

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA



**LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS EN TEHUACÁN,
PUEBLA.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA

P R E S E N T A:

MÓNICA RODRÍGUEZ OTERO

DIRECTORA: ING. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES

MÉXICO D.F., NOVIEMBRE 2010.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
60-I-089

SRITA. MÓNICA RODRÍGUEZ OTERO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Ing. Claudia C. Mendoza Rosales y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS EN TEHUACÁN, PUEBLA

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	MARCO TEÓRICO
III	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
IV	LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS
V	MODELO DE FACIES
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA
	APÉNDICE PETROGRÁFICO
	ANEXOS: MAPA DE LITOFACIES, ESCALA 1:25,000

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta

Asimismo, le recuerdo que la ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

CD. Universitaria, D. F. a 5 de Febrero de 2010

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

RJPYS*RHIL*srs

AGRADECIMIENTOS

A MIS PADRES: por su apoyo incondicional y por darme la oportunidad de estudiar en la máxima casa de estudios. Infinitamente... GRACIAS!

A LA UNAM: por abrirme sus puertas, brindarme conocimientos y enseñanzas de vida.

A MIS ASESORES: Maestra Claus, Gracias por su paciencia y su soporte en cualquier momento. Al Profe Silva por invitarme al proyecto, por sus ánimos incondicionales y sus enseñanzas desinteresadas desde mi primer mes en la universidad. A los dos profes que me enseñaron Geología en campo, en las aulas y en sus cubículos, ha sido un placer... GRACIAS!

A MIS SINODALES: Profe Emiliano Campos, Dra. Elena Centeno y Dr. Eduardo Aguayo por sus atinadas observaciones a este trabajo que gracias a sus aportaciones enriquecedoras permitieron darle calidad al mismo:

A MIS MAESTROS: Ing. Alfredo Victoria por abrirme las puertas a su amistad e invitarme a numerosos proyectos académicos exitosos. A los Ingenieros: Javier Arellano, Baldomero Carrasco, Guadalupe Alvarado, Juan Carlos Cruz, Martin Vidal, Ricardo Castrejón, Bernardo Martell, José Luis Sánchez Z., por darme ánimos y sus valiosas enseñanzas. Adán Castro: Por ayudarme en diversas tareas en la realización de la tesis.

A ÁLVARO: por tener siempre fe en mí y estar a mi lado.

AMIGOS MÍOS: Mónica (L) y Daniel (K) por aguantarme y escucharme en nuestros primeros semestres. A Liz por su paciencia y convivencia día a día. A mi brigada de campo: Yoalli y Bernardo. A los Stones: Carlos, Paquito, Emmanuel, Ricardo, Mildred, Diana, Paco, Miguel XX, Pale, Marcelo, Arturo, Aura, Alba, Javo, Alonso, Saúl, Martín, Mitre, Osvaldo y Paris (†). A Raymundo, Rebe, Adrián, Pare, Carlos Ortiz, Angeles, Mayra, Rodrigo, Marevna y Claudia Aviles. Por su gran amistad y las vivencias inolvidables dentro y fuera de la universidad.

A TODOS:

MUCHAS GRACIAS.

Misión cumplida.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	2
1.1. OBJETIVOS	3
1.2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA.....	3
1.3. METODOLOGÍA.....	6
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO.....	8
2.1. TURBIDITAS.....	8
2.2. PROCESOS Y MECANISMOS.....	11
2.2.1. Slumps.....	13
2.2.2. Flujo de detritos	13
2.2.3. Flujos Fluidizos.....	13
2.2.4. Corrientes turbidíticas.....	14
2.3. CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS	14
2.3.1. Slumps.....	14
2.3.2. Depósitos de Debritas	14
2.3.3. Depósitos de Turbiditas.....	14
2.3.4. Depósitos de Flujos Fluidizos	15
2.4. ABANICOS SUBMARINOS	15
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	18
3.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	20
3.1.1. Terreno Mixteco.....	20
3.1.3. Terreno Zapoteco	20
3.1.4. Cretácico Inferior (Formaciones: Zapotitlán, La Compañía y San Juan Raya).....	21
3.1.5. Terreno Cuicateco	21
3.1.6. Complejo Migmatítico Teotitlán y Complejo Metamórfico Mazateco	22
3.2. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	22
3.2.1. Falla Oaxaca.....	24
3.2.2. Formación Chivillas (Kich).....	24
3.2.3. Calizas marinas del Aptiano; Formación Miahuatepec (Kim).....	25
3.2.4. Formación Tehuacán (Cth)	26
3.2.5. Conglomerado San Isidro (Csi).....	27
3.2.6. Intrusivos indiferenciados	28
CAPÍTULO IV: LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS	29
4.1. GENERALIDADES	29

4.1.1. Distribución.....	30
4.1.2. Localidad tipo	31
4.1.3. Litología.....	31
4.2. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS.....	32
4. I. Asociación de Facies (Kicha): Derrame y Lava almohadillada.....	33
4. II. Asociación de Facies (Kichb): Debitas siliciclásticas.....	36
4. III. Asociación de Facies (Kichc): Turbidita de grano grueso-medio	39
4. IV. Asociación de Facies (Kichd): Debitas calcáreas.....	42
4.V. Asociación de Facies (Kiche): Turbidita de grano fino.....	45
4. VI. Asociación de Facies (Kichf): Slumps.....	49
CAPÍTULO V: MODELO DE FACIES.....	52
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES.....	57
BIBLIOGRAFÍA	59
APÉNDICE PETROGRÁFICO.....	63

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Principales vías de acceso.	3
Figura 1.2. Localización del área de estudio.	4
Figura 1.3. Orografía del área de estudio. Redibujado de Eguiza-Castro, 2001.	5
Figura 1.4. Provincias geológicas de México, el área de estudio está indicada por la estrella amarilla. Tomado de: Ortega Gutiérrez et al., 1991.	6
Figura 2.1. Modelo de facies turbidíticas donde se muestran las 5 divisiones de la Secuencia Bouma, las interpretaciones de Middleton y Hampton (1973), Lowe (1982) y Shanmugam (2006). Tomado y redibujado de Shanmugam (2006).	9
Figura 2.2. Redibujado de Stow y Shanmugam, (1980). Mejor conocida como Secuencia Stow para corrientes turbidíticas de grano fino.	10
Figura 2.3. Redibujado de Lowe, (1982). Secuencia de Lowe para el reconocimiento de depósitos de corrientes turbidíticas de alta densidad. Note que los mecanismos de sedimentación son clave para diferenciación de estos depósitos.	11
Figura 2.4. Esquema donde se muestran los cuatro procesos básicos de transporte de sedimentos hacia aguas profundas. Tomado de Shanmugam y Moiola, (1994 en Shanmugam, 2006).	12
Figura 2.5. Vista en planta del modelo de abanico submarino conceptualizado y secuencia regresiva hipotética de un modelo de abanico submarino. Tomado de: Mutti y Ricci-Lucci (1972 en Santillán-Piña, 2009).	16
Figura 3.1. Mapa Geológico Regional, modificado de: Mendoza-Rosales et al., 2010. A) Mapa de terrenos tectonoestratigráficos del Sureste de México (Sedlock et al. 1993) Mx; Mixteco, Za; Zapoteco, C; Cuicateco, Ma; Maya, Ch; Chatino. B) Mapa modificado de INEGI, 1994; Ortuño-Arzate et al., 1992; Ángeles-Moreno, 2006. Círculos representan edades datadas por: (a) Elías Herrera et al., 2005 (b) Ángeles-Moreno, 2006; (c) Mendoza Rosales et al. 2010.	19
Figura 3.2. Columna estratigráfica del área de estudio.	23
Figura 3.3. Lavas Almohadilladas de la Formación Chivillas. Localización de afloramiento: Latitud 18° 29' 32.12'' N y Longitud 97° 22' 7.98'' W.	25
Figura 3.4. Foto panorámica desde el C. Yolotepec con vista hacia el Norte, donde se aprecia el contacto por superficie de detachment entre la Formación Chivillas y la Formación Miahuatepec.	26
Figura 3.5. Conglomerado San Isidro, A) vista panorámica hacia el norte del Cerro Colorado desde el sur donde se observa estratificación, B) Conglomerado San Isidro; polimíctico, con abundantes fragmentos de calizas de la Formación Miahuatepec, longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 28' 41.73'' N y Longitud 97° 19' 38.98'' W.	27
Figura 4.I.1. Columna estratigráfica II, medida en la Barranca Las Salinas a partir de las coordenadas: Latitud 18°29'13.44'' N y Longitud 97°22'7.10'' W, (Ver Mapa de Asociación de Facies para seguir la trayectoria de medición).	34
Figura 4.I.2. Lavas Almohadilladas con relleno de caliza y pedernal entre almohadilladas, Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°29'32.12'' N y Longitud 97°22'7.98'' W.	35
Figura 4.I.3. Afloramiento de derrames de lava con un ejemplo de fracturas conjugadas, señaladas por el martillo de longitud: 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°32'8.95'' N y Longitud 97°21'2.28'' W.	35
Figura 4.I.4. Litofacies de peperitas (Exp). A) Sedimento (S) atrapado en un flujo de lava (D), longitud del lápiz 18 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°30'52.33'' N y Longitud 97°21'29.61'' W, B) contacto	

entre flujo de lava (D) y sedimentos del tipo flujos fluidizos (Sff), longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°33'5.58''N y Longitud 97°21'20.77''W.....	36
Figura 4.II.1. A) Depósito de flujo de detritos con el espesor más potente de la formación. B) Turbiditas de grano fino intercaladas entre las debritas; se aprecia como la superficie de contacto es irregular. Longitud de martillo 33 cm: Localización del afloramiento: Latitud 18°31'48.83''N y Longitud 97°20'53.06''W.	38
Figura 4.II.3. Conglomerado polimítico soportado por matriz calcáreo-arcillosa de color gris oscuro, con abundantes clastos de cuarzoareniscas bien redondeadas. Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°28'37.74''N y Longitud 97°17'50.38''W.	38
Figura 4.II.4. Conglomerado polimítico soportado por matriz de arena gruesa. Se aprecian clastos de gneises (Gc) y cuarzo lechoso (Cl) entre otros clastos de areniscas y lutitas soportados por matriz de arena gruesa. Longitud de la moneda 2 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°19'0.34''N y Longitud 97°22'15.88''W.	39
Figura 4.III.1 Afloramiento de la asociación de facies de Turbiditas de grano grueso a medio (Kichc). Se aprecia las intercalaciones rítmicas de lóbulos de zonas medias a distales. Dimensión de brújula brunton: 81.2 x 71.1 mm.	41
Figura 4.III. 2. Estructuras de plato (FC) en estrato de la litofacies arenisca siliciclástica de grano grueso-medio (Arg). Se manifiesta T _{S3} de la Secuencia de Lowe. Tomada de Mendoza-Rosales, 2010 (En preparación)..	42
Figura 4.IV.1.Vista de la cima de un estrato de debritas calcáreas. Sobresale la proporción de los clastos calcáreos angulosos en su mayoría. Las divisiones sobre la faceta estructural equivalen a 5 centímetros. Localización del afloramiento: Latitud 18°29'13.44'' N y Longitud 97°22'7.10'' W.	43
Figura 4.IV.2. Columna estratigráfica I, medida a partir de la coordenadas Latitud 18°29'41.71'' N y Longitud 97°22'10.92'' W, (Ver Mapa de Asociación de Facies para seguir trayectoria de medición).	44
Figura 4.V.1. Intercalación de litofacies Limo (Li) y Lutita (Lu) con estructuras de escape de agua como volcanes de arena (Va) y laminación convoluta (C). Longitud de la moneda 2 cm. Localización del afloramiento: nivel ~ 286 m de la columna medida II.....	47
Figura 4.V.2. Detalle de estructuras de la asociación de facies Kiche. Las facies de la Secuencia Bouma T _b , laminación paralela, T _c estratificación cruzada y T _c horizontes de lutita homogéneas. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°33'25.4'' N y Longitud 97°21'22.01'' W.....	47
Figura 4.V.3. Se ilustran las facies de la Secuencia Bouma identificadas: T _c = estratificación cruzada y ondulada. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 30'7.8'' N y Longitud 97° 21'51.38'' W.....	48
Figura 4.V.4. Imagen representativa de litofacies Lu y Li con estructuras sedimentarias parte de la Secuencia Stow, T ₂ Lam. delgada irregular. Otras estructuras presentes son: gradación granocreciente (Gc) y (Mc) marcas de carga. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 32'8.95'' N y longitud 97°21'2.28'' W.	48
Figura 4.VI.1. Red estereográfica con los datos de inclinación de planos axiales de los pliegues sin-sedimentarios. El promedio de los datos estructurales es: 42° de inclinación al NE 83°.	49
Figura 4.VI.2. Slumps de litofacies lutita-limo. Se desarrolla un pliegue limitado por horizontes sin deformar. Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 33'45.45'' N y longitud 97°21'30.86'' W.	50

Figura 4.VI.3. Pliegues sin-sedimentarios conformados por intercalaciones de areniscas y limos. El martillo descansa sobre una superficie de falla. Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 31'21.51'' N y longitud 97°20'56.53'' W.	50
Figura 5.1. Leyenda de columna de la figura 5.2, tomado de Mendoza-Rosales et al., 2010.....	52
Figura 5.2. Columna medida sobre la Barranca Las Salinas de la Formación Chivillas. Tomado de Mendoza-Rosales et al., 2010.	53
Figura 5.3. Modelo de facies para la Formación Chivillas, donde se aprecia la distribución de las asociaciones de facies en el abanico submarino, las progradación de los lóbulos, las principales fuentes detríticas y las fallas que controlaron la depositación.	55

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.I. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kicha).....	33
Tabla 4.II. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichb).	37
Tabla 4.III. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichc).	40
Tabla 4.IV. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichd).	43
Tabla 4.V. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kiche).	46
Tabla 4.VI. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichf).	49

RESUMEN

El área de estudio se localiza en la Sierra Madre del Sur, al noreste de la ciudad de Tehuacán en el estado de Puebla. Al sur se encuentra limitada por el Valle de Tehuacán al oriente de la Falla Oaxaca y en las primeras estribaciones de la Sierras de Zongolica y Sierra Mazateca.

Se cartografiaron cuatro unidades estratigráficas, de las cuales dos son Mesozoicas y dos Cenozoicas. De la más antigua a la más reciente, se identificó a la Formación Chivillas, secuencia volcanosedimentaria, Formación Miahuatepec de calizas, Formación Tehuacán de calizas lacustres y travertinosas, y la más reciente el Conglomerado San Isidro compuesta por depósitos fluviales. Entre otras estructuras se encuentran la Falla de Oaxaca y algunos Intrusivos de diferentes composiciones que cortan a las unidades antes mencionadas.

Se reconoció un estilo de deformación de las calizas de la Formación Miahuatepec que difiere con la sucesión de la Formación Chivillas, el contacto entre las unidades es por superficie de *detachment* producto de la orogenia Laramide.

La Formación Chivillas se acumuló en una cuenca tipo sin-rift, con diferentes fuentes de tipo ígneo, sedimentario y metamórfico. Se infiere que se depositó sobre un basamento de edad Paleozoica, donde se intercalaron sucesiones de turbiditas siliciclásticas, flujos de detritos, slumps, derrames y lavas almohadilladas de composición alcalina. La edad de la unidad ha sido fechada de ~126 Ma, indicando un pulso final de la apertura del Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010).

Se diferenciaron seis asociaciones de facies que se cartografiaron en la Formación Chivillas, con base en las litofacies descritas e interpretadas sobre la Barranca Las Salinas al noreste de la ciudad de Tehuacán, son las siguientes:

- Derrame y lava almohadillada consta de las litofacies: derrame basáltico-andesítico, espilitas, peperitas y tobas líticas y cristalinas.
- Debritas Siliciclásticas contiene las litofacies: conglomerado polimíctico soportado por clastos y conglomerado polimíctico soportado por matriz.
- Turbidita de grano grueso-medio comprende de las litofacies: arenisca conglomerática calcárea, arenisca siliciclástica de grano medio-grueso, lutitas y limolitas.
- Debritas calcáreas que incluyen intercalaciones de litofacies de debritas soportadas por clastos angulosos de calizas, areniscas calcáreas de grano fino y lutitas calcáreas.
- Turbidita de grano fino se describen las litofacies de lutita calcárea y caliza arcillosa de radiolarios y calciesferúlidos.
- Slumps conformada por estratos deformados de litofacies de arenisca siliciclástica de grano grueso, limos y lutitas.

El modelo sedimentario corresponde a un **abanico submarino arenoso**, con lóbulos de espesores medianos formados principalmente por depósitos de turbiditas clásicas. Con una depositación controlada por la Falla Oaxaca en etapa de movimientos transtensivos.

Se infiere que las fuentes sedimentarias son de tipo metamórfico, principalmente del Complejo Oaxaqueño, seguido del Complejo Acatlán y bancos arrecifales de la Cuenca de Zapotitlán. Otras probables fuentes son: Macizo de Chiapas, Complejo Migmatítico de Teotitlán, Complejo Mazateco.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta la cartografía geológica escala 1:25,000, el análisis y la descripción de seis asociaciones de facies reconocidas a partir de las litofacies caracterizadas sobre la Barranca Las Salinas, sitio que es considerado como área tipo de la Formación Chivillas al noreste de la Ciudad de Tehuacán.

Se realizó durante una estancia profesional dentro del Proyecto PAPIIT IN115208 a cargo de los investigadores de la U.N.A.M.: Ing. Claudia Cristina Mendoza Rosales (responsable), Dr. Gilberto Silva Romo (corresponsable), Dra. Elena Centeno García y el M. en C. Emiliano Campos Madrigal.

Por definición una “**Litofacies**” es un cuerpo de roca de una misma litología, formada durante ciertas condiciones de sedimentación particulares de su ambiente de depósito. En el área de estudio, las litofacies pertenecen a una sucesión volcanosedimentaria acumulada en un ambiente de **abanico submarino** de edad Barremiana (Mendoza Rosales *et al.*, 2010).

Algunos autores consideran que la Formación Chivillas es una sucesión volcanosedimentaria compleja (Alzaga y Santamaría, 1987; Dávalos-Álvarez, 2006). Desde que se documentó por primera vez a la Formación Chivillas ha presentado la problemática para su caracterización geológica. En este trabajo se proveen las bases suficientes para caracterizar sus depósitos y sus litofacies agruparlas en alguna de las asociaciones de facies aquí propuestas.

La problemática principal que se presentó al realizar este trabajo, es la definición de las litofacies, su colocación en cada asociación de facies, con un sentido interpretativo y consistente del ambiente sedimentario. Por consiguiente, las asociaciones de facies deben ser cartografiables con base en su carácter litológico, procesos de depósito, posición estratigráfica, su geometría y sus relaciones espacio-temporales para elaborar una interpretación de tipo sedimentológica. La metodología utilizada para resolver el problema de la diferenciación de litofacies, se recurrió a los principios fundamentales sobre procesos depositacionales y modelos de facies en abanicos submarinos. Por cuestiones de la escala del mapa de asociaciones de facies, algunos paquetes pequeños de litofacies incluso asociaciones de facies (no cartografiables), pueden quedar dentro de una asociación de diferente genética a la identificada. Sin embargo solo es una región del área de estudio con fuertes cambios de facies y con variaciones laterales y verticales de las litofacies.

En seguida, se presentará un bosquejo sobre el un marco teórico de los procesos sedimentológicos en **sistemas sedimentarios de aguas profundas**, que son tomados como

bases fundamentales para la separación de litofacies y asociaciones de facies. Continuado a esto, presento una breve reseña del marco geológico regional de zonas aledañas al área de estudio. Posteriormente, expongo la descripción de las litofacies reconocidas en campo e interpretación de cada asociación de facies cartografiada. Por último, se aterriza con un modelo de facies representativo para la Formación Chivillas.

1.1. Objetivos

- Elaborar un **Mapa de Asociación de Facies de la Formación Chivillas** escala 1:25,000, en la localidad tipo a partir de las litofacies identificadas y descritas.
- Detallar el **Modelo de Facies** de abanico submarino para la Formación Chivillas, que permita comprender los cambios sedimentológicos y estructurales durante su depósito.

1.2. Localización del área

El área de estudio está ubicada en el municipio de Tehuacán, en la parte sureste del Estado de Puebla. Se encuentra a 250 km de la Ciudad de México, 120 km de la ciudad de Puebla y a 321 km de la Ciudad de Oaxaca. Las coordenadas geográficas del municipio de Tehuacán son latitud norte: 18°22'06" y 18°36'12" y longitud oeste: 97°15'24" y 97°37'24".

Se puede llegar al área desde la Ciudad de México, tomando la autopista México-Puebla hasta llegar a la desviación de la autopista Cuacnopalan-Oaxaca para posteriormente entroncar con la desviación a la Ciudad de Tehuacán (Figura 1.1).

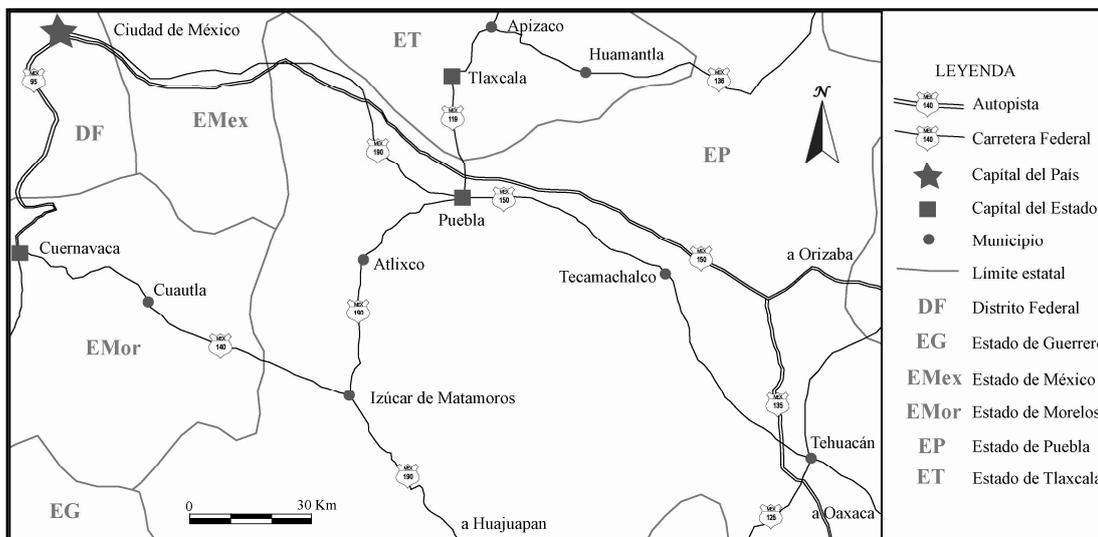


Figura 1.1. Principales vías de acceso.

El área se ubica en la carta topográfica escala 1:250,000 Orizaba E 14-6 (INEGI, 1994) y en la intersección de cuatro cartas topográficas escala 1:50,000: Tehuacán E14-B75, Santiago Miahuatlán E14-B65, Zinacatepec E14-B76, Acultzingo E14-B66. Su límites en coordenadas UTM son: 14Q 668,000 a 670,000 m E, y 2,043,000 a 2,054,000 m N. En coordenadas geográficas son: Latitud: 18°28'18.43'' N a 18°34'13.56'' N, Longitud: 97°24'32.8'' W a 97°19'21.94'' W, cubre una superficie de 108 Km² (Figura 1.2).



Figura 1.2. Localización del área de estudio.

Fisiográficamente se sitúa dentro de la Sierra Madre del Sur (Lugo-Hubp, 1990). Orográficamente se aloja en el límite de las Sierra Mazateca y Sierra Zongolica, al poniente por la Sierra de Tecamachalco, al sur por el Valle de Tehuacán y a 13 km al sur por la Sierra Mixteca (Figura 1.3).

