0812	2.0	0.1917	1.8	0.89	1130.7	18.3	1142.6	13.5	1165.4	17.5	1165.4	17.5
FCH39-89	83	9594	2.6	12.6076	1.0	2.1455	1.1	0.1962	0.5	0.44	1154.8	5.3	1163.6	7.9	1180.1	20.2	1180.1	20.2
FCH39-96	180	11004	2.2	12.6002	0.8	2.0479	0.9	0.1871	0.5	0.54	1105.9	5.1	1131.6	6.3	1181.2	15.4	1181.2	15.4
FCH39-90	200	21010	3.5	12.5293	0.8	2.0981	1.7	0.1907	1.5	0.87	1124.9	15.0	1148.2	11.5	1192.4	16.3	1192.4	16.3
FCH39-67	150	12646	3.2	12.5242	1.0	1.7768	5.2	0.1614	5.1	0.98	964.5	45.6	1037.0	33.8	1193.2	20.5	1193.2	20.5
FCH39-9	128	18870	2.0	12.4962	1.5	2.2106	1.6	0.2004	0.5	0.31	1177.2	5.4	1184.4	11.3	1197.6	30.4	1197.6	30.4
FCH39-48	175	16004	3.0	12.4429	2.1	2.0553	3.2	0.1855	2.4	0.75	1096.9	23.8	1134.1	21.6	1206.0	41.4	1206.0	41.4
FCH39-77	323	29500	2.4	12.4275	1.2	2.2499	1.3	0.2028	0.5	0.38	1190.3	5.4	1196.7	9.3	1208.5	24.1	1208.5	24.1
FCH39-18	170	26278	3.4	12.3679	1.3	2.2220	1.4	0.1993	0.5	0.38	1171.6	5.8	1188.0	9.9	1217.9	25.6	1217.9	25.6
FCH39-36	239	31202	4.3	12.2778	1.0	2.3272	1.5	0.2072	1.1	0.75	1214.0	12.2	1220.6	10.4	1232.3	18.9	1232.3	18.9
FCH39-28	31	1186	5.2	12.1138	6.1	1.7623	6.1	0.1548	0.6	0.10	928.0	5.5	1031.7	39.7	1258.6	119.2	1258.6	119.2
FCH39-98	218	23306	4.4	12.0153	1.0	2.4774	1.7	0.2159	1.4	0.80	1260.1	16.0	1265.4	12.6	1274.5	20.1	1274.5	20.1
FCH39-43	269	34572	5.9	11.9669	0.9	2.3300	1.8	0.2022	1.5	0.87	1187.3	16.6	1221.5	12.5	1282.4	17.2	1282.4	17.2
FCH39-41	127	10538	2.6	11.8637	1.8	2.3673	2.9	0.2037	2.3	0.78	1195.1	25.1	1232.8	20.9	1299.2	35.4	1299.2	35.4
FCH39-31	198	35982	1.3	11.8060	1.0	2.5272	1.4	0.2164	1.0	0.71	1262.8	11.1	1279.9	10.0	1308.7	18.9	1308.7	18.9
FCH39-14	80	12672	1.1	11.7817	1.3	2.5438	1.5	0.2174	0.7	0.44	1268.0	7.5	1284.7	10.9	1312.7	26.1	1312.7	26.1

Tesis doctoral

Análisis	U (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	\pm (%)	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Mejor edad		
						$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	\pm (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	\pm (%)	error corr.	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	\pm (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	\pm (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}^*}$	\pm (Ma)	(Ma)	\pm (Ma)
FCH39-46	668	34264	3.4	11.7300	1.1	2.5130	2.1	0.2138	1.9	0.87	1249.0	21.0	1275.8	15.5	1321.3	20.4	1321.3	20.4
FCH39-69	151	21490	2.8	11.5116	0.5	2.6501	1.6	0.2213	1.6	0.95	1288.5	18.1	1314.7	12.0	1357.6	9.8	1357.6	9.8
FCH39-53	583	38198	1.5	11.0762	0.6	2.9846	0.8	0.2398	0.5	0.66	1385.4	6.6	1403.7	6.1	1431.5	11.5	1431.5	11.5
FCH39-49	107	9318	1.5	10.4667	3.5	3.0617	5.4	0.2324	4.0	0.75	1347.2	49.0	1423.2	41.0	1538.8	66.5	1538.8	66.5
FCH39-12	122	26448	0.8	9.7016	2.5	4.1981	4.0	0.2954	3.1	0.77	1668.4	44.8	1673.7	32.4	1680.2	46.4	1680.2	46.4
FCH39-27	174	40734	1.6	7.9162	0.6	6.4962	1.3	0.3730	1.1	0.87	2043.4	19.6	2045.4	11.3	2047.4	11.1	2047.4	11.1

Tabla AIII-7 Ejemplares de amonitas colectados en la Columna IV Xochiltepec (Figura AI.13 en la formación Zapotitlán.