La mayor altitud es de 2580 msnm localizada en el sector noroeste del mapa y la altitud más baja es de 1480 msnm al sureste del mismo. El clima es semi-seco cálido con lluvias en verano y escasas a lo largo del año, predominante en el área correspondiente al Valle de Tehuacán y un clima semi-seco templado con lluvias en verano y escasas a lo largo del año que se presenta entre las zonas orientales del Valle de Tehuacán y las primeras inmediaciones de la Sierra de Zongolica.

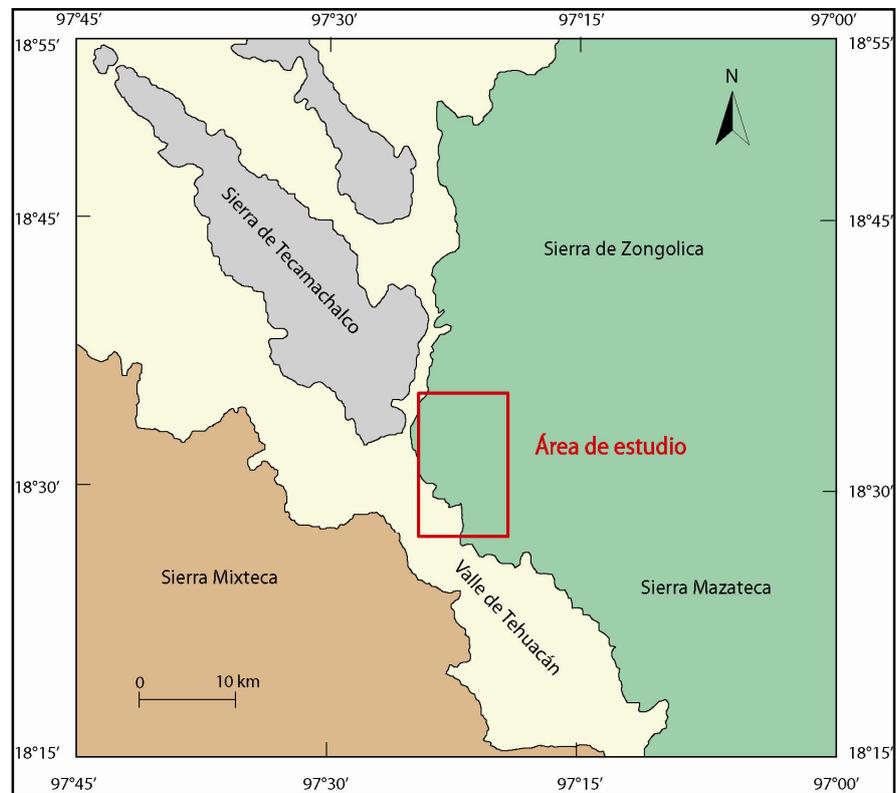


Figura 1.3. Orografía del área de estudio. Redibujado de Eguiza-Castro, 2001.

Dichas sierras se localizan entre las provincias geológicas: Cuicateca, Zapoteca y Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Figura 1.4; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991).

El drenaje fluvial, de manera general, es de tipo dendrítico con dirección NE-SW para los cauces principales y para las corrientes intermitentes se desarrollan en dirección NW-SE y W-E drenando hacia el Valle de Tehuacán y posteriormente se incorporan hacia las confluencias del río Papaloapan para desembocar al Golfo de México.



Figura 1.4. Provincias geológicas de México, el área de estudio está indicada por la estrella amarilla. Tomado de: Ortega Gutiérrez et al., 1991.

1.3. Metodología

Se inició con una compilación bibliográfica de toda la información relacionada con el área de estudio, de tipo geográfica, topográfica y geológica, con el fin de complementar el trabajo y en su caso rectificar cualquier detalle que pudiera enriquecer o discutir algún aspecto. Consulté libros y artículos para aplicar los criterios sobre los depósitos de talud, artículos sobre turbiditas para diferenciar las litofacies y agruparlas en asociaciones de facies para su respectiva cartografía.

Se elaboró un mapa fotogeológico preliminar a través del uso de fotografías aéreas verticales, abarcando las cartas topográficas antes mencionadas. En total trabajé con 25 fotos aéreas del INEGI escala 1:20,000; zona E14-B-65 (9 Mar 1994) - línea 47 fotos 1 a 6, 15 a 17 y 1 a 10; zona E14-B-75 (9 Mar 1994) línea 48 fotos 1 a 3 y 10 a 17; zona E14-B-66 (4 Abril 1994) línea 49 fotos 1 a 9.

Posteriormente, se hizo el trabajo de campo durante cuatro semanas con diferentes rutas a lo largo de las veredas y terracerías existentes en el área. Se realizó en brigada de tres personas: Yoalli Bianii Hernández Marmolejo como alumna inscrita en la materia Geología de Campo, Bernardo Ignacio García Amador alumno de intercambio de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla y Mónica Rodríguez Otero autora de la presente Tesis, con asesoría de los investigadores responsables.

Durante las salidas al campo, trabajamos sobre la mayoría de los afloramientos existentes recolectando muestras, control de contactos geológicos con receptor GPS, toma de fotografías, medición de datos estructurales, croquis de afloramientos y registros en libreta de campo. Así también realizamos el trabajo de gabinete para completar las actividades realizadas en campo. Medimos dos columnas estratigráficas de detalle con ayuda del báculo de Jacob, recopilación e identificación de muestras, datos estructurales, registro de estructuras sedimentarias y fotografías de afloramientos.

Se realizó la reinterpretación fotogeológica para la elaboración del mapa final. Se editó y se trabajó en el mapa con la base topográfica digital para su presentación y comenzar con la elaboración de una sección estructural del mapa con rumbo NE -10° SW.

Se hicieron 17 láminas delgadas de las muestras más representativas de cada asociación de facies, e incorporé 4 muestras existentes parte del proyecto de doctorado de la Ing. Claudia Mendoza Rosales, esto para enriquecer el estudio petrográfico. Todas las muestras se ubicaron en el mapa para su interpretación petrográfica y así plantear hipótesis en cada asociación de facies. Realicé la edición digital de las columnas estratigráficas para su presentación.

Toda la información se procesó, se digitalizó, se interpretaron resultados y finalmente se llevó a cabo la redacción de la tesis.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

La Formación Chivillas se depositó en una cuenca tipo sin-rift, en un ambiente de abanico submarino (Mendoza-Rosales, *et al.*, 2010). En este tipo de ambiente se presenta una sedimentología muy interesante cuyos estudios se remontan a los años 1885 hasta nuestra época (Shanmugam, 2006). Se han revisado aspectos como son; el origen y formación de las secuencias turbidíticas, así como la evolución y formación de abanicos submarinos.

Para poder entender y analizar la unidad en estudio, se revisarán brevemente aspectos básicos sobre procesos de transporte de flujos de sedimentos por gravedad y sus depósitos resultantes.

Hoy en día se reconocen como “**Sistemas sedimentarios en aguas profundas**” que consisten de turbiditas o bien de abanicos submarinos depositados por corrientes turbidíticas (Shanmugam, 2006). No existe un modelo de facies general para cualquier sistema sedimentario en aguas profundas; Shanmugam (2006) considera que cada sistema es único y debe reflejar sus procesos y configuraciones depositacionales únicas.

Geológicamente las turbiditas ocurren en períodos relativamente cortos, el tiempo durante la depositación sucede en horas o inclusive en días. Pueden demorar en depositarse una capa o estrato, fluctuando desde meses a cientos de años (Nichols, 1999). Estos depósitos comúnmente se desarrollan en las márgenes (activas y/o pasivas) siendo la evidencia de algún movimiento de tipo tectónico o en su caso relleno sedimentario en márgenes pasivas.

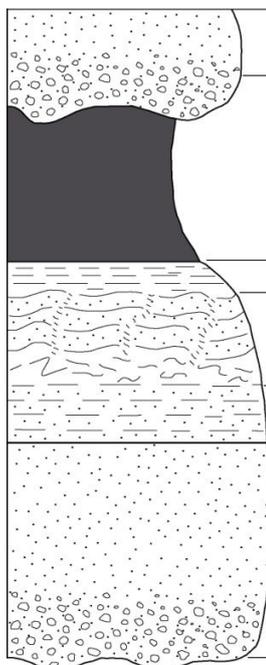
2.1. Turbiditas

Una turbidita se define como un flujo de sedimentos arrastrados de manera catastrófica, a través de corrientes de turbidez (Kuenen, 1957 *en* Shanmugam, 2006). Una **corriente turbidítica** o de turbidez es un flujo con sedimentos en turbulencia que fluye talud abajo en la superficie de un océano o lago. Estudios recientes consideran que las turbiditas representan grandes paradigmas aún sin resolver (Stow y Mayall, 2000), puesto que pueden consistir de conjuntos de estratos en forma de cuñas variando de tamaños delgados a gruesos con espesores desde 5 cm hasta cientos de metros, de igual forma se pueden extender miles de kilómetros.

En 1962 Arnold H. Bouma fue el primero en proponer una secuencia idealizada para turbiditas con 5 horizontes dentro de un paquete arenoso, que representan una sedimentación producto de un depósito turbidítico conocida como **Secuencia Bouma**. La formación donde

Bouma determinó por primera vez el modelo de facies turbidíticas fue en la Formación Grès D'Annot (Eoceno-Oligoceno) en el área de Peira Cava en los Alpes al sureste de Francia. Sin embargo, a lo largo de la historia ha tenido varias modificaciones con el fin de encontrar una secuencia más completa o bien desde otros puntos de vista, aunque siempre basado en la Secuencia Bouma original. Tales contribuciones fueron realizadas por: Middleton y Hampton (1973), Lowe (1982), Stow y Shanmugam (1980).

La Secuencia Bouma consiste, en orden ascendente (Figura 2.1), de las siguientes facies: el horizonte T_a = constituida por arenas y en la parte basal gránulos con gradación normal o masiva, T_b = arenas limosas con laminación paralela hacia la base, T_c = arenas y limos con rizaduras y estratificación ondulada o convoluta, T_d = limos en la cima con laminación paralela, T_e = horizontes de granos muy finos o sedimentos pelágicos. El principal problema de la Secuencia Bouma es que no siempre presenta sus cinco horizontes y no señalan un mecanismo del depósito.



	Tamaño de Grano	Divisiones Bouma (1962)	Middleton y Hampton (1973)	Lowe (1982)	Shanmugam (2006)
	Arcilla	Te Homogénea ó Laminada	Pelágicos y turbiditas de baja densidad	Pelágicos y hemipelágicos	Pelágicos y hemipelágicos
	Arena-Limosa	Td Laminación paralela hacia la cima	Corrientes Turbidíticas	Corrientes turbidíticas de baja densidad	Corrientes superficiales retrabajadas
		Tc Estratificación convoluta, ondulada, ripples			
	Arena	Tb Laminación planar paralela	Corrientes Turbidíticas	Corrientes turbidíticas de alta densidad	Flujo de detritos arenosos
	(Gránulos hacia la base)	Ta Gradación normal, masiva			

Figura 2.1. Modelo de facies turbidíticas donde se muestran las 5 divisiones de la Secuencia Bouma, las interpretaciones de Middleton y Hampton (1973), Lowe (1982) y Shanmugam (2006). Tomado y redibujado de Shanmugam (2006).

La Secuencia Bouma también ha funcionado como una herramienta muy importante para diferenciar las facies proximales, medias y distales en un abanico submarino, en cambio una turbidita no siempre va a representar las facies de abanico submarino, de esta manera se justifica porqué se manifiestan algunas de las facies de la Secuencia Bouma.

Otros autores consideran que se deben completar algunas de las facies de Bouma a partir de estudios sedimentológicos detallados en otras regiones.

Stow y Shanmugam (1980), proponen una secuencia más detallada para turbiditas de grano fino que se correlacionan con las facies T_c, T_d y T_e de las facies de Bouma que consta de nueve horizontes de T₀ a T₈ permitiendo diferenciar a detalle horizontes de turbiditas lodosas o flujos saturados.

Como se observa en la Figura 2.2, el horizonte T₀ = consiste de arena muy fina con laminación lenticular hacia la base, T₁ = laminación convoluta, T₂ = laminación ondulada o lenticular, T₃ = laminación fina regular, T₄ = no presenta alguna estructura definida, sin embargo predominan arenas muy finas, T₅ = son arenas muy finas con laminación ondulada y/o convoluta, T₆ = lentes gradados de limo/arcilla, T₇ = arcilla sin gradación y por último T₈ = sin laminación de finos pero con microbioturbación y pseudonódulos de limo. De la misma manera que la Secuencia Bouma, las divisiones de la Secuencia Stow no necesariamente desarrollan todos los horizontes en un paquete de turbiditas de grano fino.

Secuencia Stow-Shanmugam (1980)		
T8		Hemi-Pelágicos Bioturbación
T7		Arcilla sin gradación pseudonódulos de limo
T6		Arcilla gradada y lentes de limo
T5		Lam. ondulada y convoluta
T4		Lam. indiferenciada
T3		Lam. paralela delgada
T2		Lam. delgada irregular Baja amplitud y ripples hacia la cima
T1		Lam. convoluta
T0		Lam. Basal lenticular

Figura 2.2. Redibujado de Stow y Shanmugam, (1980). Mejor conocida como Secuencia Stow para corrientes turbidíticas de grano fino.

Lowe (1982), realiza un análisis para las corrientes turbidíticas de alta densidad, donde propone una secuencia con 6 divisiones o facies dentro de la división T_a de la Secuencia Bouma (Figura 2.3). El principal objeto de la diferenciación de los horizontes de Lowe, fue el mecanismo de depositación de los sedimentos gruesos, pasando por la suspensión, tracción y

cargas en tracción. El horizonte S_1 se caracteriza por contener estructuras de tracción (laminación planar, estratificación cruzada). La división S_2 posee gradación granocreciente y laminación ondulada hacia la base. Posteriormente el horizonte S_3 muestra gradación granodecreciente con algunas estructuras de escape de agua (estructuras de plato, de tubo y de flama). Los horizontes S_{1-3} tienden a evolucionar a flujos turbidíticos de baja densidad y generalmente se componen de arenas y gravas (Lowe, 1982). En seguida, los horizontes que se componen primordialmente de gravas son R_1 = de granos gruesos con estructuras en tracción, R_2 = gravas con gradación granocreciente y R_3 = horizontes de grava con gradación granodecreciente. Cabe mencionar que los horizontes R_{1-3} resultan de flujos densos ricos en gravas con los mismos mecanismos de deposición (carga en tracción, tracción y suspensión), donde domina la presión intergranular.

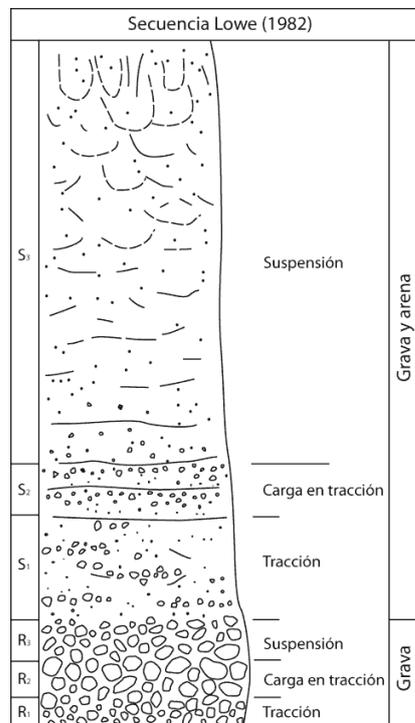


Figura 2.3. Redibujado de Lowe, (1982). Secuencia de Lowe para el reconocimiento de depósitos de corrientes turbidíticas de alta densidad. Note que los mecanismos de sedimentación son clave para diferenciación de estos depósitos.

En este trabajo se hace el uso de las secuencias como herramientas para la descripción de las litofacies y reconstruir el modelo de facies de la Formación Chivillas.

2.2. Procesos y mecanismos

La distribución, geometría y características de los depósitos de talud y sistemas sedimentarios de aguas profundas, son plenamente controlados por sus **procesos depositacionales** (Shanmugam, 2006). Los mecanismos de transporte dependen del tamaño de la partícula y de la reología del fluido en el que se deslizan.

Los mecanismos por los cuales los sedimentos se depositan pendiente abajo se conocen como flujos de sedimentos por gravedad, término implementado por Middleton y Hampton (1976, en Prothero y Schwab, 1996), que se dividen por la relación de sus granos y la plasticidad del fluido que los transporta, y son los siguientes cuatro tipos:

- Corrientes turbidíticas: contienen fluido en turbulencia y sus granos se encuentran en turbulencia.
- Flujos fluidizos: los granos fluyen hacia la superficie dentro de un fluido newtoniano o de alta viscosidad.
- Flujo de granos: existe interacción entre los granos dentro de un fluido no-newtoniano.
- Flujo de detritos: los granos se encuentran soportados por la matriz.

De este modo las discusiones sobre la geometría de los cuerpos turbidíticos y transporte de masas hacia aguas profundas, según Shanmugam y Moiola (1994 en Shanmugam, 2006), se pueden generalizar en cuatro tipos principales (Figura 2.4); **deslizamientos**, **slumps**, **flujo de detritos** y **corrientes turbidíticas**.

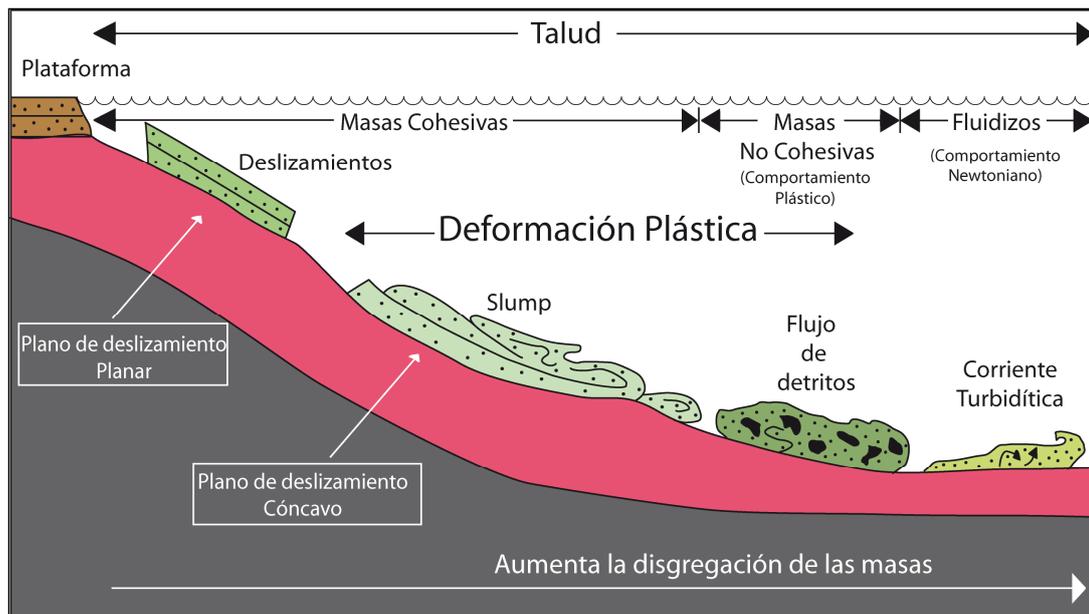


Figura 2.4. Esquema donde se muestran los cuatro procesos básicos de transporte de sedimentos hacia aguas profundas. Tomado de Shanmugam y Moiola, (1994 en Shanmugam, 2006).

La fuente de detritos o sedimentos más finos generalmente provienen de plataformas continentales, o de un alto morfológico limitado por fallas de los cuales se genera los clastos que son producto de la erosión diferencial, como es el caso para la Formación Chivillas y las probables fuentes que se analizarán en el Capítulo III.

La configuración de los procesos depende estrictamente del gradiente de la pendiente del alto morfológico o plataforma continental en otros casos, por lo cual podemos tener corrientes turbidíticas cerca de la fuente o bien muy distales de la línea de costa, internándose hacia la planicie abisal. Es así como una formación antigua o en ejemplos modernos poseen un arreglo único en sus depósitos, aún siendo los mismos procesos los que lo originan.

A continuación se describen únicamente los procesos que originaron las rocas sedimentarias de la Formación Chivillas. Las definiciones y características a mencionar son descritas en Shanmugam, (2006).

2.2.1. Slumps

El término se refiere a una avalancha de sedimentos para describir un proceso de transporte, como una estructura sedimentaria y un depósito. Consta de masas de sedimento cohesivas que se deslizan en una superficie cóncava y con movimientos rotacionales causando un estilo de deformación dúctil en sus estructuras internas, fácilmente se reconocen por su plegamiento de tipo sin-genético. Mientras avanza el deslizamiento de una avalancha talud abajo el sedimento se puede transformar en un flujo de detritos.

2.2.2. Flujo de detritos

Shanmugam (2006), menciona que la reología de un fluido no-newtoniano en estado laminar, es importante para producir un flujo de detritos, contrario al de una corriente turbidítica donde el fluido se encuentra en estado turbulento. El fluido en un flujo de detritos es de tipo plástico y puede tener una concentración de sedimentos variable entre 25-95%. El contenido en una matriz arenosa varía y funciona para clasificar el depósito siendo dominantes los movimientos intergranulares.

2.2.3. Flujos Fluidizos

Los granos se encuentran soportados por agua en los poros, cuando la presión intersticial del fluido satura los poros, el sedimento se comporta como un fluido viscoso que se desliza por gravedad (Middleton y Hampton, 1976 *en* Prothero y Schwab, 1996). El fluido juega el papel importante, cuando se agrega una presión adicional en la mezcla fluido – arena, el fluido trata de escapar hacia arriba y por medio del proceso de **licuefacción** forman estructuras sedimentarias muy típicas cuando el fluido queda atrapado como son: estructuras de flama, de plato, de tubo, bases erosivas y volcanes de arena.

2.2.4. Corrientes turbidíticas

Una corriente turbidítica es aquella que acarrea sedimentos en un fluido newtoniano en estado turbulento, los sedimentos se encuentran en suspensión sin la suficiente fuerza para acarrear arenas muy gruesas a gravas y pueden extenderse hasta cientos de kilómetros (Shanmugam, 2006). Galloway y Hobday (1983) describen como una corriente turbidítica se desarrolla inicialmente en forma de canales y se expande conforme se va alejando del talud, manteniendo en turbulencia los sedimentos acarreados. Pueden desarrollarse en diferentes niveles del talud, es decir, cercano a la plataforma o fuente, en los canales, cañones, niveles distales de la línea de costa, etc.

2.3. Clasificación de los depósitos

Como ya se mencionó los depósitos se clasifican según el tipo de proceso. A continuación describo las características más generales de cada depósito.

2.3.1. Slumps

Se definen como un conjunto de pliegues y fallas sin-sedimentarias que pueden ocurrir en diversos ambientes como glaciares, depósitos eólicos, deltas, etc. Comprenden litofacies de gravas a arenas muy finas, presentan deformación en la base; en niveles del talud arriba, se presentan fallas tensionales, mientras que talud abajo se desarrollan pliegues producto de los esfuerzos de compresión o estructuras dúplex. Los pliegues se encuentran entre paquetes de rocas sin deformar que se encuentran en contacto discordante con las capas adyacentes.

2.3.2. Depósitos de Debritas

El depósito es el resultado del transporte de masas de un flujo de detritos. Comprenden espesores más gruesos que los demás, los tamaños de granos pueden variar desde gránulos hasta bloques y el arreglo de las partículas es generalmente caótico. Por lo tanto tendremos conglomerados muy mal clasificados, aunque puede presentar gradación granodecreciente o creciente.

2.3.3. Depósitos de Turbiditas

Son el producto de las corrientes turbidíticas y generalmente presentan gradación granodecreciente. Muestran texturas y estructuras sedimentarias típicas. En estos depósitos es

común observar la Secuencia Bouma, así como los horizontes de la Secuencia Stow y Lowe. Las turbiditas se pueden separar por su granulometría y la densidad de granos *versus* matriz que transporta una corriente de turbidez.

Lowe (1982), separa los depósitos turbidíticos de la siguiente manera:

- En las turbiditas de **baja densidad** predominan los tamaños de grano finos, arena fina a arcillas donde los granos se encuentran suspendidos de manera independiente y pueden fluir como flujos de granos en turbulencia. Conllevan carga en tracción al inicio del depósito y posteriormente sedimentación por tracción y suspensión.
- Las turbiditas de **alta densidad** pueden contener diversos tamaños de grano desde arcillas hasta arenas gruesas, gránulos y gravas que pueden ser transportados en tracción hacia la base o suspensión dentro de un fluido mezclado con sedimento fino.

La sedimentación ocurre cuando un flujo o una corriente desacelera o los granos no pueden seguir en el proceso de transporte.

2.3.4. Depósitos de Flujos Fluidizos

Se caracterizan por su contenido de sedimentos finos; sus tamaños de grano pueden variar de arenas muy finas a arcillas. Son los depósitos finales de un flujo de sedimentos por gravedad o de una corriente turbidítica en general, por lo que tienden a formar los miembros terminales de una secuencia turbidítica, depósitos *levees* o zonas de desborde de canales (Einsele, 2000). Pueden funcionar como el sedimento de relleno de una cuenca o inclusive en rellenos de canales (Einsele, 2000). En este tipo de paquetes tienden a desarrollar pequeñas extensiones y espesores a diferencia de los demás. En la Secuencia Bouma se encuentran en la facies T_e , que en ocasiones se desarrollan algunos de los horizontes de la Secuencia Stow.

2.4. Abanicos Submarinos

Los abanicos submarinos están conformados por lóbulos de turbiditas y canales, se forman al del pie del talud en una llanura abisal y son alimentados por un cañón submarino asociados a deltas y/o ríos. Un abanico se puede diferenciar por su promedio en el tamaño de grano, pueden ser abanicos de arena o de lodo dependiendo de la fuente clástica y actividad del ambiente tectónico. Los abanicos de arena comprenden extensiones más pequeñas y se asocian a márgenes activas, en cambio los abanicos de lodo abarcan áreas más extensas y ocurren en márgenes pasivas (Galloway y Hobday, 1983)

Se puede caracterizar un abanico por su proximidad a la línea de costa y son tres sectores principales: proximal, medio y distal, o bien interno, medio y externo como se aprecia en la Figura 2.5.

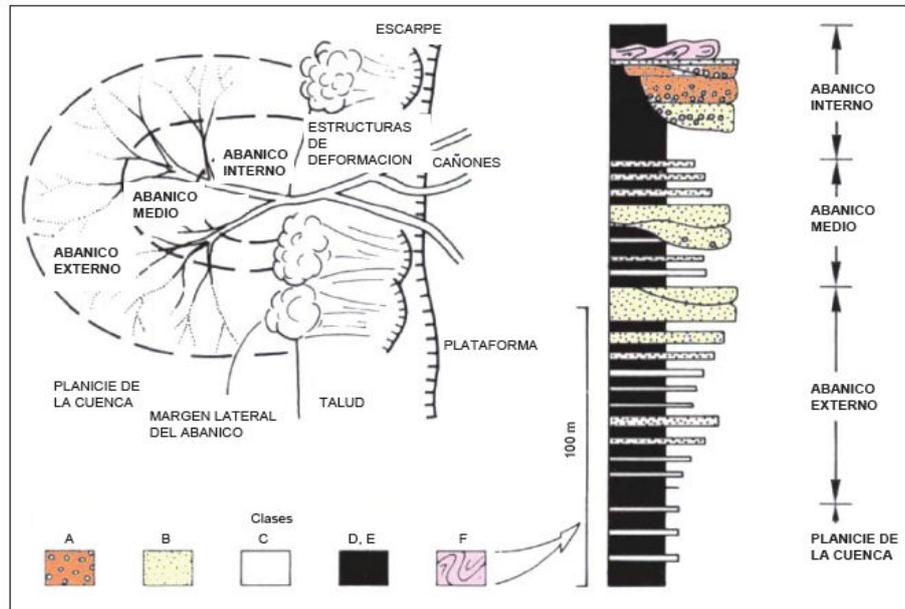


Figura 2.5. Vista en planta del modelo de abanico submarino conceptualizado y secuencia regresiva hipotética de un modelo de abanico submarino. Tomado de: Mutti y Ricci-Lucci (1972 en Santillán-Piña, 2009).

El abanico proximal es una zona de canales o cañones con litofacies de debritas, brechas y turbiditas de grano grueso. En las facies de la Secuencia Bouma se presentan los horizontes T_a , T_b , T_c y T_d . Los depósitos de un canal cambian rápidamente según el relleno del cañón y ambos suelen rellenarse con sedimentos muy finos como limos y arcillas formando facies T_e de la Secuencia Bouma. Una corriente turbidítica busca el camino más rápido o la pendiente más abrupta para deslizarse, cuando se rellena un canal esta corriente busca otros caminos formando nuevos lóbulos (Galloway y Hobday, 1983; Nichols, 1999).

En el abanico medio desaparecen los cañones y se desarrollan lóbulos principales que se caracterizan por ser sistemas ricos en arenas graduando a lentes de debritas o arenas de grano más grueso en el desarrollo de los canales. En cada lóbulo del abanico se presentan sistemas de canales con diferentes formas, es decir, los canales pueden estar trenzados, formar meandros, etc., con características muy similares a los de un ambiente fluvial. Los sedimentos finos son depositados en las partes superiores del abanico cuando el canal se llena o cesa la pendiente. Los canales pueden tener diferentes niveles hacia la cima. En este sector puede ocurrir la Secuencia Bouma completa (Galloway y Hobday 1983; Nichols, 1999).

El abanico distal se caracteriza por el desarrollo de las corrientes turbidíticas en una pendiente suave donde los sedimentos viajan lentamente. Las capas son delgadas y se superponen de manera iterativa. Generalmente se conforman por sedimentos muy finos y pueden depositarse sedimentos pelágicos y hemipelágicos en este sector. Las facies de la Secuencia Bouma que se presentan son T_c , T_d y T_e (Galloway y Hobday, 1983; Nichols, 1999).

Regularmente los sistemas de abanicos submarinos están sujetos a frecuentes superposiciones de nuevos abanicos alimentados por el mismo cañón o asociados a cambios de la fuente de sedimentos. Hay diferentes estilos de superposición de abanicos como consecuencia de la fluctuación en la línea de costa. Los procesos son: progradación, retrogradación y agradación vertical (Galloway y Hobday, 1983); en una progradación la línea de costa avanza hacia mar abierto, al contrario en la retrogradación la línea de costa gana terreno al continente y en una agradación vertical la línea de costa mantiene su posición y se superponen rítmicamente hacia la superficie.

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La historia geológica del sur de México se caracteriza por su gran variedad de formaciones y complejos geológicos con edades desde el Proterozoico hasta el Reciente. La evolución tectónica del sur de México es probablemente el principal objeto de debate de las investigaciones recientes, protagonizados por una serie de eventos geológico-tectónicos relacionados con los límites entre terrenos tectonoestratigráficos (Figura 3.1-A; Sedlock *et al.*, 1993).

El área de estudio queda comprendida en el marco de los terrenos Cuicateco, Mixteco y Zapoteco (Sedlock *et al.*, 1993), que corresponden con los terrenos Juárez, Mixteco y Oaxaca de Campa y Coney (1983), cada uno con una historia geológica compleja. Estos son referidos a la interacción de los paleocontinentes Laurencia y Gondwana, en conjunto con el rompimiento de pangea.

El límite entre los terrenos Cuicateco y Zapoteco es la Falla Oaxaca que es un rasgo morfológico sobresaliente desde la Ciudad de Oaxaca hasta el Valle de Tehuacán (Centeno García, 1988). El límite entre los terrenos Zapoteco y Mixteco lo marca la Falla Caltepec, una zona de cizalla de larga vida con orientación norte-sur de edad 275.6 Ma (Figura 3.1-B; Elías Herrera *et al.*, 2005).

Durante el trabajo de campo no se observó el basamento ni una cubierta Paleozoica. Sin embargo la unidad más antigua del área de estudio es la Formación Chivillas, la cual se especifica más adelante.

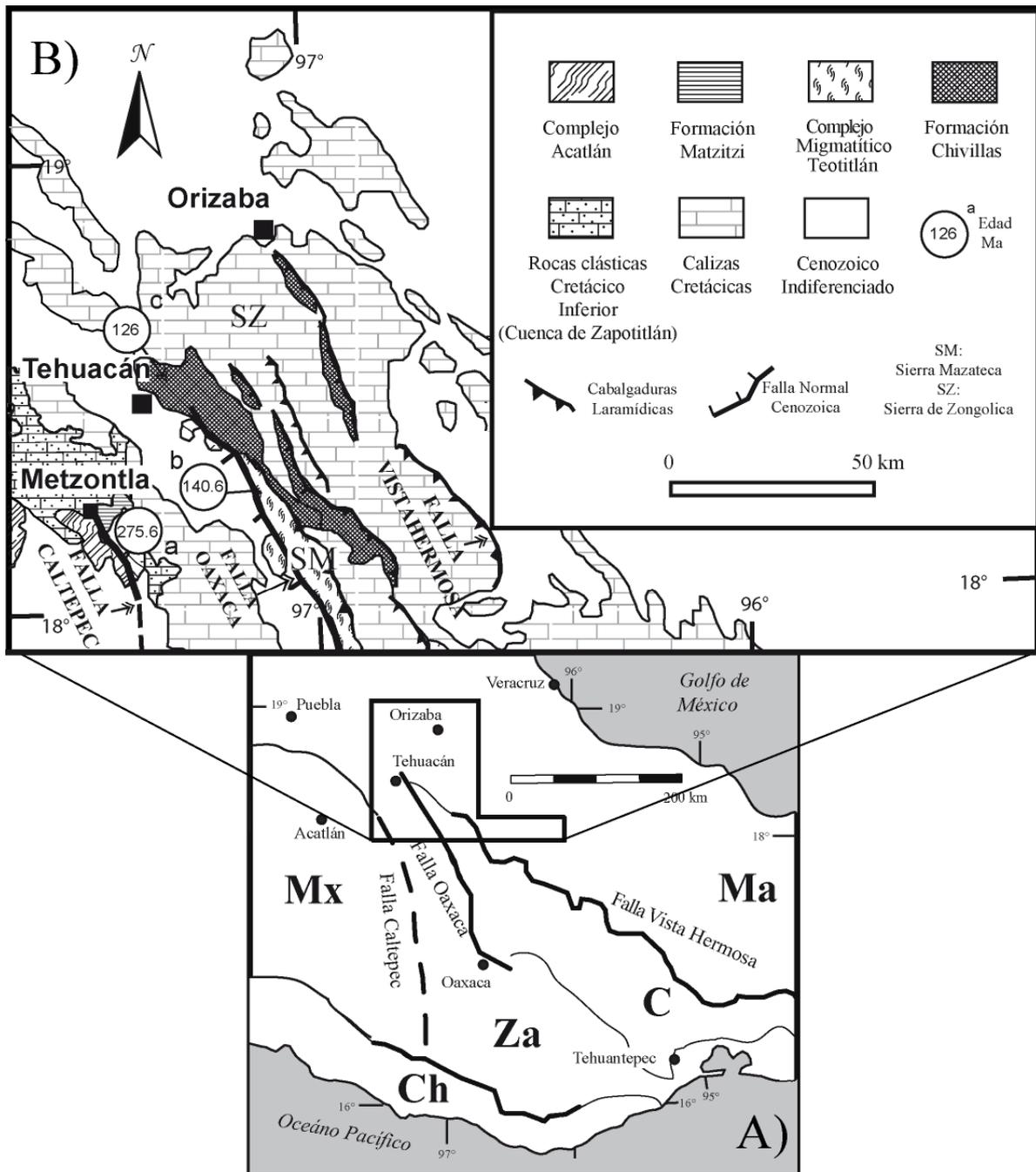


Figura 3.1. Mapa Geológico Regional, modificado de: Mendoza-Rosales et al., 2010. A) Mapa de terrenos tectonoestratigráficos del Sureste de México (Sedlock et al. 1993) Mx; Mixteco, Za; Zapoteco, C; Cuicateco, Ma; Maya, Ch; Chatino. B) Mapa modificado de INEGI, 1994; Ortuño-Arzate et al., 1992; Ángeles-Moreno, 2006. Círculos representan edades datadas por: (a) Elías Herrera et al., 2005 (b) Ángeles-Moreno, 2006; (c) Mendoza Rosales et al. 2010.

3.1. Geología Regional

A continuación se presenta una breve reseña de la geología regional cercana a la zona de estudio, con el fin de revisar la evolución tectónica y estratigráfica del sur de México. El análisis se hizo con base en referencias de otros autores en el caso de las formaciones, complejos y/o grupos involucrados, aunque algunos de ellos no afloran en el área de estudio.

3.1.1. Terreno Mixteco

Se compone de un basamento metamórfico denominado Complejo Acatlán (Figura 3.1-B) de rango Ordovícico-Devónico al Pérmico temprano (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) y consta de unidades metasedimentarias, granitoides, eclogitas y esquistos azules (Ortega-Gutiérrez, 1978). Contiene una cubierta Paleozoica hacia la parte norte correspondiente con la Formación Matzitzi conformada por clásticos depositados en ambiente fluvial de edad Pérmico-Carbonífera (Figura 3.1-B, Weber *et al.*, 1987) que descansa sobre la zona de sutura entre los terrenos Mixteco y Zapoteco. La columna Mesozoica consta de clásticos continentales Jurásicos los cuales se reconocen el Grupo Tecocoyunca, Lechos Rojos, Unidad Piedra Hueca, Unidad Otlatepec (Erben, 1956; Calderón-García, 1956; Ortega-Guerrero, 1989 y Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Del Cretácico lo conforman secuencias marinas carbonatadas y por último se tienen rocas volcánicas de edad Cenozoica (Sedlock *et al.*, 1993).

3.1.3. Terreno Zapoteco

Se extiende desde el Valle de Tehuacán hasta la ciudad de Oaxaca, el basamento lo conforma el Complejo Oaxaqueño (Sedlock *et al.*, 1993) que aflora al Sur - Sureste de Tehuacán. Este complejo se compone de diques pegmatíticos graníticos con fenocristales de anfíboles y biotita, diques básicos e intermedios que truncan bandeamientos de gneises, esto en las cercanías del río Hondo descritos por Ángeles-Moreno, (2006). La edad del Complejo Oaxaqueño es del proterozoico medio; 990-1100 Ma (Gillis *et al.*, 2005). Le sobreyacen rocas sedimentarias de edad Paleozoica, que corresponden con las formaciones Santiago, Ixtaltepec, Tiñú y Matzitzi (Sedlock *et al.*, 1993).

Las formaciones Mesozoicas y Cenozoicas son compartidas con el Terreno Mixteco que incluyen clásticos del Jurásico y del Cretácico Inferior comprenden las formaciones Zapotitlán, La Compañía y San Juan Raya que se analizan en el siguiente apartado por su correlación con la Formación Chivillas.

3.1.4. Cretácico Inferior (Formaciones: Zapotitlán, La Compañía y San Juan Raya)

Calderón-García (1956), describe a la Formación Zapotitlán como una secuencia de lutitas calcáreas grises, con bancos gruesos de caliza gris con abundantes *monopleuras* y *nerineas* de edad Barremiana que afloran en las cercanías de Zapotitlán Salinas en el Estado de Puebla (Figura 3.1-B). Reconoce dos miembros: Agua de Burro del Barremiano Superior y Agua de Cordero del Barremiano Inferior. Se estima un espesor de 1200 m (Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte 1980).

La Formación La Compañía consta de facies de abanicos aluviales, abanicos de mareas, lagunares y arrecifales. Las litologías varían de conglomerados, areniscas lenticulares, areniscas calcáreas con escasas calizas con abundantes fósiles, estratos de calizas boundstone, calcarenitas y biolititas (Ramírez-Vargas, 2009). Se correlaciona con la Formación Zapotitlán a través de cambios de facies laterales; con base en su contenido fósil su edad es del Barremiano (Ramírez-Vargas, 2009).

La Formación San Juan Raya se constituye de lutitas de color gris verdoso, calcáreas y micacíferas, con intercalaciones de areniscas calcáreas bien cementadas (Calderón-García, 1956). Se caracteriza por su gran contenido fósil que consiste de gasterópodos y pelecípodos, equinoideos, amonitas con una edad estimada del Aptiano Inferior (Calderón García, 1956). La unidad posee un espesor de 800 m (Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte, 1980).

3.1.5. Terreno Cuicateco

El área de estudio se desarrolla sobre éste terreno. Comprende la parte centro - oriente del estado de Oaxaca y sureste de Puebla. Se presenta con una orientación NW-SE acuñándose hacia la Sierra Mazateca y Sierra de Zongolica y se engrosa en la región de Tehuantepec en el Estado de Oaxaca. Algunos autores le llaman Cuenca Cuicateca de tipo pull-apart con detritos provenientes del complejo Oaxaqueño, Macizo de Chiapas y rocas pre-Titonianas (Ángeles-Moreno, 2006). Pérez-Gutiérrez *et al.*, (2009), mencionan que las rocas volcánicas de la cuenca Cuicateca, en la porción suroriental se originaron por magmas toleíticos con procesos posteriores de deshidratación de la placa de subducción.

La Formación Todos Santos es la más antigua de la Cuenca Cuicateca, que consiste de lechos rojos del Jurásico temprano de ambiente fluvio-lacustres y derrames Andesíticos (Blair, 1988). Probablemente el Macizo de Chiapas sea parte del Terreno Cuicateco debido a los zircones detríticos fechados en la Formación Chivillas (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010).

Posteriormente se tienen clásticos marinos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior correspondientes con las formaciones Tepexilotla y Xonamanca (Carrasco *et al.*, 1975). Continúa la sedimentación durante el Barremiano con la exposición de volcanismo marino y

facies de turbiditas siliciclásticas (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010) que corresponden con la Formación Chivillas.

Por último se tiene una cubierta de calizas marinas del Cretácico Inferior y rellenos del Cenozoico. Durante el Paleoceno-Eoceno se desarrolla la cabalgadura llamada Falla Vista Hermosa (Figura 3.1) que funciona como límite entre el Terreno Cuicateco y el Terreno Maya (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). El Complejo Metamórfico Mazateco cabalga sobre la Formación Todos Santos por la Falla Vista Hermosa, (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009).

3.1.6. Complejo Migmatítico Teotitlán y Complejo Metamórfico Mazateco

Al sureste de la Ciudad de Tehuacán en la Sierra Mazateca, aflora el Complejo Migmatítico de Teotitlán en una franja con dirección NW-SE (Figura 3.1-B; Ángeles-Moreno, 2006). Se encuentra constituido de gneises migmatíticos dioríticos tonalíticos, gneises cuarzodioríticos con granate, gneises de dióxido-plagioclasa, lentes de mesosomas pelíticos y diques metagraníticos. Los protolitos corresponden a secuencias volcanosedimentarias y presenta un metamorfismo continuo asociado a una exhumación importante; la edad de migmatización es de 140.6 Ma (Ángeles-Moreno, 2006).

El Complejo Metamórfico Mazateco se compone del Esquisto La Nopalera y el Esquisto Mazatlán de las Flores, los cuales se encuentran separados por fallas laramídicas (Ángeles-Moreno, 2006).

El Esquisto La Nopalera se conforma de ortogneises graníticos y tonalíticos, esquistos anfibolíticos y cuarzosfeldespáticos, cuarcitas y esquistos de biotita-microclina, esquistos de biotita-granate y mica blanca fechada con una edad de 132.18 ± 0.66 Ma y sus protolitos corresponden a secuencias volcanosedimentarias (Ángeles-Moreno, 2006).

El Esquisto Mazatlán de las Flores está constituido por esquistos de mica blanca-clorita y esquistos de actinolita, se consideran de edad Paleozoica por su correlación con los esquistos de Chiquihuitlán referencia del Paleozoico, este de México, y cabalgan a la Formación Chivillas, (Ángeles-Moreno, 2006).

3.2. Estratigrafía del área de estudio

En el área de estudio afloran rocas del Cretácico Inferior hasta el Cenozoico que rellena el Valle de Tehuacán. La columna estratigráfica que representa el área de estudio se sintetiza en la Figura 3.2.

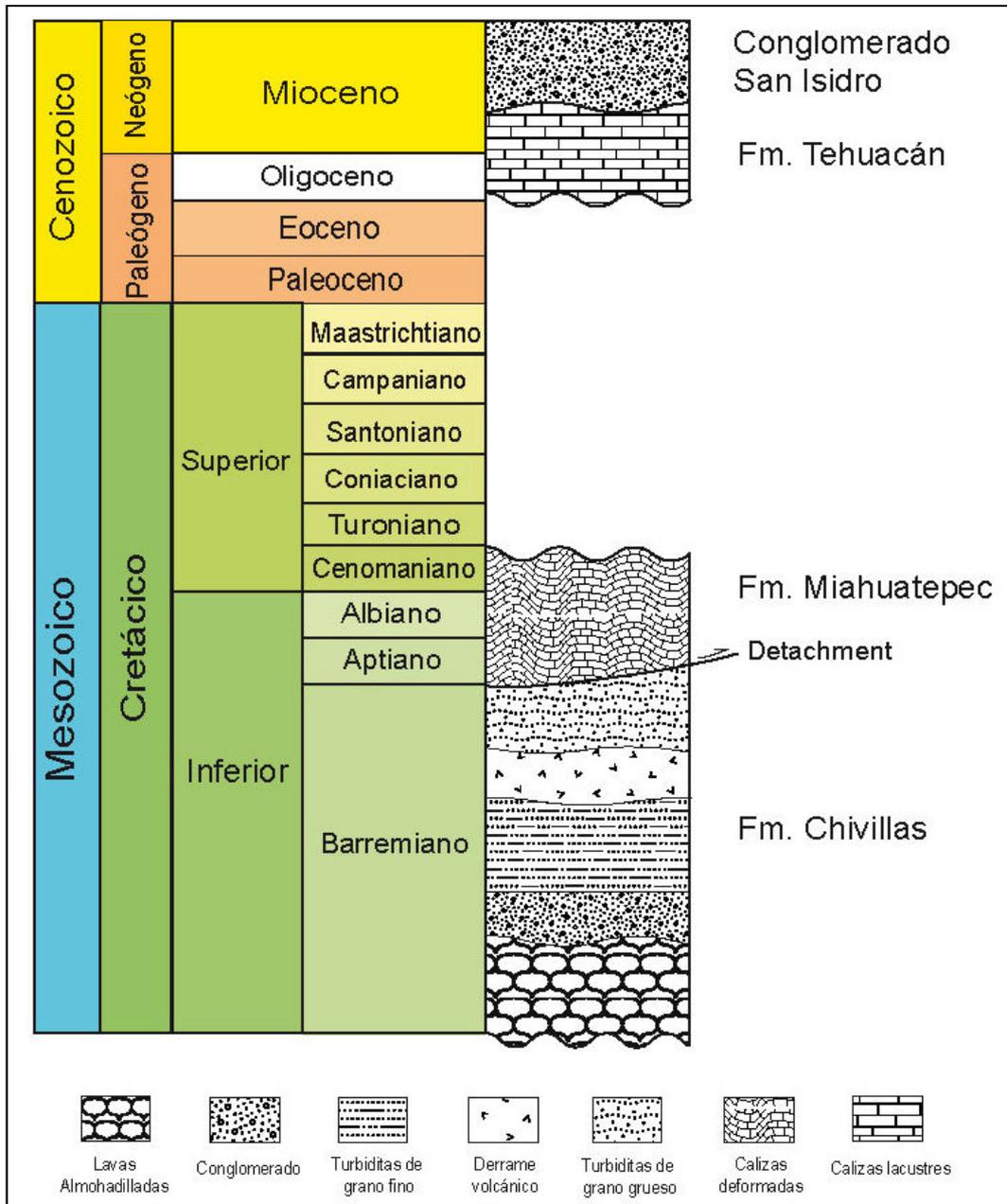


Figura 3.2. Columna estratigráfica del área de estudio.