	Muestra	Especimen	Barremiano	
			Inferior	Superior
Posición estratigráfica	MXOL-08	<i>Karsteniceras</i> sp.		X
	MXOL-05	<i>Silesites</i> sp.		X
	MXOL-04	<i>Melchiorites</i> sp.		X
	MXOL-03	<i>Phylloceras</i> sp.	X	
	MXOL-02	<i>Phylloceras</i> sp., <i>Pulchellia</i> sp.	X	
	MXOL-01	<i>Crioceras</i> sp.	X	



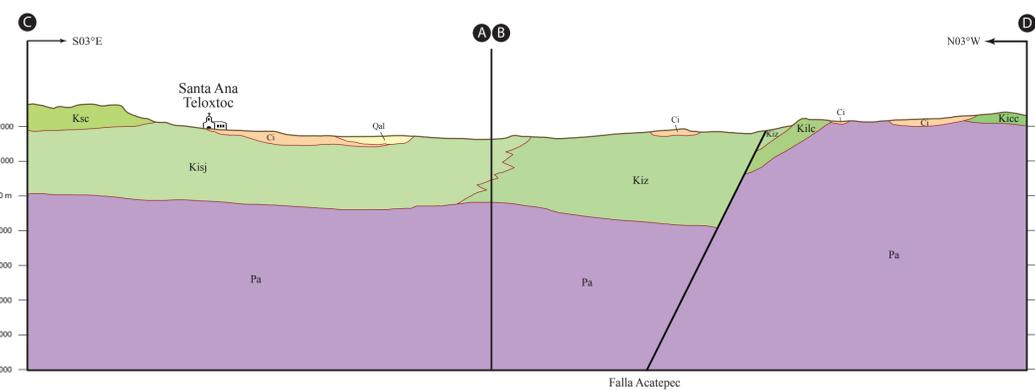
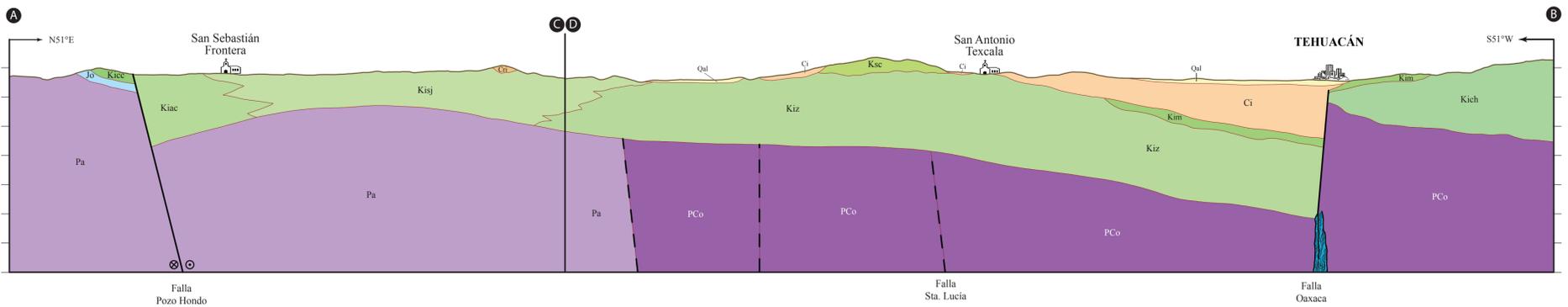
LEYENDA