De manera general, la evolución geológica del área comienza con el desarrollo de un rift durante el Barremiano con el depósito de una secuencia volcanosedimentaria correspondiente a la Formación Chivillas (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010). Posteriormente se depositan calizas marinas en el Cretácico Inferior diferenciadas como la Formación Miahuatepec, las cuales se encuentran fuertemente plegadas producto de la Orogenia Laramide. Dicho estilo de su deformación me permiten reconocer identificar una falla de desplazamiento determinada como

superficie de *detachment*. En seguida, se depositan calizas lacustres con intercalaciones de tobas líticas de composición riolítica durante el Oligoceno - Mioceno Inferior (Dávalos-Álvarez, 2006), caracterizada como Formación Tehuacán, que a su vez se deposita en discordancia con las unidades Mesozoicas. En el Mioceno Medio - Superior se depositaron conglomerados en un ambiente fluvial como producto de una de las múltiples reactivaciones de la Falla Oaxaca como falla normal.

En los siguientes apartados se describen las unidades que afloran en el área y que fueron cartografiadas en el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo).

3.2.1. Falla Oaxaca

Se asocia al levantamiento topográfico de las Sierra de Juárez y la Sierra Mazateca con una longitud aproximada de 200 km desde la Ciudad de Oaxaca hasta el Valle de Tehuacán (Figura 3.1). Está constituida por varios segmentos conectados por fallas laterales izquierdas con orientación Noreste (Centeno-García, 1988). Se caracteriza por sus múltiples reactivaciones durante el Cenozoico, la última de ellas como falla normal con la evidencia de los depósitos Cenozoicos de abanicos aluviales y rellenos fluviales (Centeno-García, 1988).

En el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo), se identificó la traza de la falla durante el trabajo de campo y en las fotos áreas, sin embargo este rasgo se encuentra cubierto por un paquete grueso de caliche. Al suroeste de los cerros “Honor a México” y Zomaltepec se infiere que la falla se encuentra sepultada debido a la morfología de los mismos. No se observó un plano de falla ni estrías durante el trabajo de campo.

3.2.2. Formación Chivillas (Kich)

Consiste de una potente sucesión de turbiditas siliciclásticas, flujos de detritos y slumps, con intercalaciones de lavas almohadilladas y derrames de composición andesítica (Figura 3.3). Aflora en una franja con orientación NW-SE desde noreste de la Ciudad de Tehuacán en el límite de las Sierras Mazateca y Zongolica hasta la región de Teotitlán en el estado de Oaxaca (Figura 3.1-B). Es la evidencia del desarrollo de un rift de edad Barremiana asociado a la apertura del Golfo de México.



Figura 3.3. Lavas Almohadilladas de la Formación Chivillas. Localización de afloramiento: Latitud $18^{\circ} 29' 32.12''N$ y Longitud $97^{\circ} 22' 7.98''W$.

3.2.3. Calizas marinas del Aptiano; Formación Miahuatepec (Kim)

Calderón-García (1956), describe a las rocas que afloran en la Sierra que lleva el mismo nombre al poniente de Zapotitlán como Formación Miahuatepec. Reporta una alternancia rítmica de calizas en bancos delgados y bandas de pedernal negro hacia la base y nódulos de pedernal hacia la cima, presenta interestratificaciones delgadas de capas de margas acumulada en un ambiente marino de plataforma. Las relaciones estratigráficas de campo en diferentes zonas de la región corroboran su edad Aptiana y se correlaciona con la Formación San Juan Raya.

En el área de estudio sobreyace estructuralmente a la Formación Chivillas con una superficie de *detachment* resultado de la Orogenia Laramide (Figura 3.4). Observé en las fotografías aéreas sus extensiones con texturas suaves, tonos claros, lomeríos de pendientes abruptas y que corresponden con los cerros de mayor altitud del área de estudio, desde luego que estas características no fueron una regla en la cartografía de la formación. Consta de calizas turbidíticas de tipo mudstone y wackestone, color gris y pardo, se encuentran fuertemente plegadas, con intercalaciones de lentes y bandas de pedernal laminado de color negro y gris. El espesor de los estratos varía de 5 a 37 cm y las bandas de pedernal varían de 2.5 a 6 cm de espesor.



Figura 3.4. Foto panorámica desde el C. Yolotepec con vista hacia el Norte, donde se aprecia el contacto por superficie de detachment entre la Formación Chivillas y la Formación Miahuatepec.

3.2.4. Formación Tehuacán (Cth)

Calderón-García, (1956), la describe como una sucesión que aflora en una franja con rumbo NW-SE, compuesta por calizas, conglomerados, limolitas, capas de yeso y nódulos de calcedonia. El espesor medido por dicho autor en las cercanías de Santa María Coapan fue de 225 m. Forma el relleno principal del Valle de Tehuacán.

En este trabajo se observó a la Formación Tehuacán en la ranchería San Ignacio en un contacto enmascarado por caliche con la Formación Chivillas y la Falla Oaxaca. Al sur de dicha localidad descansa discordantemente sobre la Formación Chivillas como se aprecia en el mapa (Ver mapa anexo), el espesor calculado en el área de estudio es alrededor de 220 m.

La base de la formación consta de calizas color crema de tipo wackestone, silicificadas, con bandas y nódulos de pedernal color pardo, los estratos varían de 4 a 15 cm de espesor y se depositaron en un ambiente lacustre. En las cercanías de San Lorenzo Teotipilco la Formación Tehuacán consta de calizas travertinosas. Se encuentran horizontes volcánicos esporádicos de tobas líticas de composición riolítica de color verde claro a blanco semi-compactas con textura porfídica, con esquirlas de vidrio, anfíboles, piroxenos alterados a clorita y cementante de sílice. Tiene una edad reportada del Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Dávalos-Álvarez, 2006 y Nieto Samaniego *et al.*, 2006).

3.2.5. Conglomerado San Isidro (Csi)

Dávalos-Álvarez *et al.*, (2005), designa informalmente al Conglomerado San Isidro separándolo de la Formación Tehuacán y del Fanglomerado Cuicatlán (Centeno-García, 1988; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001; Eguiza-Castro, 2001), cuya localidad tipo se encuentra en la colonia San Isidro dentro de la zona arqueológica de Tehuacán. Por su posición estratigráfica Dávalos-Álvarez (2006), le asigna una edad del Mioceno Medio-Tardío.

Sus afloramientos se ven limitados al norte por la Falla Oaxaca, al poniente colindan con la ciudad de Tehuacán, al sur por el Valle de Tehuacán y al oriente con la cañada donde se ubica el poblado de San Esteban Necoxalco. Su morfología sobresale por los escarpes reconocidos como Cerro Colorado y Plaza de Armas (Figura 3.5; A). El espesor calculado es de 500 m, (Ver mapa anexo).

Se trata de un conglomerado polimíctico o litarudita, muy mal clasificado, con clastos angulares a subredondeados, matriz arenosa tamaño fino a medio, los fragmentos líticos son: calizas tipos mudstone, wackestone, packstone, pedernal negro, ocre y blanco, fragmentos redondeados de cuarzo lechoso, litarenitas color pardo y rojo con fragmentos de cuarzo y feldespatos (Figura 3.5; B).

El ambiente de depósito es de tipo fluvial y es clasificado como un flujo de detritos de fuente cercana. Tamaños de fragmentos varían de 5 a 25 cm., con una moda de 10 a 12 cm.

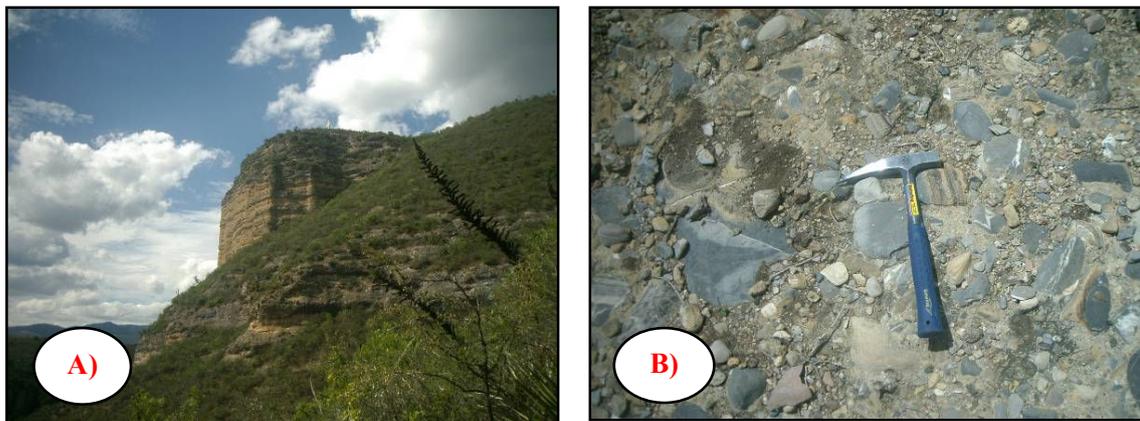


Figura 3.5. Conglomerado San Isidro, A) vista panorámica hacia el norte del Cerro Colorado desde el sur donde se observa estratificación, B) Conglomerado San Isidro; polimíctico, con abundantes fragmentos de calizas de la Formación Miahuatepec, longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 28' 41.73'' N y Longitud 97° 19' 38.98'' W.

3.2.6. Intrusivos indiferenciados

Se identificaron diferentes cuerpos intrusivos en el mapa de asociación de facies. Dado que no es el objetivo de este trabajo, se decidió únicamente caracterizarlos por sus relaciones de corte y su clasificación litológica.

Se determinaron tres intrusivos en el área: Intrusivo indiferenciado (**Idf**), Intrusivo Maturana (**Ima**) e Intrusivos Chivillas (**Ich**).

Los Intrusivos indiferenciados (**Idf**) cortan a las Formaciones Chivillas, Miahuatepec y a las unidades Cenozoicas. Consta de una roca que meteoriza a colores rojizos y al fresco son de color blanco y tonos ocres. Se trata de una Cuarzo-monzonita de textura porfídica. Al microscopio (Apéndice petrográfico, muestra: IM-16) se observa una matriz de cristales finos de plagioclasa con fenocristales composición potásica que se alteran a sericita. Hay algunos cuarzos con extinción ondulante, probablemente producto de alteraciones hidrotermales.

El Intrusivo Maturana (**Ima**) se trata de un paquete de roca, probablemente de origen hipabisal que solo trunca a la Formación Chivillas. Abarca un área aproximada de 1.24 km², estructuralmente se trata de una estructura de tipo *stock* y se ignora su edad. Está conformado una roca color parda-oscura a verdosa con fenocristales gruesos de feldespatos con tamaños hasta de 2 cm de longitud. Su composición es básica.

Los Intrusivos Chivillas (**Ich**) se consideran a los diques e intrusivos con pequeñas extensiones (Ver mapa anexo) que cortan únicamente a la Formación Chivillas. Se encuentran rodeados por afloramientos de lavas almohadilladas. Se desconoce su edad, sin embargo por las relaciones de corte y composición, probablemente puedan formar parte de los diques alimentadores de los derrames y lavas almohadilladas de la Formación Chivillas. Son rocas clasificadas como intrusivos de composición andesítica con textura fanerítica, de cristales finos meteorizados a colores pardos y al fresco a colores ocres. Al microscopio se observa una textura porfídica con fenocristales de andesinas y feldespato alcalino rodeados por una matriz de microlitos. Como minerales accesorios se observaron piroxenos alterados (Apéndice petrográfico, muestra: IB-35).

CAPÍTULO IV: LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CHIVILLAS

En este capítulo se revisan los antecedentes geológicos de la Formación Chivillas, se presenta una revisión de la misma y se describen sus características geológicas generales.

Se identificaron **seis** asociaciones de facies características de la Formación Chivillas, susceptibles de ser cartografiadas, presento el análisis de facies y la descripción de las litofacies descritas e interpretadas.

4.1. Generalidades

Pano (1973) fue el primero en utilizar el nombre de Formación Chivillas, documenta en un trabajo inédito de PEMEX los afloramientos que comprenden desde la parte alta de la Sierra de Chivillas hasta el oriente de Tehuacán. Describió una sucesión interestratificada de lutitas, filitas, pizarras, areniscas y conglomerados que hacia la cima aumenta el contenido de carbonatos. Le asigna una edad del Valanginiano superior al Barremiano con base en las amonitas *Olcostephanus sp.* y *Spitidiscus sp.* Considera como localidad tipo los afloramientos que se encuentran en la Barranca de San Antonio Cañada; calcula un espesor de 630 m sobre el cauce del río Chivillas.

Posteriormente Carrasco (1978), describe una columna estratigráfica parcial de 304.5 m sobre el lecho del Arroyo Salado, hoy señalado en la carta topográfica del INEGI como Barranca Las Salinas. Reporta por vez primera lavas almohadilladas como parte de la Formación Chivillas; está conformada por lutitas calcáreas intercaladas con micrita arcillosa color café, andesitas con estructuras de lavas almohadilladas intercalaciones de lutita gris, arenisca calcárea, conglomerados de caliza tipo grainstone de ooides. Le asigna una edad del Barremiano al Aptiano con base en el contenido de rudistas de tipo caprínidos. Concluye que esta formación es de ambiente marino y se relaciona con la apertura del Océano Atlántico.

Toriz (1984 *en* Dávalos-Álvarez, 2006), divide a la Formación Chivillas en dos miembros: el inferior que corresponde a la columna estratigráfica medida por Carrasco (1978) y que se distingue por su contenido de lavas almohadilladas. Menciona que el miembro superior corresponde al propuesto por Pano (1973); diferenciándolo por la ausencia de derrames volcánicos.

Alzaga y Santamaria (1987), miden una columna estratigráfica en Tochoapa (Barranca Las Salinas). Describen el miembro inferior y lo dividen en dos litofacies; la primera que contiene limolitas arcillosas y arenosas de color gris oscuro alternadas con areniscas feldespáticas, así

también se intercalan calizas tipo wackestone de microfósiles y obtuvieron un espesor de 115 m. La segunda litofacies, está conformada por rocas volcánicas de composición andesítica con intercalaciones de tobas arenosas y espesor de 290 m. Los microfósiles que determinaron fueron *Crassicolaria sp.*, *Tintinnopsella carphatica*, *Lorenziella sp.*, *Cadosina sp.*, y *Tahumotoporella sp.* con base en las cuales la ubican con un alcance del Titoniano al Valanginiano. En el miembro superior, describen una columna clástica con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso con algunas capas de limolitas arenosas. Proponen la edad del Hauteriviano al Aptiano Inferior.

Posteriormente Alzaga y Pano (1989), agrupan ambos miembros de la Formación Chivillas con un espesor medido total de 626 m. Le asigna una edad del Titoniano al Barremiano, representando el desarrollo de una margen activa en una cuenca marginal tipo post-arco. Para esta publicación argumentan que la localidad tipo es la Barranca Chapultepec, la cual es equivalente a la Barranca Las Salinas.

Eguiza-Castro (2001), documenta la unidad bastante deformada y fallada en la región de Zinacatepec y San Esteban Necoخالco. Describe que el contacto es por falla inversa entre el miembro inferior y el miembro superior de la unidad. Reporta diversos pliegues con vergencia general al NE.

Ángeles-Moreno *et al.*, (2004), mencionan que la Formación Chivillas se depositó en una cuenca tipo pull-apart, y que sus contactos hacia la cima y base son de carácter tectónicos marcados por fallas y cabalgaduras. La litología que describe son lavas basálticas, grauvacas feldespáticas, grauvacas arcósicas, areniscas calcáreas, limolitas negras y conglomerados. Menciona que su espesor es grande pero engrosado por cabalgaduras (Ángeles-Moreno, 2006).

Mendoza-Rosales *et al.*, (2010), reportan formalmente a la Formación Chivillas en un estudio detallado de análisis de cuencas (asociación de facies, geoquímica de las rocas extrusivas y datación de zircones detríticos) y su origen desde el punto de vista tectónico. Mencionan que las rocas de la Formación Chivillas se originaron en zonas proximales y medias de un abanico submarino con una fuente detrítica controlada por una falla de tipo transformante y debritas calcáreas derivadas de arrecifes, que están intercalados con basaltos y andesitas alcalinos que fueron originados en un rift. Esto implica que la Formación Chivillas es relleno marino de una cuenca tipo sin-rift. La edad de la unidad es de ~126 Ma, indicando un pulso final de la apertura del Golfo de México.

4.1.1. Distribución

Sus afloramientos se encuentran en una franja con orientación NW-SE desde el límite de la Sierra de Zongolica y Sierra Mazateca al noreste de la Ciudad de Tehuacán, hasta el Sur de

Teotitlán del Camino sobre la Sierra Mazateca y limitados por el Valle de Tehuacán hacia el poniente.

4.1.2. Localidad tipo

Se considera a la Barranca Las Salinas como la localidad tipo, que se encuentra al noreste de la Ciudad de Tehuacán. En el mapa de asociación de facies (anexo), la barranca expone afloramientos de la unidad desde las faldas de los cerros Yolotepec y “Honor a México” hasta la Barranca Morales, al norte del mapa (anexo).

La localidad tipo propuesta por Pano (1973), expone afloramientos mayormente deformados y con algunas fallas locales.

4.1.3. Litología

La Formación Chivillas se trata de una sucesión volcanosedimentaria que tiene una gran variedad de litologías con cambios de facies en sentido vertical y lateral.

Desde la base hacia la cima, hay conglomerados soportados por clastos líticos primordialmente, en estratos masivos y lenticulares que varían de espesores de 3 m a 40 m. En otros conglomerados existentes, abundan los fragmentos de intramicritas y biomicritas en estratos de espesores de 30 cm a 6 m.

En la unidad se perciben una gran cantidad de intercalaciones rítmicas de areniscas de grano fino a grueso que meteorizan a colores pardos con lutitas y limolitas de color negro y pardo. Estas sucesiones presentan diversas estructuras sedimentarias que se pueden clasificar como depósito turbidítico. Los estratos de areniscas varían de 3 cm a 17 cm y los estratos de lutitas son horizontes de 2 cm de espesor como máximo. Las areniscas contienen abundantes granos de cuarzo volcánico y metamórfico, en menores proporciones hay feldespatos, micas, cristales de plagioclasas, grauvacas de cuarzo y fragmentos de esquistos que están soportados por una matriz calcáreo-arcillosa. También hay calizas arcillosas con calciesferas mal preservadas.

En la formación se encuentran distribuidos paquetes de basaltos con estructura de lavas almohadilladas y derrames de geometría irregular. Los espesores varían desde 3 m a 1000 m aproximadamente y son más abundantes los paquetes de rocas volcánicas que las sedimentarias. Algunos de estos paquetes contienen peperitas descritas más adelante. El espesor de la Formación en el área es de 4875 m.

4.2. Litofacies y Asociaciones de Facies de la Formación Chivillas

Una **facies** se define como el análisis conjunto de un cuerpo de roca, describiendo su litología, textura, estructuras sedimentarias, contenido fósil y la geometría que lo diferencia de los cuerpos adyacentes. Una litofacies se caracteriza por el sentido litológico de la roca.

El análisis de facies es una **metodología** que comprende una revisión de los cambios litológicos, variaciones laterales y verticales de las facies, características sedimentológicas, interpretaciones paleoambientales, caracterizaciones litológicas y textura de la roca.

La asociación de facies resulta de agrupar facies genéticamente relacionadas entre sí y que en conjunto tienen un significado ambiental (Walker y James, 1992). La sucesión de facies se define como la superposición de dos o más facies de un mismo origen y pueden repetirse genéticamente. El conjunto de estos conceptos nos llevarán a una interpretación paleoambiental, que a su vez auxilian a proponer un modelo de facies.

El mapa de asociación de facies es parte de esta metodología, como también la medición de columnas estratigráficas que son de gran apoyo para la construcción del modelo de facies.

Por cuestiones metodológicas fue necesario agrupar las litofacies en asociaciones de facies, que para la escala del mapa de asociación de facies (anexo) es lo más viable.

Las litofacies descritas en campo, sugieren características de algún proceso desarrollado en un ambiente sedimentario, por lo cual se debe realizar una descripción detallada de cada una de las litofacies y darle un sentido interpretativo.

Pirrie (1998), menciona que al describir una facies en términos interpretativos puede acarrear elementos subjetivos y llegar a interpretaciones erróneas. Para dar objetividad al modelo de facies en este trabajo, es pertinente hacer una descripción detallada de las litofacies y al final presentar el sentido interpretativo.

Los criterios que se utilizaron para caracterizar las litofacies de la Formación Chivillas son los siguientes:

- Descripción litológica: composición, textura, geometría e intercalaciones de otros cuerpos.
- Estructuras primarias.
- La genética del cuerpo de roca, es decir, el proceso que le dio origen.
- Interpretación paleoambiental.

Fue indispensable elaborar tablas para cada asociación de facies y así visualizar las litofacies involucradas en cada una de ellas. También se complementa la metodología con el apoyo de las columnas estratigráficas medidas, previas y las de este trabajo.

4. I. Asociación de Facies (Kicha): Derrame y Lava almohadillada

DESCRIPCIÓN

Es la asociación de facies más extensa del mapa (Ver mapa anexo). Sus afloramientos se encuentran distribuidos aleatoriamente en el área de estudio. Cubre un área de 11.14 km² y sus espesores varían desde 3 m a 1000 m (Columna Estratigráfica II; Figura 4.I.1).

Las litofacies que la comprenden son: derrame basáltico-andesítico (Exf), Espilitas (Exl), peperitas (Exp) y tobas líticas y cristalinas (Exs) (Tabla 4.I).

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Derrame y lava almohadillada (Kicha)</i>	Exf	Basalto Andesítico	Paquetes masivos	Emisiones de fisuras en medio subacuoso y subáreo con enfriamiento rápido	Paquetes irregulares con espesores variables acuñados en cualquiera de sus límites
	Exl	Espilita	Lavas almohadilladas		
	Exp	Peperitas	Bloques		
	Exs	Tobas cristalinas y líticas	Estratos delgados a medianos		

Tabla 4.I. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kicha).

Las lavas almohadilladas (Exl) son de color verde a pardo, según el grado de meteorización, tienen diámetros desde 10 cm hasta 1.5 m, su textura macroscópica es afanítica y vesicular, algunas de ellas se rodean por una delgada capa de vidrio. También se observa un fracturamiento radial, aunque no es característica común para cualquier almohadilla. La geometría varía desde formas esféricas hasta formas irregulares, similares a las de una ameba inclusive asemejan formas de cilindros irregulares. El relleno entre almohadillas suele ser de pedernal y/o caliza (Figura 4.I.2). Algunas veces se encuentran bastante meteorizados y suelen ser tan deleznable como las capas de una cebolla. Petrográficamente se determinó una **espilita** con relleno de calcita, pedernal, amígdalas de ortoclasa (esferulitas) entre los cristales, la textura es afanítica, microcristalina, con abundantes microlitos de plagioclasas euedrales (Apéndice Petrográfico, muestras: CHI-2A, CHI-1B).

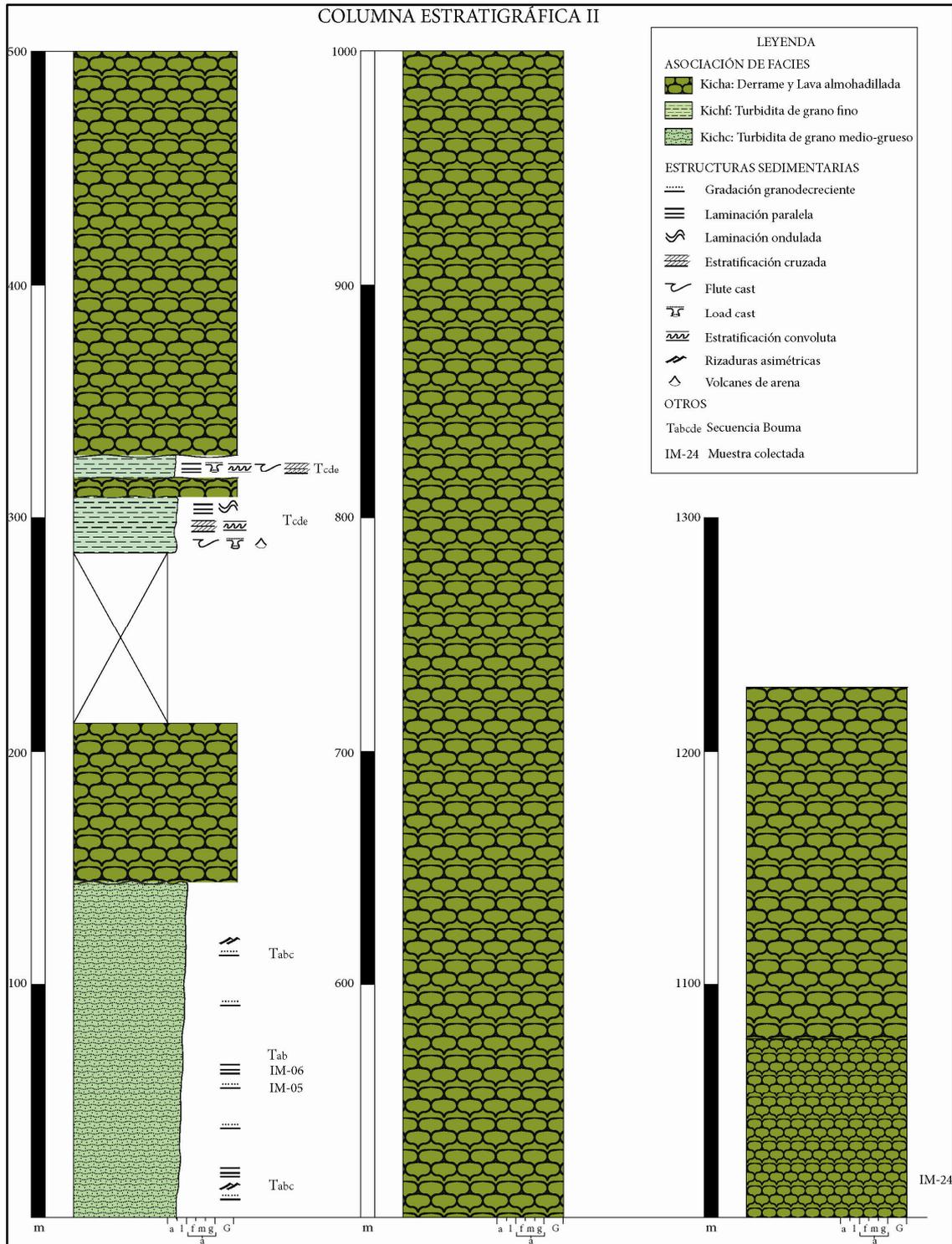


Figura 4.1.1. Columna estratigráfica II, medida en la Barranca Las Salinas a partir de las coordenadas: Latitud 18°29'13.44'' N y Longitud 97°22'7.10'' W, (Ver Mapa de Asociación de Facies para seguir la trayectoria de medición).



Figura 4.I.2. Lavas Almohadilladas con relleno de caliza y pedernal entre almohadilladas, Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°29'32.12'' N y Longitud 97°22'7.98'' W.

Los flujos de lavas o derrames (Exf) son paquetes que varían desde 10 cm hasta 100 m de espesor. La litología consiste de derrames de composición básica y los afloramientos ocasionalmente se encuentran muy fracturados que meteorizan a colores pardos. Los flujos de lava están constituidos por **andesitas** con microlitos de albita, andesina y oligoclasa, como minerales accesorios hay piroxenos (augita) y entre los minerales de alteración se identificó clorita (Apéndice Petrográfico, muestra: FCH-15-1). La mayoría de los derrames presentan fracturas (Figura 4.I.3.).



Figura 4.I.3. Afloramiento de derrames de lava con un ejemplo de fracturas conjugadas, señaladas por el martillo de longitud: 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°32'8.95'' N y Longitud 97°21'2.28'' W.

Se identificaron peperitas (Exp) en 3 afloramientos hacia la cima los derrames (Figura 4.I.4). Estas rocas presentan diferentes composiciones combinando cristales de feldspatos (plagioclasas y esferulitas de composición alcalina) con rellenos de calcita, o bien calizas con abundantes fragmentos de rocas volcánicas (Apéndice Petrográfico, muestras: FCH-10).

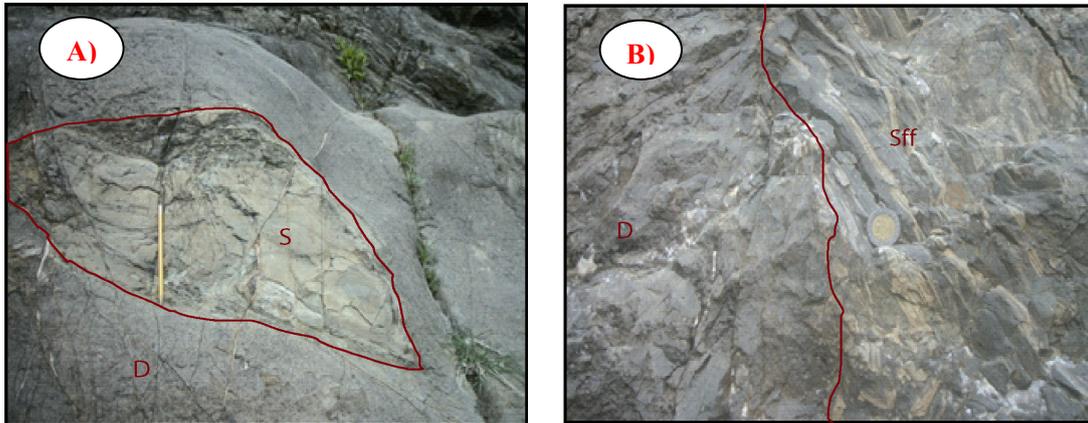


Figura 4.I.4. Litofacies de peperitas (Exp). A) Sedimento (S) atrapado en un flujo de lava (D), longitud del lápiz 18 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°30'52.33'' N y Longitud 97°21'29.61''W, B) contacto entre flujo de lava (D) y sedimentos del tipo flujos fluidizados (Sff), longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°33'5.58''N y Longitud 97°21'20.77''W.

INTERPRETACIÓN

Las litofacies de origen volcánico, se formaron por emanaciones de fisuras asociadas a un rift (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010). Las lavas almohadilladas se formaron en condiciones subacuosas y los flujos de lava en condiciones subáreas, ambas depositándose esporádicamente en la cuenca. Sus contactos con el resto de las asociaciones de facies son concordantes aunque la cima y base son superficies irregulares. Los paquetes volcánicos se acuñan, como se aprecia en el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo), y suelen interdigitarse con algunas litofacies de tipo sedimentario, prueba de ello son la existencia de la litofacies peperitas (Exp).

4. II. Asociación de Facies (Kichb): Debritas siliciclásticas

DESCRIPCIÓN

Se distribuyen en el mapa de asociaciones de facies de manera cambiante y son frecuentes hacia la cima de la formación. Los cuerpos poseen espesores desde 3 m hasta 560 m y sus afloramientos cubren un área de 2.74 km². Sin duda es la asociación de facies compuesta de ruditas por excelencia y sus características son muy diferentes de un afloramiento a otro. Es

por ello que la división de las litofacies la hice respecto la relación de matriz *versus* clastos, y así identificar como era el tipo de flujo de detritos que les dio origen, ya sean arenosos, lodosos o simplemente flujos de detritos masivos (Shanmugam, 2006).

Las litofacies a describir son: conglomerado polimíctico soportado por clastos (Cgc) y conglomerado polimíctico soportado por matriz (Cgm) (Tabla 4.II).

La litofacies conglomerado polimíctico soportado por clastos (Cgc) usualmente están muy mal clasificados y los clastos varían en tamaños desde guijarros hasta bloques. El espesor de los paquetes es generalmente potente del orden de 10 m hasta 100 m. Se trata de un conglomerado polimíctico masivo que a la intemperie es rojizo con clastos que varían de tamaño desde gránulos hasta bloques (Figura 4.II.1, A y B). Los clastos se encuentran inmersos en una matriz de arena de grano grueso a guijarros de cuarzo mono y policristalino de origen ígneo y metamórfico, así también algunos cristales de feldespatos fueron identificados (Apéndice petrográfico, muestra: IB-21). Son conglomerados muy mal clasificados con la redondez de clastos variando desde angulosos a bien redondeados. Se clasifica como una **litarudita** con fragmentos de cuarzoareniscas color pardo a tonos marrón, arenisca calcárea, gneises, cuarcitas, calizas (biomicritas), lutitas, limolitas, rocas volcánicas (Apéndice Petrográfico, muestra: IM-14) provenientes de la asociación de facies (Kicha) .

Es común encontrarlas intercaladas con paquetes de las asociaciones de facies turbiditas de grano fino y grueso, con espesores hasta de 1 m., que por su escala, no son cartografiables pero que en conjunto llegan a alcanzar espesores de más de 500 m.

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Debritas siliciclásticas (Kichb)</i>	Cgc	Conglomerado polimíctico soportado por clastos	Estratos masivos con base erosiva	Flujos de detritos rellenos de canal y/o cañón.	Cuerpos masivos con geometría lenticular
	Cgm	Conglomerado polimíctico soportado por matriz	Estratificación lenticular		

Tabla 4.II. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichb).

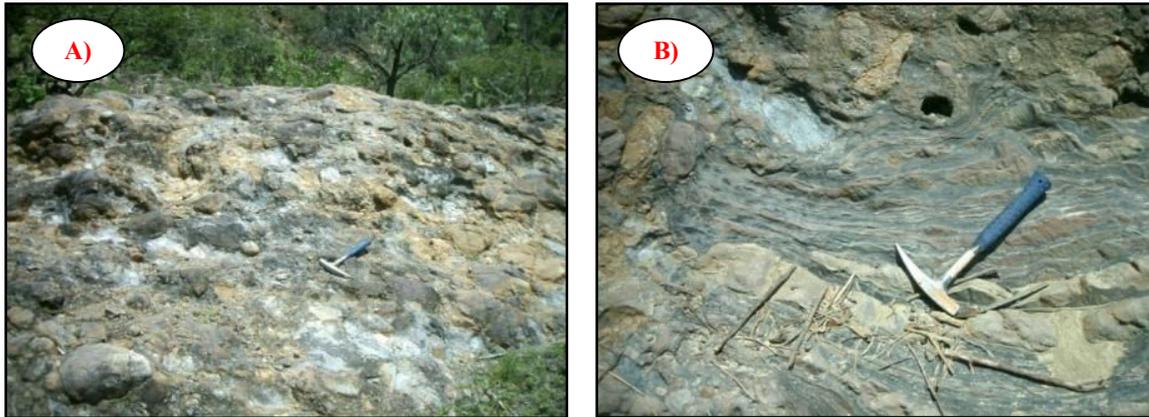


Figura 4.II.1. A) Depósito de flujo de detritos con el espesor más potente de la formación. B) Turbiditas de grano fino intercaladas entre las debritas; se aprecia como la superficie de contacto es irregular. Longitud de martillo 33 cm: Localización del afloramiento: Latitud $18^{\circ}31'48.83''N$ y Longitud $97^{\circ}20'53.06''W$.

La litofacies de conglomerado polimíctico soportado por matriz (Cgm) puede variar su selección desde bien a muy mal seleccionado, el tamaño de los clastos son de gránulos a gravas (Figura 4.II.3).

En algunos afloramientos la matriz es arcillo - calcárea y en ocasiones es arenisca de grano medio a grueso (Apéndice petrográfico, muestra: IM-17). Generalmente los clastos son subredondeados y abundan los fragmentos de cuarzoareniscas de grano medio provenientes de litofacies turbidíticas (Kichc y Kiche). Otros clastos que se encuentran en diferentes proporciones dependiendo de los afloramientos son calizas tipo mudstone y wackestone, calizas arcillosas, gneises cuarzofeldespáticos, cuarzo lechoso bien redondeado, lutitas, limos, rocas ígneas alcalinas y andesitas (Figura 4.II.4). Es frecuente encontrar esta litofacies con geometría lenticular y con espesores de 3 a 40 m. No observé fósiles o bioturbación en los estratos conglomeráticos.



Figura 4.II.3. Conglomerado polimíctico soportado por matriz calcáreo-arcillosa de color gris oscuro, con abundantes clastos de cuarzoareniscas bien redondeadas.

Longitud del martillo 33 cm.
Localización del afloramiento:
Latitud $18^{\circ}28'37.74''N$ y Longitud $97^{\circ}17'50.38''W$.

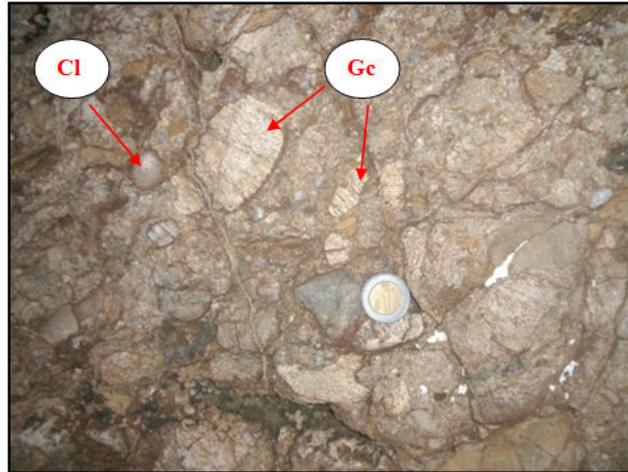


Figura 4.II.4. Conglomerado polimíctico soportado por matriz de arena gruesa. Se aprecian clastos de gneises (Gc) y cuarzo lechoso (Cl) entre otros clastos de areniscas y lutitas soportados por matriz de arena gruesa. Longitud de la moneda 2 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18°19'0.34''N y Longitud 97°22'15.88''W.

INTERPRETACIÓN

Estos depósitos representan procesos de transporte de alta energía. De la misma manera los mecanismos de soporte de sedimentos en un flujo cohesivo, ayudan a reconstruir la inestabilidad tectónica del talud. Estos puntos son bastante útiles para el modelo de facies.

La posición de los flujos de detritos puede representar eventos dentro de la unidad que ayudan a reconstruir un **modelo de progradación**. Esto es debido a que estos flujos marcaron pulsos de altas tasas de energía en el depósito. Los paquetes más pequeños pueden indicar la presencia de un paleocanal dentro de un lóbulo de zonas proximales a medias del talud. Esta asociación de facies es importante para interpretar como era la composición de la fuente detrítica (procedencia).

4. III. Asociación de Facies (Kichc): Turbidita de grano grueso-medio

DESCRIPCIÓN

Está constituida por una sucesión de areniscas siliciclásticas de grano grueso a medio en estratos que pueden variar desde 1 a 30 cm, intercaladas rítmicamente con estratos de lutitas y limonitas (Figura 4.III.1). Los estratos son predominantemente tabulares cambiando lateralmente a las facies de turbiditas de grano fino. Esta asociación de facies abarca un área de 9.289 km². Se caracteriza por sus afloramientos con extensiones amplias.

Las litofacies involucradas (Tabla 4.III) son: arenisca conglomerática calcárea (Arc), arenisca siliciclástica de grano medio-grueso (Arg), lutitas (Lu) y limolitas (Li).

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Turbidita de grano medio-grueso (Kichc)</i>	Li	Limolita	Estratos medianos a masivos, laminación paralela, ondulada	Formadas por corrientes turbidíticas con procesos de tracción y suspensión. Constituyen parte del abanico interno y medio.	Estratos tabulares que se acuan lateralmente. Al frente del depósito cambia de facies con otras litofacies.
	Lu	Lutita	Estratos finos con laminación paralela, convoluta y ondulada		
	Arc	Arenisca conglomerática calcárea	Estratificación cruzada planar, convoluta, flaser, rizaduras asimétricas, gradación decreciente, flute cast, load cast, scour cast; las facies de Bouma identificadas son: T _a , T _b y T _c		
	Arg	Arenisca siliciclástica de grano medio-grueso	Estratificación cruzada planar, convoluta, flaser, rizaduras, flute cast, load cast, scour cast, gradación decreciente, estructuras de plato y de flama; algunos estratos presentan la Secuencia Bouma completa (T _{abcde}) y de la Secuencia Lowe las litofacies R ₂ y S ₃		

Tabla 4.III. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichc).

Litológicamente determiné una **grauvaca lítica** con matriz calcáreo-arcillosa (Apéndice Petrográfico, muestra: IM-13) con granos de cuarzo mono y policristalino, algunos feldespatos son angulares a subredondeados. Los clastos líticos son esquistos, areniscas de grano fino a limos y otros fragmentos de roca ígnea. También identifiqué **subarcosas** con abundantes granos de cuarzos monocristalinos, escasas pertitas y microclinas. La matriz es detrítica muy fina, hay arcilla en su mayoría y puede variar a micrita (Apéndice petrográfico, muestras: IM-18, IM-20).



Figura 4.III.1 Afloramiento de la asociación de facies de Turbiditas de grano grueso a medio (Kichc). Se aprecia las intercalaciones rítmicas de lóbulos de zonas medias a distales. Dimensión de brújula brunton: 81.2 x 71.1 mm.

En las areniscas se observaron diferentes estructuras sedimentarias. En la base de los estratos se presentan estructuras de carga como *flute cast*, *scour cast* y *load cast*. En la cima de las capas hay marcas de corriente; rizaduras asimétricas con flujos sinuosos fuera de fase. Se identificó estratificación convoluta, cruzada planar, ondulada y flaser. En esta asociación de facies es frecuente observar la Secuencia Bouma completa; Ta = constituida por arenas y en la parte basal gránulos con gradación normal o masiva, Tb = arenas limosas con laminación paralela hacia la base, Tc = arenas y limos con rizaduras, y estratificación ondulada ó convoluta, Td = limos en la cima con laminación paralela, Te = horizontes de granos muy finos o sedimentos pelágicos. De la Secuencia Lowe se identificaron los horizontes R₂ = gravas con gradación granodecreciente con carga en tracción y S₃ = gradación granodecreciente en suspensión.

Los estratos de lutitas y limos tienen espesores entre 1 cm y 5 cm. Las estructuras sedimentarias que predominan son la laminación paralela, cruzada y ondulada.

Pueden presentar estructuras de escape de fluidos que ocurren después del depósito siendo la más común las bases erosivas.

Esta asociación de facies suele cambiar lateralmente con turbiditas de grano fino (Kiche) por medio de contactos transicionales. Pueden acuñarse por algún evento de tipo volcánico con las asociaciones de facies (Kicha), o con algún proceso de depósito como un flujo de detritos (Kichb) y/o slumps (Kichf).

INTERPRETACIÓN

En consecuencia, esta asociación desarrolla una sucesión iterativa de turbiditas clásicas. Las intercalaciones rítmicas en estratos de areniscas significan la superposición de los lóbulos depositados sobre la llanura de la cuenca. Regularmente pueden significar niveles medios y distales del talud. Desde el punto de vista de Lowe (1982), constituyen depósitos de corrientes turbidíticas de alta densidad con carga en tracción y suspensión primordialmente (Figura 4.III.2). La litofacies arenisca conglomerática calcárea (Arc) representan flujo de granos que probablemente formaron parte de complejos lobulares.



Figura 4.III. 2. Estructuras de plato (FC) en estrato de la litofacies arenisca siliciclástica de grano grueso-medio (Arg). Se manifiesta T_{S3} de la Secuencia de Lowe. Tomada de Mendoza-Rosales, 2010 (En preparación).

4. IV. Asociación de Facies (Kichd): Debritas calcáreas

DESCRIPCIÓN

Esta asociación de facies abarca una pequeña área de 0.44 km² del mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo). Suelen encontrarse hacia la base de la unidad con escasa ocurrencia hacia la cima. Comprenden litofacies de debritas calcáreas soportadas por clastos angulosos (Brc), predominando intramicritas, biomicritas y en menor proporción hay clastos de fragmentos volcánicos, pedernal, lutitas y areniscas.

Se incluyen intercalaciones de litofacies de debritas soportada por clastos angulosos de calizas (Brc), areniscas calcáreas de grano fino (Arc) y lutitas calcáreas (Ltc) (Tabla 4.IV).

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Debritas calcáreas (Kichd)</i>	Brc	Debritas soportada por clastos angulosos de calizas	Estratos masivos con rizaduras hacia la cima	Flujos de detritos con intercalaciones de turbiditas de grano grueso-medio y fino	Los cuerpos se acúan lateralmente
	Ltc	Lutita calcárea	Laminación paralela y ondulada		
	Arc	Arenisca calcárea de grano fino	Laminación ondulada, gradación grano decreciente y creciente		

Tabla 4.IV. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichd).

En esta asociación de facies, realicé la medición de la Columna Estratigráfica I (Figura 4.IV.2), donde se observa la sucesión de los estratos de areniscas y lutitas contra los estratos de debritas calcáreas.

Los estratos de debritas (Brc) poseen clastos del tamaño de gránulos a gravas que van de angulosos a subredondeados, en una matriz calcáreo arcillosa, con escasos granos de arenas finas de cuarzo y feldespatos. Abundan fragmentos de calizas con pelecípodos, moluscos, esponjas (Apéndice petrográfico, muestra: IM-03, IM-25). Se presentan en estratos gruesos (2 m a 6 m) con rizaduras asimétricas hacia la cima y la base irregular (Figura 4.IV.1).

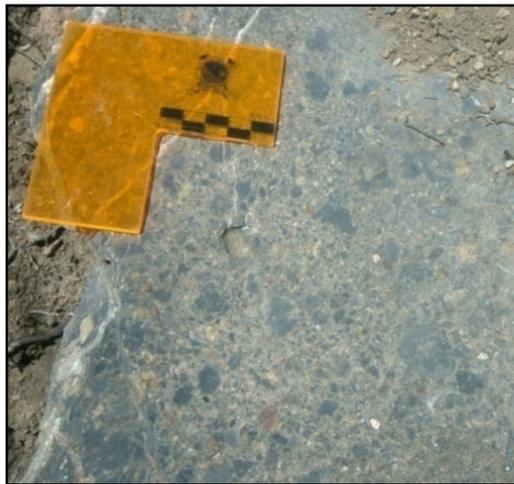


Figura 4.IV.1. Vista de la cima de un estrato de debritas calcáreas. Sobresale la proporción de los clastos calcáreos angulosos en su mayoría. Las divisiones sobre la faceta estructural equivalen a 5 centímetros. Localización del afloramiento: Latitud 18°29'13.44'' N y Longitud 97°22'7.10'' W.

La litofacies de arenisca de grano fino se intercala con lutitas calcáreas en un arreglo rítmico. Estas a su vez, se encuentran alternadas con los estratos gruesos de la litofacies de debritas calcáreas (Brc) como se aprecia en la Columna Estratigráfica I (Figura 4.IV.2).