CENOZOICO	Qal	Aluvi6n
	Ocal	Caliche
	Ote	Terraza
	Ci	Indiferenciado
	Cri	Rocas igrneas
	Cim	Intrusivo La Maturana
CRETÁCICO INFERIOR	Ksc	Formaci6n Cipiapa
	Kim	Formaci6n Miahuatepec
	Kicc	Caliza Coyotepec
	Kisj	Formaci6n San Juan Raya
	Kiac	Formaci6n Agua del Cordero
	Kiz	Formaci6n Zapotitl6n
	Kilc	Formaci6n La Compa1a
	Kic	Formaci6n Caltepec
	Kich	Formaci6n Chivillas
PRECRETÁCICO	Jo	Formaci6n Otlaltepec
	Jj	Complejo Sierra de Ju6rez
	Psm	Formaci6n Matzitzi
	Pgc	Granito Coahuico
	Pa	Complejo Acatl6n
	PCo	Complejo Oaxaque1o

$\backslash 45^\circ$	Rumbo y echado medido
\backslash	Rumbo y echado fotoestratigr6fico
\backslash	Rumbo y echado compilado de Calder6n (1956)
\odot	Columna medida
\backslash	Falla
\odot	Falla derecha

Declinaci6n magn6tica para 2010: $5^\circ 15' E$
 Variaci6n magn6tica anual $4.5' al W$

Cartograf1a topogr6fica elaborada a partir de las curvas digitales del INEGI: E14-B64, E14-B65, E14-B66, E14-B74, E14-B75, E14-B76, E14-B84, E14-B85 y E14-B86. Sistema ITRF 92 (Elipsoide GRS 80).



MAPA LITOSTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA ZAPOTITLÁN - CHIVILLAS
 Claudia Cristina Mendoza Rosales
 TESIS DOCTORAL 2010
 ANEXO A



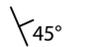
LEYENDA

CENOZOICO

- Qal Aluvión
- Qcal Caliche
- Nsi Conglomerado San Isidro
- Cth Formación Tehuacán
- Cim Intrusivo La Maturana

CRETÁCICO

- Kim Formación Miahuatpec
- Kich Formación Chivillas

-  Rumbo y echado medido
-  Columna medida
-  Detachment
-  Falla normal / inferida
-  FCH-6 Muestra

Declinación magnética para 2010: 5° 15' E.
Variación magnética anual 4.5' al W

Cartografía topográfica elaborada a partir de las cartas digitales del INEGI: E14-B65; E14-B66; E14-B75 y E14-B76. Sistema ITRF 92 (Elipsoide GRS 80).

MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TEHUACÁN, PUE.

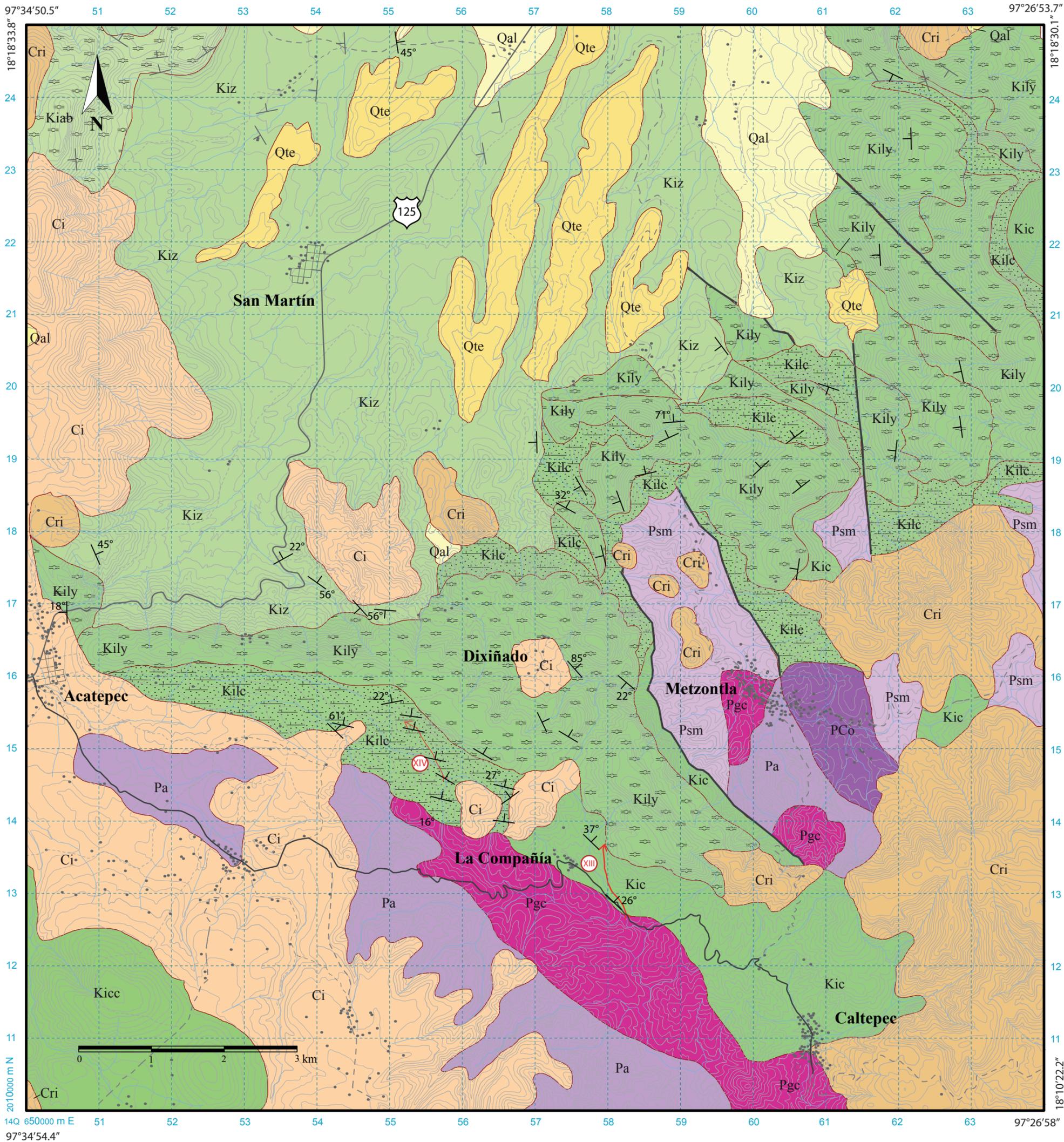
Claudia Cristina Mendoza Rosales

TESIS DOCTORAL 2010



ANEXO B





LEYENDA

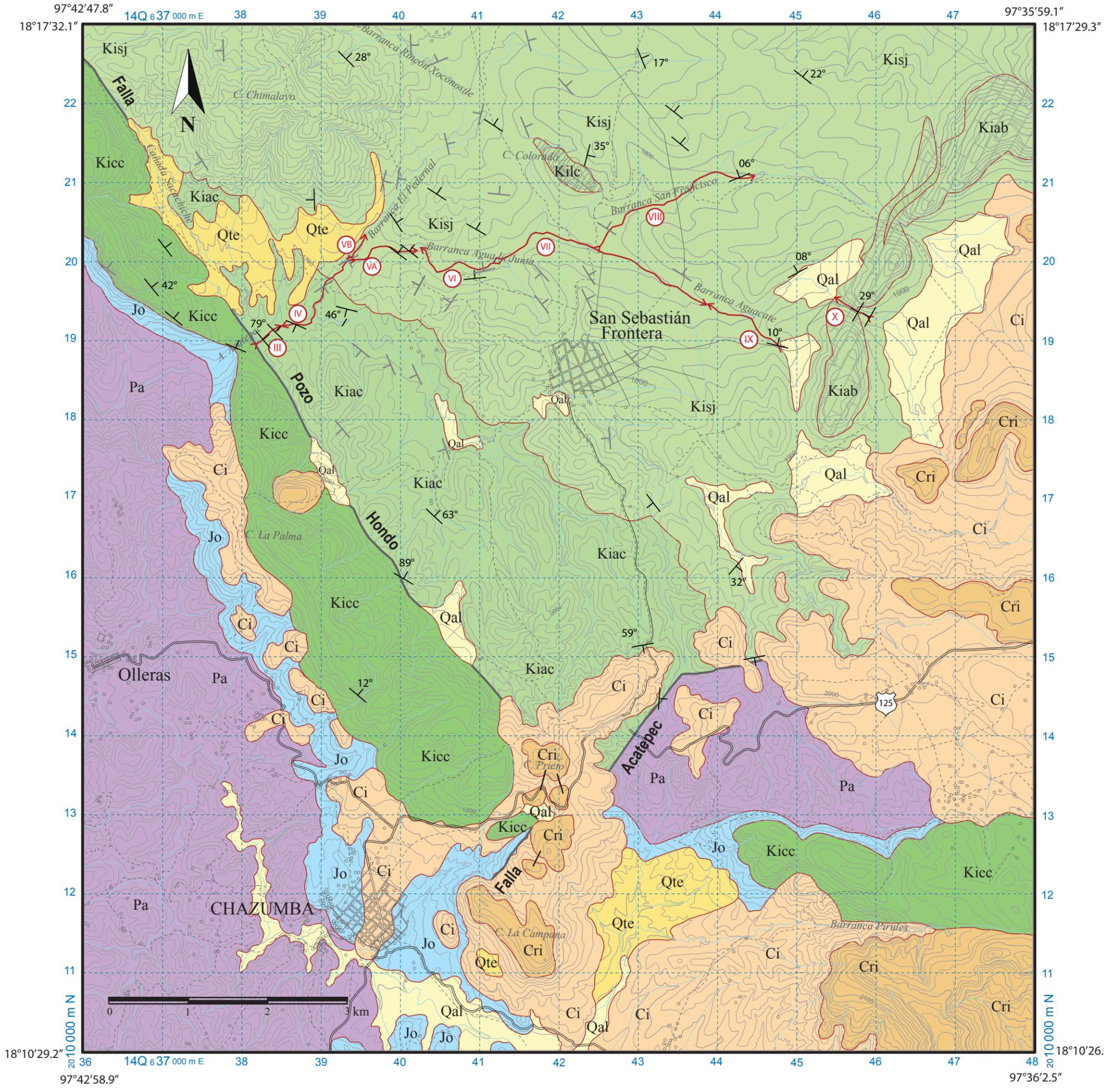
- | | |
|--------------|---|
| CENOZOICO | Qal Aluvión |
| | Qte Terraza |
| | Ci Indiferenciado |
| | Cri Rocas ígneas |
| CRETÁCICO | Kicc Caliza Coyotepec |
| | Kisj Formación San Juan Raya |
| | Kiab Miembro Agua del Burro |
| | Kiz Formación Zapotitlán |
| | Kile Formación La Compañía |
| | Kily Lentes Yistepec |
| | Kic Formación Caltepec |
| PRECRETÁCICO | Psm Formación Matzitzi |
| | Pgc Granito Cozahuico |
| | Pa Complejo Acatlán |
| | PCo Complejo Oaxaqueño |
| | Rumbo y echado medido
Rumbo y echado fotogeológico
Rumbo y echado compilado de Calderón (1956)
Columna medida
Falla |

Declinación magnética para 2010: 5° 15' E
 Variación magnética anual 4.5' al W
 Cartografía topográfica elaborada a partir de las cartas digitales del INEGI: E14-B75; E14-B84. Sistema ITRF 92 (Elipsoide GRS 80).

**MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA
 LA COMPAÑÍA-METZONTLA, PUE.**