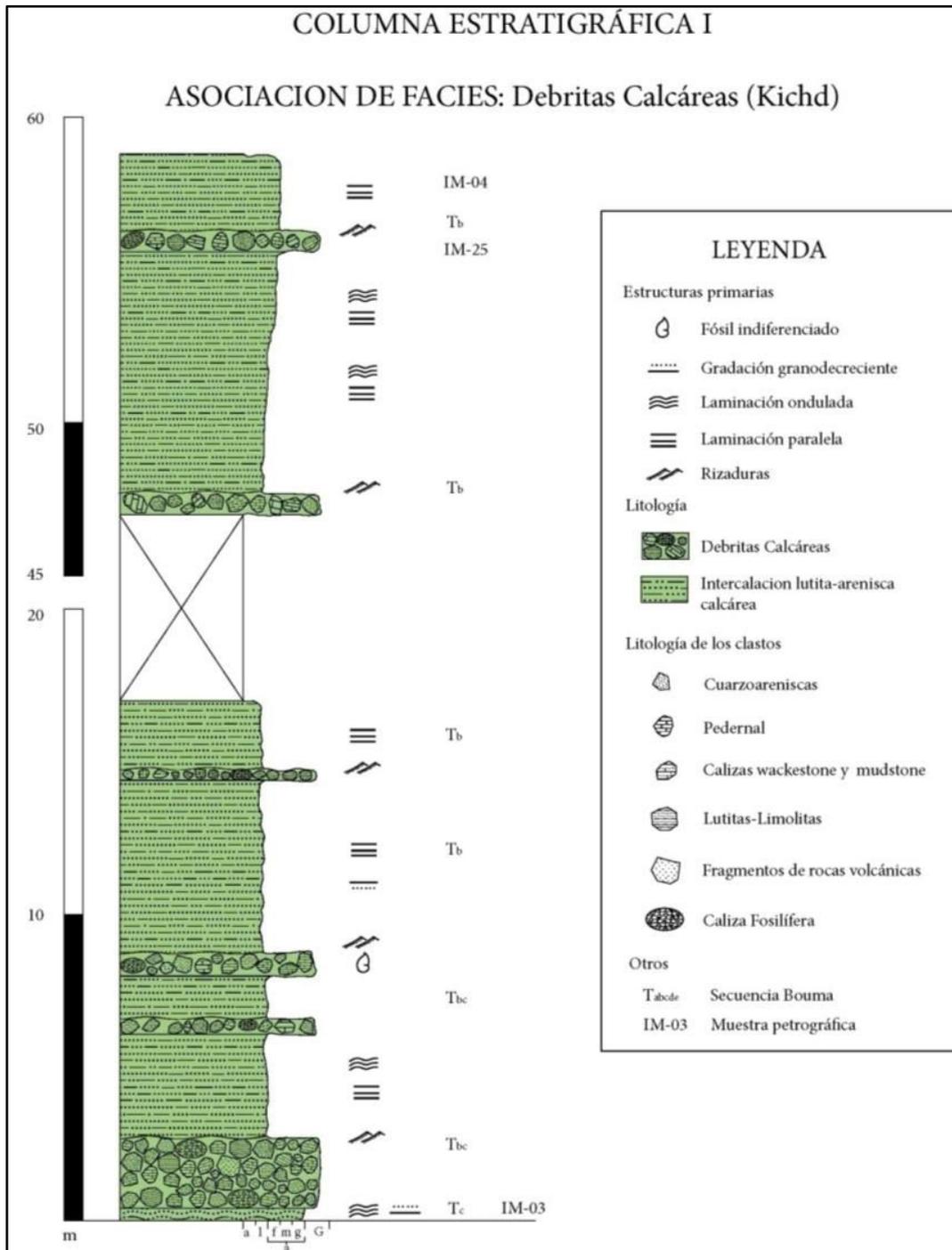


Figura 4.IV.2. Columna estratigráfica I, medida a partir de la coordenadas Latitud 18°29'41.71'' N y Longitud 97°22'10.92'' W, (Ver Mapa de Asociación de Facies para seguir trayectoria de medición).

Como se aprecia en la Columna Estratigráfica I (Figura 4.IV.2), predominan las intercalaciones de lutita-arenisca calcáreas (litofacies de grano fino) con algunas estructuras sedimentarias que interpreté como parte de una corriente turbidítica. Las estructuras predominantes son la laminación paralela, ondulada, gradación grano decreciente y creciente. Los estratos son delgados, se encuentran entre 1 cm y 7 cm de espesor.

Esta asociación de facies, sobreyace a turbiditas de grano grueso-medio (Kiche) por contactos concordantes y cambian de litofacies transicionalmente con estas mismas. Infrayacen a cuerpos de roca de origen volcánico (Asociación de Facies: Kicha).

INTERPRETACIÓN

Los depósitos de esta asociación de facies son producto de un flujo de detritos acarreado sedimentos de una fuente de bancos arrecifales. El resto de los clastos provienen de otras litofacies de tipo volcánico y sedimentario. Estos paquetes de conglomerados de clastos calcáreos angulosos, me indican que se desarrollaron sobre un talud en estado caótico, con fuente de arrecifes cercana y en niveles someros. Es importante tomar en cuenta la composición de los clastos calcáreos y por consiguiente su posición estratigráfica dentro de la formación para la reconstrucción del modelo de facies.

4.V. Asociación de Facies (Kiche): Turbidita de grano fino

DESCRIPCIÓN

La Asociación de facies Turbidita de grano fino (Kiche) presenta estratos tabulares delgados de 1 a 15 cm. Esta asociación de facies tiene una extensión en el mapa de 7.58 km². Está conformada por las litofacies (Tabla 4.V) de arenisca siliciclástica de grano fino (Arsc) que meteoriza a colores pardos, identifiqué al microscopio una grauvaca lítica con escasos feldespatos y cuarzo metamórfico (Apéndice petrográfico, muestras: IB-14, FCH-14B). Otras litofacies presentes son limo (Li) y lutita (Lu) que meteorizan en tonos pardos y grises a oscuros (Apéndice Petrográfico, muestra: FCH-36). Enseguida encontré litofacies de lutita calcárea (Ltc) y caliza arcillosa (Cza) de radiolarios y calciesferúlidos (Apéndice Petrográfico, muestra: TH-27).

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Turbidita de grano fino (Kiche)</i>	Arsc	Arenisca siliciclástica de grano muy fino	Estratos tabulares delgados con estratificación cruzada y convoluta, ocurren los horizontes T _b y T _c de la Secuencia Bouma	Formadas por Corrientes turbidíticas de baja densidad. Usualmente se desarrollan sobre la planicie abisal, zonas distales del abanico submarino	Cuerpos tabulares que se acuñan lateralmente, pueden cambiar de facies a las asociaciones de facies Kichd y Kiche
	Li	Limo	Estratos tabulares muy delgados, con estratificación convoluta (T _c), presentan algunas estructuras de escape de agua		
	Lu	Lutita	Estratos tabulares muy delgados con laminación paralela (T _b), cruzada y convoluta (T _c), de las facies de Stow T ₀ , T ₂ , T ₃ , T ₅ , T ₆ y T ₇		
	Ltc	Lutita calcárea	Estratos tabulares delgados con laminación paralela, facies de Bouma T _d y T _e y facies de Stow T ₃ y T ₄		
	Cza	Caliza arcillosa	Estratos tabulares medianos a delgados		

Tabla 4.V. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kiche).

Sin duda es la asociación de facies que presenta más estructuras sedimentarias en sus diferentes afloramientos, dentro de las cuales reconocí, estratificación convoluta, cruzada, grano decreciente y creciente, estructuras flaser, marcas de carga como son flute, scour y load cast. Posee estructuras de escape de agua, las más frecuentes son estructuras flama, estructuras de plato y volcanes de lodo (4.V.1). Las estructuras que predominan es la laminación paralela, ondulada y convoluta. En los estratos de areniscas de grano fino se puede identificar frecuentemente algunas de las facies de la Secuencia Bouma T_d = Laminación paralela hacia la cima y T_e = Homogénea. Con menos frecuencia las facies T_b = Laminación planar paralela y T_c = Estratificación convoluta, ondulada (Figuras; 4.V.2, 4.V.3). De la Secuencia Stow ocurren algunos de los horizontes como T₀ = Lam. Basal lenticular, T₂ = Lam. delgada irregular, T₃ = Lam. paralela delgada, T₄ = Lam. indiferenciada, T₅ = Lam. ondulada y convoluta (Figura 4.V.4).

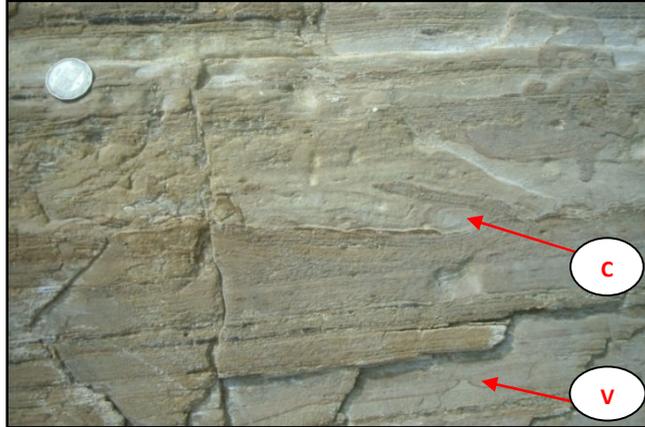


Figura 4.V.1. Intercalación de litofacies Limo (Li) y Lutita (Lu) con estructuras de escape de agua como volcanes de arena (Va) y laminación convoluta (C). Longitud de la moneda 2 cm. Localización del afloramiento: nivel ~ 286 m de la columna medida II.

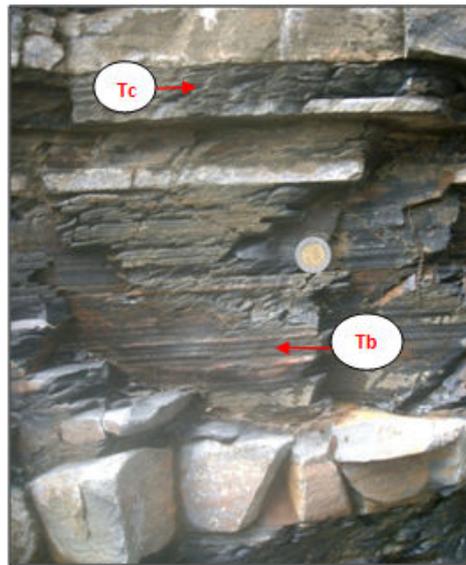


Figura 4.V.2. Detalle de estructuras de la asociación de facies Kiche. Las facies de la Secuencia Bouma T_b , laminación paralela, T_c estratificación cruzada y T_e horizontes de lutita homogéneas. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud $18^{\circ}33'25.4''$ N y Longitud $97^{\circ}21'22.01''$ W.



Figura 4.V.3. Se ilustran las facies de la Secuencia Bouma identificadas: T_c = estratificación cruzada y ondulada. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud $18^{\circ} 30' 7.8''$ N y Longitud $97^{\circ} 21' 51.38''$ W.

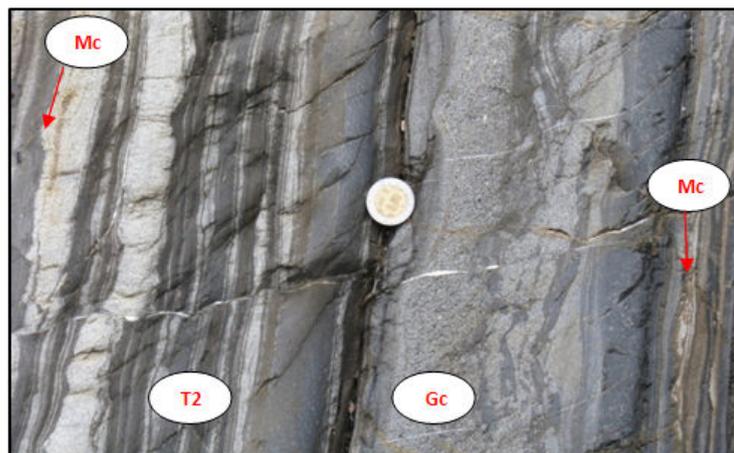


Figura 4.V.4. Imagen representativa de litofacies Lu y Li con estructuras sedimentarias parte de la Secuencia Stow, T_2 Lam. delgada irregular. Otras estructuras presentes son: gradación granocreciente (Gc) y (Mc) marcas de carga. Longitud de la moneda 2.5 cm. Localización del afloramiento: Latitud $18^{\circ} 32' 8.95''$ N y longitud $97^{\circ} 21' 2.28''$ W.

INTERPRETACIÓN

Con base en las litofacies y las estructuras sedimentarias predominantes, puedo caracterizar que esta asociación de facies es producto de una corriente turbidítica de baja densidad (Lowe, 1982) o bien flujos fluidizados (Middleton y Hampton, 1976 en Prothero y Schwab, 1996).

Conforman los depósitos *levees*, como rellenos de desborde de canales y depósitos de talud distales sobre la planicie abisal.

4. VI. Asociación de Facies (Kichf): Slumps

DESCRIPCIÓN

Está formada por estratos deformados de litofacies de arenisca siliciclástica de grano grueso (Arg), limos (Li) y lutitas (Lu), reconocidos por sus pliegues sin-sedimentarios (Tabla 4.VI). Sus afloramientos en el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo), abarcan 1.53 km². Los pliegues son asimétricos con planos axiales que se inclinan al NE preferencialmente (Figura 4.VI.1). Las estructuras “**slumps**” suelen localizarse entre estratos o paquetes de roca sin deformar (Figura 4.VI.2) y se desarrollan pequeñas fallas normales e inversas como superficies de desplazamiento hacia la base (Figura 4.VI.3).

Asociación de Facies	Litofacies	Litología	Estructuras Primarias	Procesos y ambiente de depósito	Geometría del depósito
<i>Slumps (Kichf)</i>	Li	Limolita	Estratos deformados con laminación paralela y ondulada	Procesos de slumps formados sobre el talud	Paquetes de estratos plegados limitados por estratos sin deformación
	Lu	Lutita	Estratos deformados con laminación paralela		
	Arg	Arenisca siliciclástica de grano grueso	Estratos medianos deformados con marcas de carga hacia la base		

Tabla 4.VI. Características principales de las litofacies de la Asociación de Facies (Kichf).

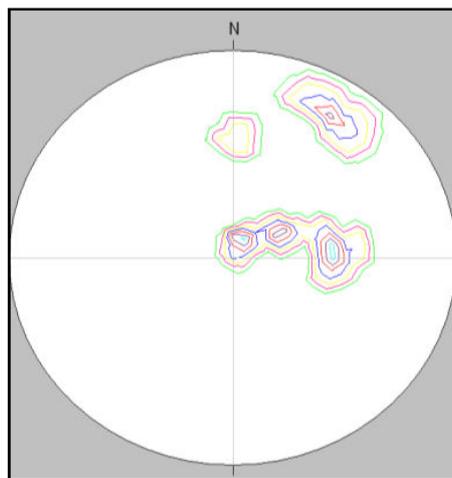


Figura 4.VI.1. Red estereográfica con los datos de inclinación de planos axiales de los pliegues sin-sedimentarios. El promedio de los datos estructurales es: 42° de inclinación al NE 83°.

Los intervalos deformados varían de 3 a 10 m de espesor, algunos menores a 1 m (Figura 4.VI.2). Se identificaron pequeñas fallas inversas y normales asociadas a la deformación. Los estratos deformados constan de las litofacies de areniscas siliciclásticas de grano grueso (Arg) y limos (Li) que varían en espesores desde 1 cm hasta 15 cm. La litología de las areniscas, se clasificó como grauvacas de composición arcósica con cuarzo policristalino y fragmentos líticos de esquistos.

Sobreyacen a turbiditas de grano fino e infrayacen a paquetes de debritas siliciclásticas en el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo). Son cuerpos de roca que se acuñan a manera que evoluciona el proceso de depósito. Se pueden intercalar otros estratos de flujos de detritos.



Figura 4.VI.2. Slumps de litofacies lutita-limo. Se desarrolla un pliegue limitado por horizontes sin deformar. Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 33'45.45'' N y longitud 97°21'30.86'' W.



Figura 4.VI.3. Pliegues sin-sedimentarios conformados por intercalaciones de areniscas y limos. El martillo descansa sobre una superficie de falla. Longitud del martillo 33 cm. Localización del afloramiento: Latitud 18° 31'21.51'' N y longitud 97°20'56.53'' W.

INTERPRETACIÓN

Los pliegues sin-sedimentarios son producto del deslizamiento de los sedimentos sobre una superficie cóncava durante el depósito. La inclinación de los planos axiales, están estrechamente relacionados a la dirección del depósito.

Como se analizó en el **Capítulo II**, un *slump* se le llama al proceso y depósito para este mecanismo de deslizamientos sobre un talud. En el mapa de asociación de facies (Ver mapa anexo), la posición de estos depósitos son claves para la reconstrucción del modelo sedimentario.

En general, todas las interpretaciones de cada asociación de facies, me permiten visualizar los elementos arquitectónicos del ambiente sedimentario propuesto a continuación, y otros deslizamientos sobre un talud que conforman la unidad. Todos ellos me guían a la reconstrucción del modelo paleoambiental en las condiciones de la unidad en estudio.

CAPÍTULO V: MODELO DE FACIES

El término de modelo de facies, se refiere al arreglo de las facies en un ambiente sedimentario particular, en el que se explica cómo las diferentes litofacies que lo integran, produjeron una columna de sedimentos dentro de un modelo estático en una escala variable. Es una generalización de un ambiente sedimentario específico, que a través de diferentes procesos de análisis de asociaciones y sucesiones de facies incorpora información de modelos modernos y antiguos.

Los modelos de facies constituyen un punto de partida para nuevas interpretaciones, que además sirven para predecir aspectos en la exploración del subsuelo (Walker y James, 1992). Los dos problemas principales para formalizar un modelo de facies son la escala y la misma interpretación (Posamentier y Walker, 2006). Es el conjunto de las interpretaciones integradas de los datos (descripciones de campo, columnas, mapa, etc.), y es aquí donde se construye la información procesada e interpretada.

En la Formación Chivillas la relación de los paquetes volcánicos contra los sedimentarios es del 52.8% vs 47.1%, como se aprecia en la columna medida (Figura 5.2). Así también el desarrollo de turbiditas de grano fino *versus* turbiditas de grano grueso-medio son relativamente proporcionales (7.5 km² vs 9.3 km²), donde corroboramos que las corrientes turbidíticas son el principal proceso de transporte.

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 5.1. Leyenda de columna de la figura 5.2, tomado de Mendoza-Rosales et al., 2010.

La asociación de facies Derrame y Lava almohadillada (**Kicha**), invaden de manera concordante a los paquetes sedimentarios que se esparcían sobre la planicie abisal. Los flujos lávicos se distribuían en formas linguoidales y construían montículos de basaltos.

Las turbiditas de grano fino (**Kiche**) corresponden a depósitos de rellenos de llanura, canales y el desborde de los mismos. Las turbiditas de grano grueso-medio (**Kichc**) representan depósitos de canales y *levees* superpuestos rítmicamente.

Las asociaciones de facies formadas por los flujos de detritos (**Kichb; Kichd**) plantean una discusión muy interesante en la construcción del modelo. Proveen información valiosa sobre la composición de las fuentes, relacionados con los cambios eustáticos y tectónica de la región. Los puntos a considerar son:

- Existían múltiples fuentes de sedimentos de tipo metamórfico en su erosión diferencial (Figura 5.3), principalmente del **Complejo Oaxaqueño**, evidencia de ello son los clastos de gneises y la proporción de los granos de cuarzo metamórfico en las muestras. En segundo lugar se propone el **Complejo Acatlán**, por algunos fragmentos de esquistos. Otras probables fuentes son: el **Macizo de Chiapas**, el **Complejo Migmatítico de Teotitlán** y el **Complejo Mazateco**.
- En la Formación Chivillas se interpretó una estratigrafía inversa de las fuentes en los depósitos de debritas siliciclásticas (**Kichb**). Esto es, que conforme se erosionaba la fuente se depositaban los detritos de la parte joven de la fuente en la base de la formación y hacia la cima se tiene los clastos de la parte más antigua de las fuentes, tal es el ejemplo del Complejo Oaxaqueño.
- Existían arrecifes cercanos que fueron acarreados talud abajo, la evidencia son los fragmentos de esponjas, corales, pelecípodos y briozoarios de la litofacies; debritas calcáreas (**Brc**). Pueden provenir de la **Cuenca de Zapotitlán** (Mendoza-Rosales, en preparación) y su posición estratigráfica hacia la base y hasta la cima de la unidad, sugiere que a nivel regional hubo una transgresión.
- Las debritas siliciclásticas (**Kichb**) se encuentran progradadas que indican una regresión de carácter local, contrario a la información proporcionada por las debritas calcáreas (**Kichd**) que ocurre hacia la base de la formación y en menor cantidad hacia la cima.

La línea de costa probablemente fue lineal, controlada por la Falla Oaxaca en una etapa de movimientos transtensivos (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010). Estas fluctuaciones tectónicas controlaron cambios en la dirección de los depósitos de NE a NW. Puesto que el basamento en el cual se acumulaba la Formación Chivillas, poseía fallas normales o escalones en arreglo de *echelón* (Centeno-García, 1988), y paralelo a la Falla Oaxaca (Figura 5.3, Sección Estructural A-A', anexa). Dichas fallas son las responsables de la dirección de los depósitos turbidíticos,

evolucionando a eventos más catastróficos como son slumps y flujos de detritos más frecuentes, este rasgo se aprecia en la sección estructural A-A' (Ver sección estructural, anexa).

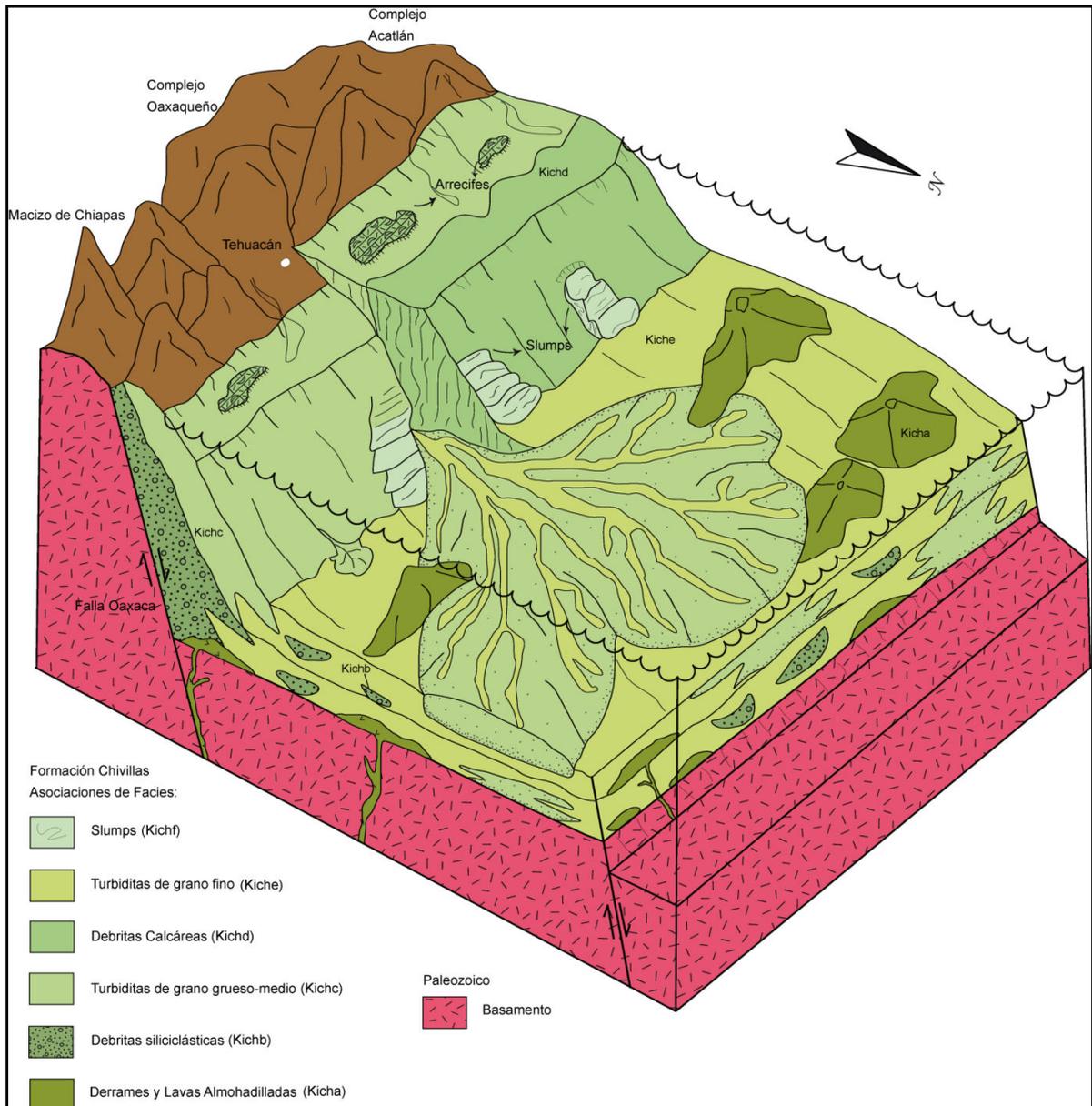


Figura 5.3. Modelo de facies para la Formación Chivillas, donde se aprecia la distribución de las asociaciones de facies en el abanico submarino, las progradación de los lóbulos, las principales fuentes detríticas y las fallas que controlaron la depositación.