Claudia Cristina Mendoza Rosales

TESIS DOCTORAL 2010



LEYENDA

- | | | |
|--------------|------|----------------------------|
| CENOZOICO | Qal | Aluvi3n |
| | Qte | Terraza |
| | Ci | Indiferenciado |
| | Cri | Rocas 3gneas |
| CRET3CICO | Kicc | Caliza Coyotepec |
| | Kisj | Formaci3n San Juan Raya |
| | Kilc | Lente Colorado |
| | Kiab | Miembro Agua del Burro |
| | Kiac | Formaci3n Agua del Cordero |
| PRECRET3CICO | Jo | Formaci3n Otlaltepec |
| | Pa | Complejo Acatl3n |
-
- | | |
|--|---|
| | Rumbo y echado medido |
| | Rumbo y echado fotogeol3gico |
| | Rumbo y echado compilado de Calder3n (1956) |
| | Columna medida |

Declinaci3n magn3tica para 2010: 5° 15' E.
Variaci3n magn3tica anual 4.5' al W

Cartograf3a topogr3fica elaborada a partir de las cartas digitales del INEGI: E14-B74; E14-B84; E14-B75 y E14-B85.
Sistema ITRF 92 (Elipsoide GRS 80).

**MAPA LITOESTRATIGR3FICO DEL 3REA
SAN SEBASTI3N FRONTERA, OAX.**

Claudia Cristina Mendoza Rosales

TESIS DOCTORAL 2010



ANEXO D