Dado que las litofacies descritas son de origen turbidítico en su mayoría, así también las intercalaciones rítmicas de las mismas y el acuñamiento de los paquetes, me permiten inferir

que el ambiente sedimentario de la unidad pertenece a un “abanico submarino” formado bajo estas características: diferentes complejidades tectónicas en las que se formaron (cuenca divergente y fallas asociadas), cambios eustáticos, procesos de transporte de masas y flujos de gravedad.

Stow y Mayall (2000), caracterizan los nuevos modelos ambientales con base en el volumen y tamaño de grano de los sedimentos, naturaleza de la fuente; si hay más de una fuente detrítica y la linealidad de la misma. Dentro de esta clasificación, el modelo paleoambiental para la Formación Chivillas consta de un **abanico submarino arenoso**, conformado por diversos elementos arquitectónicos como son: slumps de mediana escala y ocurrencia, complejos de canales y *levees* (Figura 5.3). Los lóbulos del abanico son de espesores medianos formados por depósitos de turbiditas clásicas, con longitudes desde 10 a 50 km.

Los procesos de transporte predominantes son: flujos de detritos arenosos y corrientes turbidíticas de alta y baja densidad. Al ser un margen activo son escasos los canales meándricos sobre los lóbulos.

Por último, la Formación Chivillas alterna rítmicamente diferentes litofacies, descritas en este trabajo, que formaron parte de lóbulos de abanicos submarinos. Cabe mencionar, que estas intercalaciones y/o alternancias son bastante heterogéneas en niveles medios a finales de la formación. Como se aprecia en la columna de Mendoza-Rosales *et al.*, 2010 (Figura 5.2), en aquellos niveles estratigráficos son más frecuentes los depósitos de conglomerados (flujos de detritos) y lentes conglomeráticos que se interpretan como canales proximales y medios (flujos de detritos arenosos). Estos cambios de facies varían en espesores desde 3 a 100 m aproximadamente. Es por ello que algunas de las litofacies pueden variar dentro de las mismas asociaciones de facies aquí descritas.

Cabe mencionar que la principal diferencia entre las asociaciones de facies propuestas por Mendoza-Rosales *et al.*, (2010) y esta tesis, parte del enfoque de cada trabajo. En el presente la división para las litofacies y asociaciones de facies se realizó con base en la cartografía de las mismas. En cambio el modelo de Mendoza-Rosales *et al.*, (2010), el criterio para el análisis de facies lo realizaron con base en la columna medida aquí referenciada en la Figura 5.2.

Las inferencias sobre el clima y vegetación son complicadas, aunque podemos suponer que las fuentes se encontraban cubiertas por especies arboráceas, esto lo comprobamos con los clastos de madera fósil reconocidos en la columna Mendoza-Rosales *et al.*, 2010 (Figura 5.2).

La Formación Chivillas es la única unidad que rellena la Cuenca de Chivillas (Mendoza-Rosales, en preparación) en un ambiente tectónico activo, de margen divergente, sedimentación controlada por la Falla Oaxaca y con variaciones eustáticos locales (regresión) y regionales (transgresión).

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

- La Formación Chivillas es una sucesión de turbiditas siliciclásticas, flujos de detritos y slumps, con intercalaciones de lavas almohadilladas y derrames de composición andesítica que afloran en una franja con orientación NW-SE desde noreste de la Ciudad de Tehuacán en el límite de las Sierra Mazateca y Sierra Zongolica hasta la región de Teotitlán en el Estado de Oaxaca.
- Se cartografiaron 6 asociaciones de facies, diferenciadas por litofacies que caracterizan un depósito en un sistema sedimentario de aguas profundas. De las cuales: una es de origen volcánico, dos compuestas por debritas, dos de sucesiones turbidíticas y una de depósitos slumps.
- Se midieron dos columnas estratigráficas; una de 58.8 m de espesor sobre la asociación de facies Debritas calcáreas (Kichd) y otra de 1227.4 m sobre la Barranca Las Salinas con un espesor neto de 901 m de lavas almohadilladas.
- Litológicamente los depósitos turbidíticos de la Formación Chivillas contienen grauvacas de cuarzo, subarcosas, lutitas, lutitas arenosas, limonitas, conglomerados polimícticos con fragmentos de intramicritas y biomicitas, grauvacas líticas, lutitas calcáreas y sublitarenitas gujarrosas. De origen volcánico se tienen basaltos, andesitas, espilitas, peperitas y tobas cristalinas de composición básica.
- Se realizó el análisis de las litofacies construyendo un modelo paleoambiental que consta de un **Abanico submarino arenoso**, cuyos elementos arquitectónicos que lo conforman son: slumps de mediana escala, lóbulos con sus complejos de canales y *levees*.
- Se infiere que el basamento poseía fallas que controlaron la dirección de los depósitos, como se muestra en la Sección Estructural A-A'. El principal indicio de ello es la ocurrencia de los depósitos slumps y enseguida potentes conglomerados en los niveles medios a finales de la formación. Así también en el cambio en la dirección de los depósitos hacia la cima de la unidad.
- Los movimientos transtensivos de la Falla Oaxaca controlaban la sedimentación en la cuenca.

- Se desconoce el basamento sobre el cuál se depositaba la unidad. Sin embargo se sugiere que su edad es Paleozoica.
- Existían múltiples fuentes de sedimentos de tipo metamórfico en su erosión diferencial, principalmente del Complejo Oaxaqueño, Complejo Acatlán, Macizo de Chiapas, Complejo Migmatítico de Teotitlán y el Complejo Mazateco. Las fuentes sedimentarias deben corresponder con las formaciones Zapotitlán y Todos Santos.
- Las debritas siliciclásticas (Kichb) se encuentran progradadas, lo que sugiere una regresión de carácter local, contrario a la información proporcionada por las debritas calcáreas (Kichd), que insinúan que regionalmente ocurría una transgresión.
- El estilo en la deformación entre la Formación Miahuatepec y la Formación Chivillas, es el principal indicio de un contacto por superficie de *detachment*, producto de la orogenia Laramide, como se aprecia en el mapa de asociación de facies.

BIBLIOGRAFÍA

- Alzaga, R. H., Santamaría O. D., 1987, Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto C3026, Inédito, 89 p.
- Alzaga, R. H., Pano, A. A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío en la región de Tehuacán, Puebla, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, vol. 21, 5-15.
- 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 en Ciencias de la Tierra, 156 p.
- Ángeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2004, Terreno Cuicateco, Sur de México: Evolución tectónica de una cuenca pull-apart para 145 y 132 Ma.: Juriquilla, Querétaro, Geos, IVRNCT, 24, 66-67, (Resumen).
- 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, vol. 58, 623-636.
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of Some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretations. Amsterdam: Elsevier, 168 p., (Texto original no consultado, citado *en* Shanmugam, 2006).
- Buitrón-Sánchez, B.E., Barceló-Duarte, J., 1980, Nerineidos (Mollusca- Gastropoda) del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, vol. 4, núm. 1, 46-55.
- Calderón-García, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, in Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía, Excursión, A-11: 9-27 p.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, Canada Journal Earth Science, vol. 20, 1040-1051.
- Carrasco, V., B. 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacán, Pue. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, vol. 10, núm. 3, 78-82.
- Carrasco, B., Flores, V., Godoy, D., 1975, Tobas del Cretácico Inferior del área de Fortín-Zongolica, estado de Veracruz. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, vol. 7, núm. 4, 7-27.
- Centeno García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. 156 p. Inédita.
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Martínez-Hernández, E., Santa María-Díaz, A., 2005, Relación de la estratigrafía cenozoica del valle de Tehuacán y la falla Oaxaca: Geos, vol. 25, núm. 1, 104. (Resumen)

- Dávalos-Álvarez, O. G., 2006, Evolución Tectónica Cenozoica en la porción norte de la Falla de Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Juriquilla Querétaro, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. 132 p. Inédita.
- Dott, R. H., 1964, Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification?: *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 34, 625-632.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, *American Association Petroleum Geologist, Memoir 1*: 108 – 121 p.
- Eguiza-Castro, M. H., 2001, Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán- Calipam: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Tesis de Licenciatura, 84 p. (Inédita).
- Einsele, G., 2000, *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment Budget*, Second edition, Springer-Verlag, 781 p.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La Falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales al sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 52, 83-109.
- Erben, H. K., 1956 b, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: 20º Congreso Geológico Internacional, México, Monografía, 104 p.
- Galloway, W. E., Hobday, D. K., 1983, *Terrigenous Clastic Depositional Systems, applications to petroleum, coal, and uranium exploration*. Springer-Verlag, 423 p.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios Gonzalez, L.A., 2005, Detrital zircón provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca Terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology*, vol. 182, 87-100.
- Kuenen, Ph. H., 1957, Sole markings of graded greywacke beds, *Journal of Geology*, vol. 65, 231 – 258, (Texto original no consultado, citado *en* Shanmugam, 2006)
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1994, Carta Geológico-Minera Orizaba E 14-6, escala 1:250 000: México D.F., 1 map.
- Le Matire, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, *Igneous Rocks - A Classification and Glossary of Terms*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K, 193 p.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with special reference to the deposit of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, núm. 1, 279-297.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 9, núm. 1, 82-111.
- Martínez-Amador, H., Zárate-Barradas, R., Loaeza-García, J. P., Sáenz-Pita, R., Cardoso-Vázquez, E. A., 2001, Carta Geológico-Minera Orizaba, E 14-6: México, Servicio Geológico Mexicano, Escala 1: 250 000, 1 Hoja.
- Mendoza-Rosales, C. C., 2010, Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra. En preparación.

- Mendoza-Rosales, C. C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrugal, 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*, vol. 295, 419-434.
- Middleton, G. V., Hampton, M. A., 1973, *Sediment Gravity Flows: mechanics of flow and deposition*, (Texto original no consultado, citado *en* Shanmugam, 2006).
- Middleton, G. V., Hampton, M. A., 1976, *Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows*, (Texto original no consultado, citado *en* Prothero y Schwab, 1996).
- 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*, vol. 32, núm. 3, 453-473.
- Mutti, E., Ricci-Lucci, F., 1972, Le torbiditi dell'Apennine settentrionale: introduzione all'analisi di facies, *Memorie Società Geologica Italiana*, vol. 11, 161-199, translated into English by T.H. Nielsen, 1978, *International Geology Review*, vol. 20, núm. 2, 125-166. (Texto original no consultado, citado *en* Santillán-Piña, 2009)
- Nichols, G., 1999, *Sedimentology and Stratigraphy*, Blackwell Science Ltd., 341 p.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*; January/February 2006; vol. 118; núm. 1/2; 238-252.
- 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 en Ciencias de la Tierra, Inédita.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, *Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca*: Universidad Autónoma de México, *Revista, Instituto de Geología, Revista*, vol. 2, núm. 2, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Alaniz-Álvarez, S. A., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., y Morán-Zenteno, D. J., 1991, *Geologic provinces of Mexico - A new proposal and bases for their definition*. Universidad Nacional Autónoma de México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Sociedad Mexicana de Mineralogía y Secretaría de Educación Pública. *Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Pachuca, Hgo. *Memorias*: 143-144.
- 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*, vol. 24, 11-45.
- 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.* Prospecto Tehuacán. IGPR 107 Petróleos Mexicanos, Inédito.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V. A., 2009, El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 26, núm. 1, 222-242 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1972, *Sand and sandstone*: Springer, Berlín, 618 p.

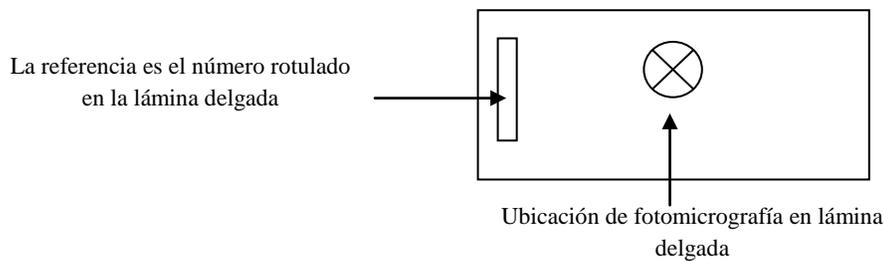
- Pirrie, D., 1998, Interpreting the record: facies analysis. In: Doyle, P. and Bennett, M.R., Editors, *Unlocking the Stratigraphic Record: Advances in Modern Stratigraphy*, Wiley, Chichester, 395–420.
- Posamentier, H.W., Walker, R.G., 2006, *Facies Models Revisted*, Society for Sedimentary Geology, 527 p.
- Prothero, D. R., Schwab, F., 1996, *Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rock and Stratigraphy*, W.H. Freeman and Company, third printing, 567 p.
- 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, 37 p. Inédita.
- Santillán-Piña, N., 2009, *Paleoambientes Sedimentarios en Facies Turbidíticas de la Cuenca Terciaria de Chicontepec Centro Oriente de México*, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. 103 p. Inédita.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*. Geological Society of America Special Paper 278.
- Shanmugam, G., 2006, *Deep-water processes and facies models, Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs*. Amsterdam, Elsevier, *Handbook of petroleum exploration and production*, vol. 5, 473 p.
- Shanmugam, G., Muiola, R. J., 1994, *An unconventional model for the deep-water sandstone of the Jackford Group (Pennsylvanian), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma*. (Texto original no consultado, citado *en* Shanmugam 2006).
- 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*, vol. 25: 23-42.
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000, *Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century*, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, 125-135.
- Streckeisen, A. L., 1974, *Classification and Nomenclature of Plutonic Rock Recommendations of the IUGS Subcomission on the Systematic of Igneous Rocks*, *Geologische Rundschau, Internationale Zeitschrift für Geologie*, Stuttgart, vol. 63, 773-785.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, *U-Pb geochronology of the Acatlan Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 235, 682-699.
- Toriz, G. J., 1984, *Informe geológico de actualización geológica del prospecto Chapulco-Atzompa: IGPR 237, PEMEX*, inédito. (Texto original no consultado, citado *en* Dávalos-Álvarez, 2006).
- Walker, R.G., James, N.P., 1992, *Facies Models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 454 p.
- Weber, R., Centeno-García, E., Magallón-Puebla, S.A., 1987, *La Formación Matzitzi tiene edad Permo-carbonífera*, II Simposio sobre la Geología Regional de México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 57-59 p, (resumen).

APÉNDICE PETROGRÁFICO

En este apartado se presenta la descripción petrográfica de las muestras más representativas de cada litofacies, intrusivos y algunas de las formaciones adyacentes.

La metodología consta de una ubicación previa en el mapa de asociaciones de facies y sus coordenadas. Se incluye una reseña de la roca macro y microscópicamente, clasificación, observaciones pertinentes, fotomicrografías y esquema de ubicación.

La clasificación para rocas sedimentarias se hizo con base en Dott (1964), Pettijohn *et al.*, (1972), Dunham (1962); para rocas ígneas se tomó la clasificación de Streckeisen (1974) y Le Matire *et al.*, 1989.



MUESTRA: CHI-2A

ASOCIACION DE FACIES: Derrame y Lava Almohadillada (**Kicha**)

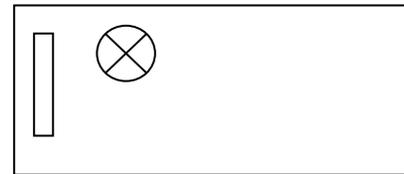
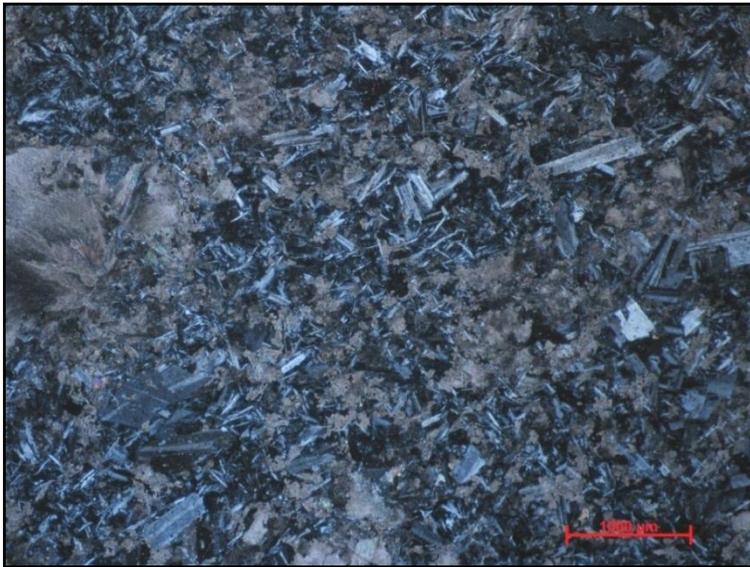
COORDENADAS: 14Q, 673070 m E, 20456960 m N.

DESCRIPCIÓN: Se trata de una roca volcánica formada en condiciones subacuosas de tonalidad verde, textura afanítica y en algunas zonas vesicular. Ocasionalmente se pueden observar minerales máficos muy finos.

Al microscopio se compone de abundantes microlitos de plagioclasas, casi en su totalidad de andesinas y oligoclasas y hay algunas esferulitas de feldespato alcalino. La textura es afanítica microcristalina. Los microlitos son euhedrales y existe relleno de calcita entre ellos esto señala su origen en condiciones subacuosas.

CLASIFICACIÓN: Espilita.

OBSERVACIONES: No se apreciaron minerales máficos.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía nicoles cruzados 2.5x; se observan los microlitos de andesinas y oligoclasas con parches de calcita diseminados, caracterizados por su alta birrefringencia.

MUESTRA: CHI-1B

ASOCIACION DE FACIES: Derrame y Lava Almohadillada (**Kicha**)

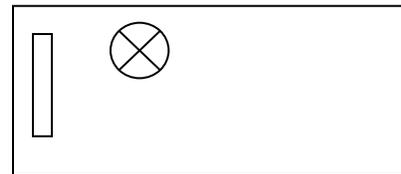
COORDENADAS: 14Q, 673074 m E, 2046967 m N.

DESCRIPCIÓN: Al microscopio, se compone de abundantes microlitos de feldespatos, dentro de los cuales abunda andesina, oligoclasa y algunos cristales más gruesos de feldespato alcalino. La textura es afanítica microcristalina. Los microlitos son euhedrales y predomina la calcita como mineral accesorio.

La matriz es de vidrio y los microlitos rellenan huecos entre los cristales de feldespatos alcalinos. Abundan esferulitas rellenas de clorita alterada.

CLASIFICACIÓN: Espilita.

OBSERVACIONES: La calcita se encuentra esparcida en la muestra.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía de lava almohadillada Nícoles cruzados 2.5x; se observan algunas esferulitas de feldespatos con alteraciones de clorita, se señalan dentro de la elipse roja.

MUESTRA: FCH-15-1

ASOCIACION DE FACIES: Flujo de lava (**Kicha**)

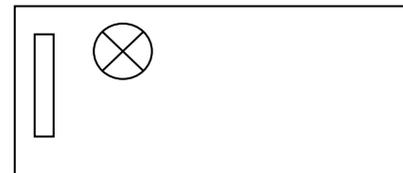
COORDENADAS: 14Q, 673189 m E, 2047235 m N

DESCRIPCIÓN: La muestra es de tonos verduzcos al fresco y meteoriza a colores pardos. Es una roca masiva con textura fanerítica y se observan algunos cristales máficos color negro.

Al microscopio se observan minerales esenciales con un 80% de andesinas, 10% de ortoclasas, no identifiqué cristales de cuarzo. Los cristales son euhedrales de tamaños finos y la textura es fanerítica. Dentro de los minerales accesorios hay piroxenos (augita) en forma anhedral y en menores proporciones (10%; aproximadamente). Se observa clorita esparcida en la sección delgada. La composición es andesítica con alteraciones a clorita.

CLASIFICACIÓN: Andesita de Augita.

OBSERVACIONES: La matriz está constituida por fenocristales de andesina y algunos feldespatos alcalinos.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: Se observa su textura fanerítica de fenocristales euhedrales muy finos y algunos cristales anhedral de piroxenos con birrefringencia de segundo orden y las alteraciones de clorita de forma anhedral se encierran en la elipse roja.

MUESTRA: **FCH-10**

ASOCIACION DE FACIES: Derrame y Lava Almohadillada (**Kicha**)

COORDENADAS: Nivel 378 m, Columna medida (Figura 5.3).

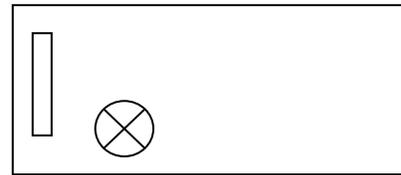
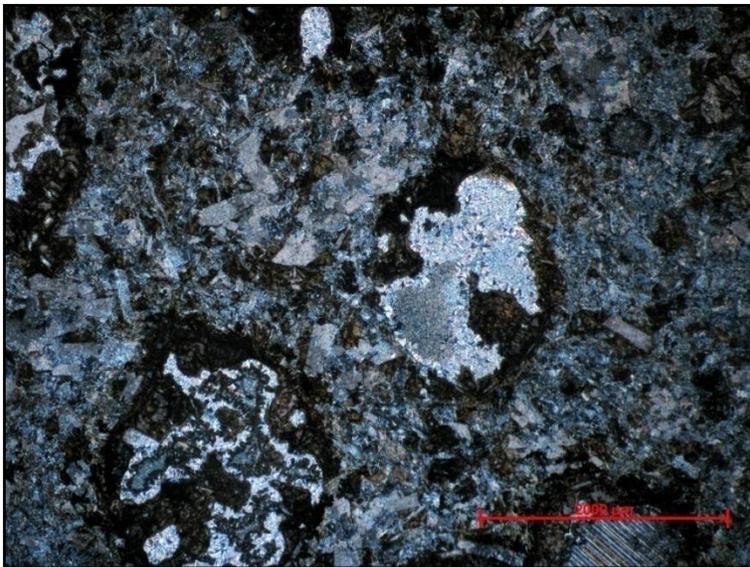
DESCRIPCIÓN: Macroscópicamente, tiene un aspecto de caliza con esferulitas y contiene algunos sulfuros diseminados, micas y piroxenos.

Microscópicamente, se observan una matriz feldespática microcristalina. Sobresalen las esferulitas de feldespatos alcalinos con bordes de alteración.

La textura es esferulítica y la calcita es el principal relleno de los huecos.

CLASIFICACIÓN: Traquita de feldespato alcalino.

OBSERVACIONES: Las esferulitas tienen diámetros hasta de 2 mm.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles cruzados 2.5x: Todas las esferulitas se encuentran rodeadas de mineral de alteración (sulfuros) y están rellenas de calcita.

MUESTRA: **IB-21**

ASOCIACION DE FACIES: Debitas siliciclásticas (**Kichb**)

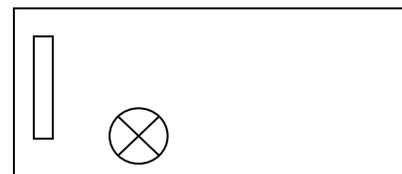
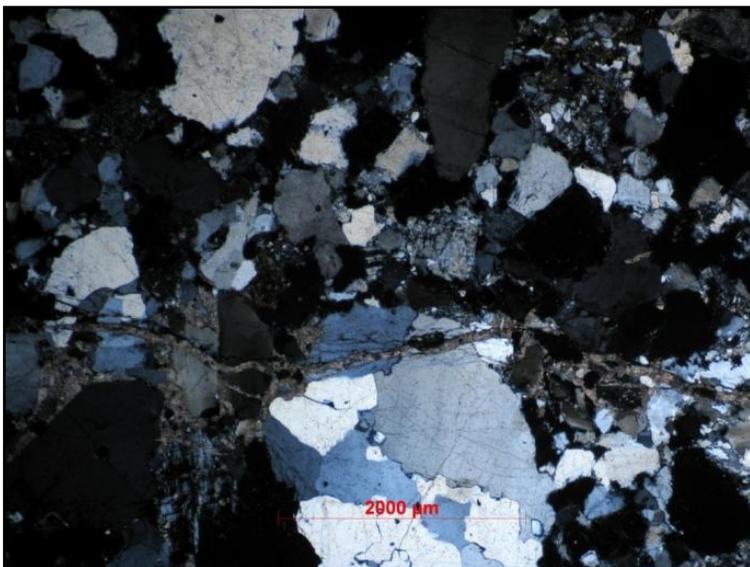
COORDENADAS: 14Q, 674369 m E, 2049526 m N.

DESCRIPCIÓN: Macroscópicamente consta de una fracción arenosa de dicha asociación de facies intercalada con la litofacies de conglomerados soportados por clastos (Cgc).

Los granos que lo conforman consisten en un 50% de cuarzo monocristalino, policristalino y cuarzo deformado con extinción ondulada. Los líticas abundan en un 30% y algunos de ellos son fragmentos de cuarzoareniscas finas. Los feldespatos alcalinos exponen texturas pertíticas y mirmekitas. Hay microlina y algunas andesinas que por lo regular son angulosas. Los feldespatos constituyen el 10% de los minerales esenciales. En general, los granos son angulosos a subredondeados. La matriz es una arena muy fina a media principalmente de cuarzo y arcilla. Los tamaños de granos son desde guijarros hasta arenas medias. La textura es submadura y pobremente clasificada.

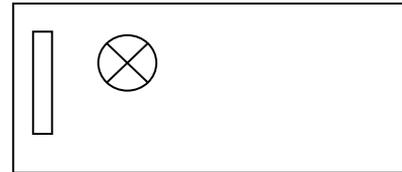
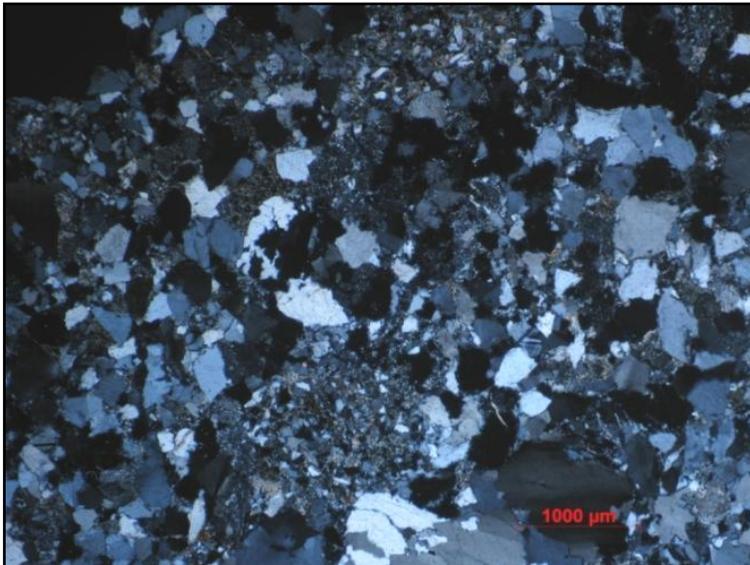
CLASIFICACIÓN: Sublitarenita guijarrosa.

OBSERVACIONES: Identifiqué escasas micas como mineral accesorio. La roca es parte de la matriz que conforma un depósito de flujos de detritos.



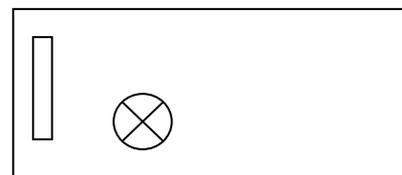
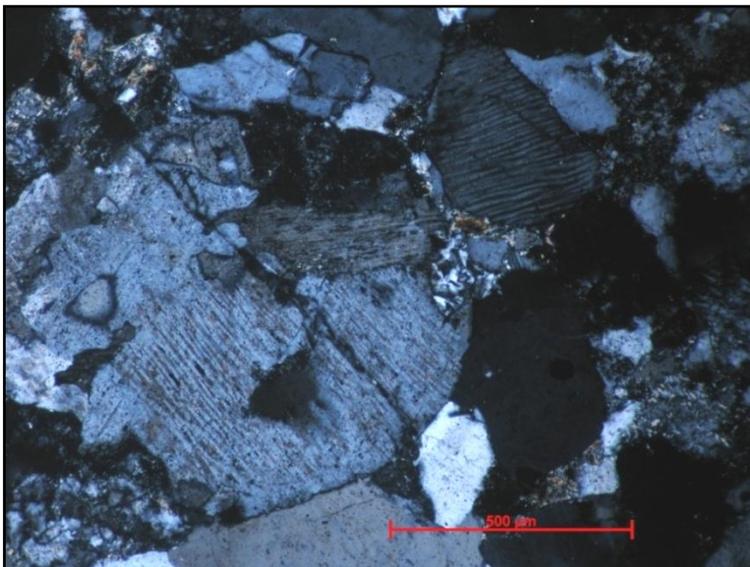
Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: se muestra el tamaño de los granos de cuarzo. Sobresale al centro inferior grano de cuarzo metamórfico o policristalino con más de 2 mm de diámetro aproximadamente.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: se muestran los granos de cuarzo angulares y algunas plagioclasas, con la diversidad de tamaños de arenas medias a gránulos que son pobremente clasificados.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 10x: Se aprecian perfitas en granos de feldespato alcalino.

MUESTRA: **IM-14**

ASOCIACION DE FACIES: Debitas siliciclásticas (**Kichb**)

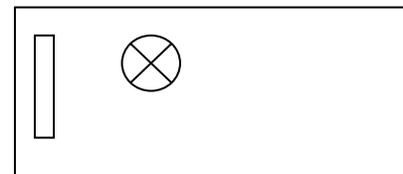
COORDENADAS: 14Q, 673461 m E, 2052037 m N.

DESCRIPCIÓN: Predominan los fragmentos líticos, calizas de esponjas, intraclastos de bivalvos. También hay fragmentos de grauvacas de cuarzo metamórfico y volcánico en una matriz calcáreo-arcillosa.

Los fragmentos líticos son subredondeados a subangulosos con tamaños desde arenas gruesas a gránulos y se encuentran rodeados por cementante calcáreo. Se considera un conglomerado fino soportado por clastos y es moderadamente clasificado.

CLASIFICACIÓN: Litarudita con fragmentos de wackestone y grauvacas de cuarzo.

OBSERVACIONES: Los granos de cuarzo son angulares que indican actividad tectónica activa durante la depositación.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicols cruzados 2.5x: Se observan abundantes granos angulares de cuarzo monocristalino (Gc), fragmento de Briozooario (B) y varios de calizas de esponjas (S).

MUESTRA: IM-17

ASOCIACION DE FACIES: Debitas siliciclásticas (**Kichb**)

COORDENADAS: 14Q, 674275 m E, 2049689 m N.

DESCRIPCIÓN: Forma parte de la matriz de la litofacies conglomerado polimíctico soportado por matriz (Cgm).

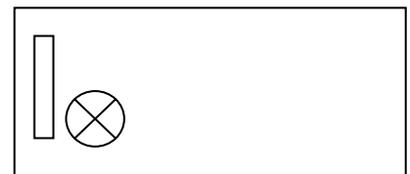
Arenisca con abundantes granos de cuarzo monocristalino y policristalino en un 60% de la muestra. Los feldespatos alcalinos muestran texturas perítica y mesoperíticas. Identifiqué microclinas, ortoclasas y algunas de las plagioclasas son andesinas. La proporción de los feldespatos guardan el 10% de la muestra. Dentro de los fragmentos líticos se encuentran cuarzoareniscas de grano muy fino con matriz micrítica que conforman el 20% de la muestra.

El tamaño de los granos son arenas medias a finas, varían de angulosos a bien redondeados dentro de una matriz micrítica con alto contenido de arcilla. Texturalmente es inmadura y es moderadamente clasificada.

Se identificaron fragmentos opacos y algunas micas.

CLASIFICACIÓN: Grauvaca arcósica

OBSERVACIONES: En general abunda el cuarzo volcánico o monocristalino con extinción recta.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles cruzados 10x: Al centro (dentro de la elipse roja) se expone feldespato potásico con textura mesoperítica en contacto tangencial con fragmentos de cuarzo. Los granos se encuentran soportados por matriz calcáreo-arcillosa.

MUESTRA: IM-13

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano grueso - medio (**Kiche**)

COORDENADAS: 14Q, 672828 m E, 2053343 m N.

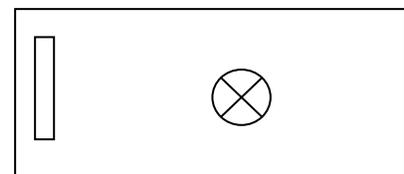
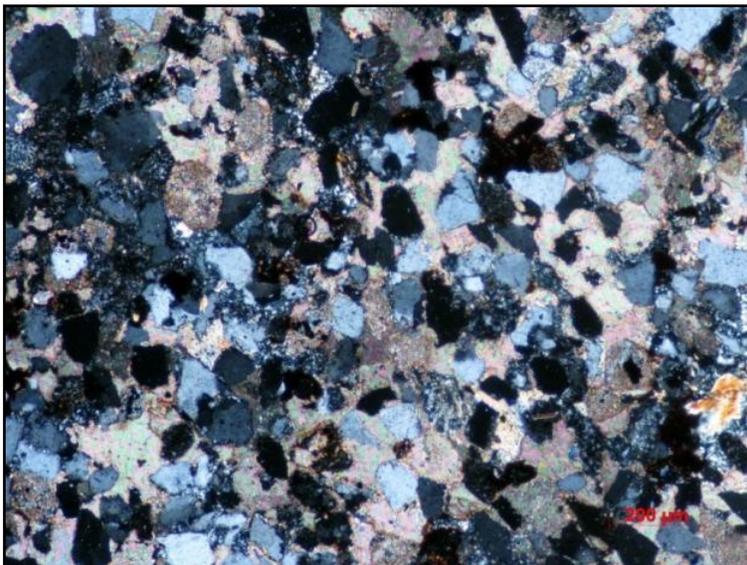
DESCRIPCIÓN: En la descripción macroscópica se identifica una arenisca de grano grueso con fragmentos líticos y granos de cuarzo cementado por calcita de grano fino. La roca es gris al fresco y ligeramente parda a la intemperie.

Al microscopio se observaron granos de cuarzo monocristalino y policristalino en una proporción del 60%. No se identificaron feldespatos, los fragmentos líticos están conformados por cuarzoareniscas de grano muy fino en una proporción del 40%. El cementante es calcáreo arcilloso y es mayor al 15%. Los granos son angulares a subredondeados del tamaño de arena fina a muy fina. Se encuentra moderadamente seleccionada y por su alto contenido de matriz posee una textura inmadura.

Algunos minerales accesorios son micas y son poco frecuentes. Los minerales opacos son redondeados y se encuentran esparcidos en la sección delgada.

CLASIFICACIÓN: Grauvaca lítica con fragmentos de cuarzoareniscas

OBSERVACIONES: Hay algunos cristales de micas que probablemente provengan de fragmentos de esquistos.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 10x: Se muestran los granos soportados por una matriz micrítica.

MUESTRA: IM-18

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano grueso - medio (**Kiche**)

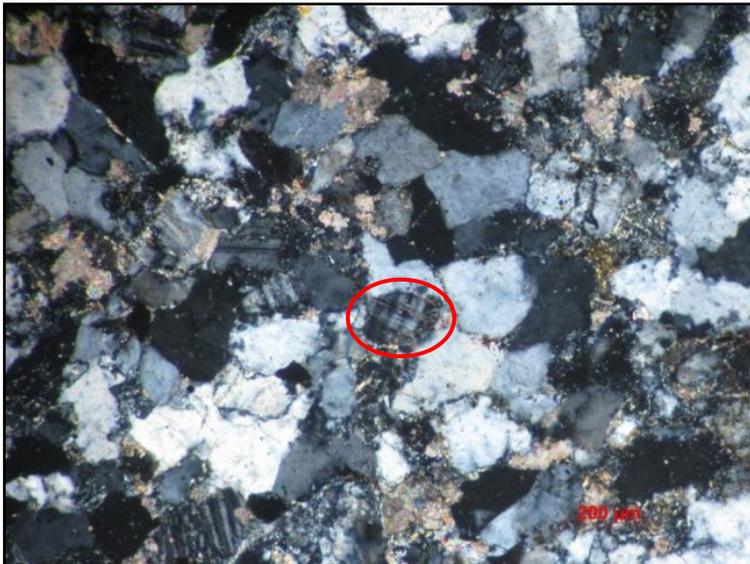
COORDENADAS: 14Q, 674234 m E, 2048712 m N.

DESCRIPCIÓN: Arenisca de grano medio con granos de cuarzo monocristalino y policristalino en con una abundancia aproximada del 60%. Los feldespatos alcalinos presentan texturas mirmekitas, peritéticas y microclinas con macla de enrejado. Hay algunas andesinas y en total, los feldespatos conforman el 30% de la muestra. Los fragmentos líticos constan de esquistos y areniscas muy finas en menor proporción 10%.

Los granos se encuentran soportados por una matriz micrítica y algunos de los minerales accesorios son micas y arcillas dispersas.

CLASIFICACIÓN: Subarcosa con fragmentos de esquistos.

OBSERVACIONES: Los fragmentos líticos de grauvacas arcósicas, contienen algunos granos de cuarzo muy finos.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles cruzados de 20x: Al centro (dentro de la elipse roja) se encuentra microclina rodeado de cuarzo monocristalino. Algunos granos de cuarzo se muestran triturados.

MUESTRA: IM-20

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano medio-grueso (**Kiche**)

COORDENADAS: 14Q, 673311 m E, 2044877 m N.

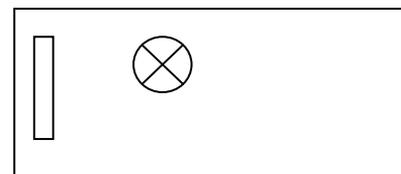
DESCRIPCIÓN: Se trata de una arenisca de grano medio, compacta, de color gris al fresco y pardo a la intemperie.

Al microscopio abundan granos angulares a subredondeados de cuarzo monocristalino y policristalino en un 65%. Los feldespatos que identifiqué son microclinas y algunas andesinas, que constituyen un 20% de la muestra. Los fragmentos líticos son escasos, consisten en esquistos y grauvacas arcósicas muy finas en un 15% del total de los minerales esenciales. Algunos minerales accesorios son micas y hay escasa arcilla entre los granos.

La matriz es detrítica principalmente de fragmentos muy finos de cuarzo, limo y arcilla. La roca está moderadamente seleccionada.

CLASIFICACIÓN: Subarcosa con microclinas.

OBSERVACIONES: Los fragmentos líticos de grauvacas arcósicas, poseen granos muy finos de cuarzo en una matriz fina calcáreo-arcillosa.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 10x: visualmente abundan los granos de cuarzos monocristalino. Algunos feldespatos alcalinos más finos presentan perfitas. En la elipse roja, se muestra un fragmento de arenisca con granos de cuarzo soportados por matriz arcillosa.

MUESTRA: IM-10

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano grueso – medio (**Kichc**)

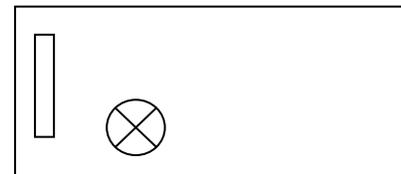
COORDENADAS: 14Q, 672379 m E, 2053398 m N.

DESCRIPCIÓN: Es un conglomerado polimítico soportado por clastos de fragmentos líticos calcáreos, principalmente de tamaño gránulos, rodeados por una matriz de arena gruesa. Su color al fresco es gris a la intemperie presenta tonos pardos.

Microscópicamente se observan clastos wackestone de pelets, intramicritas y biomicritas; con esponjas y fragmentos de braquiópodos. Otros clastos son areniscas muy gruesas con cementante calcáreo. En menor proporción hay gránulos de cuarzo policristalino y monocristalino con extinción recta. Los granos de cuarzo son subredondeados a subangulosos. En general, es una roca moderadamente seleccionada.

CLASIFICACIÓN: Conglomerado polimítico soportado por fragmentos de intramicrita, biomicrita y wackestone de peleoides.

OBSERVACIONES: En la muestra de mano se aprecian los fragmentos de cuarzo, que a la intemperie se reconocen por sus tonos pardos. No se identificaron feldespatos.



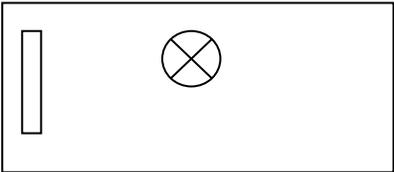
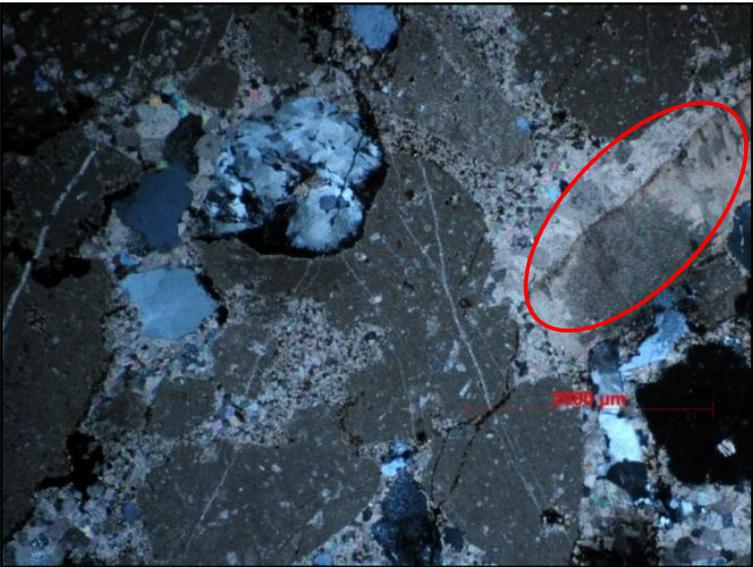
Ubicación de fotomicrografías en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: Se observan los fragmentos de cuarzo policristalino (Cp) de tamaños hasta de 2 mm. Los fragmentos de intramicrita y biomicrita superan el diámetro mayor a 2 mm.



Ubicación de fotomicrografías en lámina delgada

Fotomicrografía con nicols cruzados 2.5 x: Al centro de la imagen se observa el corte transversal de un fragmento de braquiópodo (B).



Ubicación de fotomicrografías en lámina delgada

Fotomicrografía con nicols cruzados 2.5x: Se observan fragmentos redondeados de mudstones y en la esquina superior derecha (Fp) se encuentra el corte transversal de pelecípodo. Los fragmentos de cuarzo monocristalino son subangulares.

MUESTRA: IM-03

ASOCIACION DE FACIES: Debritas calcáreas (**Kichd**)

COORDENADAS: 14Q, 672121 m E, 2045597 m N.

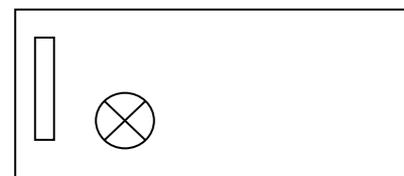
DESCRIPCIÓN: Pertenece al nivel estratigráfico 40 cm de la columna medida I. Se trata de una arenisca compacta de grano medio con fragmentos de caliza color gris al fresco y gris oscuro a la intemperie.

Al microscopio se identificaron granos de cuarzo monocristalino y policristalino con una proporción del 10% de la muestra. Abundan fragmentos líticos de calizas tipo wackestone con fragmentos fósiles no identificables y grauvacas de cuarzo de grano muy fino en un 85% de la muestra. Con menor abundancia (5%) le corresponde a los granos angulosos de feldespato alcalino con textura granofídica y microclina.

El tamaño de los granos varía de 0.1 mm a 6 mm rodeados por cementante calcáreo. Los fragmentos son subangulosos a subredondeados.

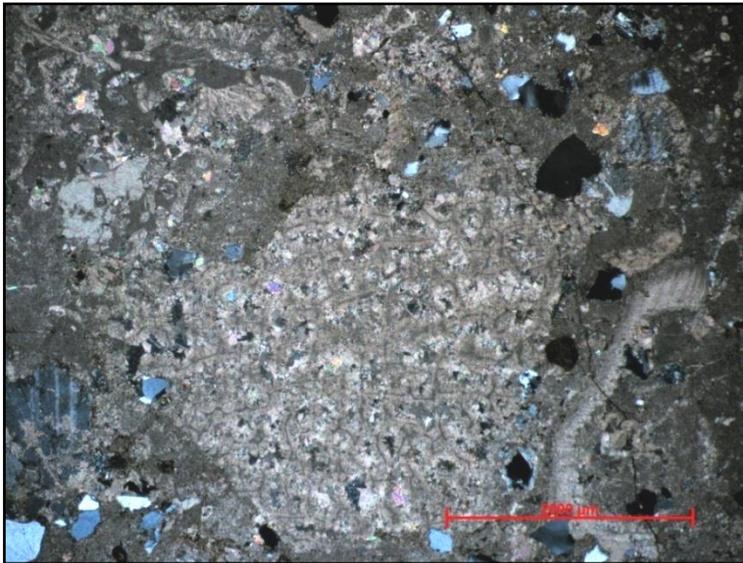
CLASIFICACIÓN: Litarenita guijarrosa de fragmentos de intramicritas y biomicritas.

OBSERVACIONES: Abundan los fragmentos de calizas arrecifales.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles cruzados 2.5 x: se observan los granos de cuarzo angulosos, dentro de la elipse roja se encuentra microclina con macla de enrejado.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nicóles cruzados 2.5x: Al centro se tiene un fragmento de coral, reconocidos por su arreglo enrejado de carbonato.

MUESTRA: **IM-25**

ASOCIACION DE FACIES: Debitas calcáreas (**Kichd**)

COORDENADAS: 14Q, 672021 m E, 2045699 m N.

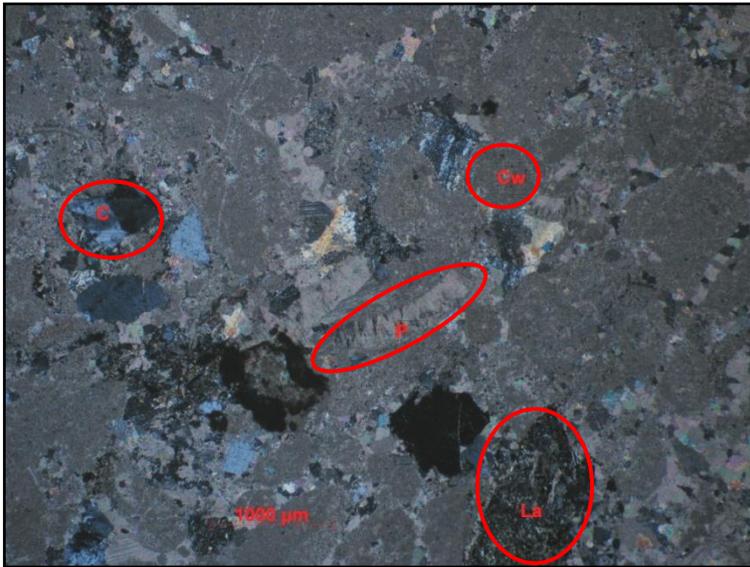
DESCRIPCIÓN: Conforman parte del nivel estratigráfico a 55 m de la columna medida I. Se trata de una brecha masiva color gris con fragmentos de caliza redondeados y granos de cuarzoareniscas.

Al microscopio se observan fragmentos de caliza tipo wackestone de esponjas y mudstone con calciesferúlidos y algunos radiolarios. También se encuentran fragmentos de cuarzoareniscas subredondeados. Los líticos conforman el 90% de la muestra, otros granos como los de cuarzo metamórfico, conforman el 10% de la muestra. El tamaño de los clastos varía desde 1 a 10 mm.

Los clastos se encuentran rodeados por cementante calcáreo.

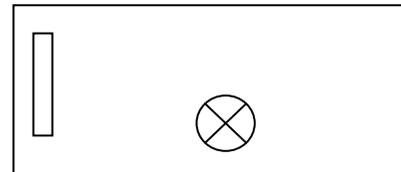
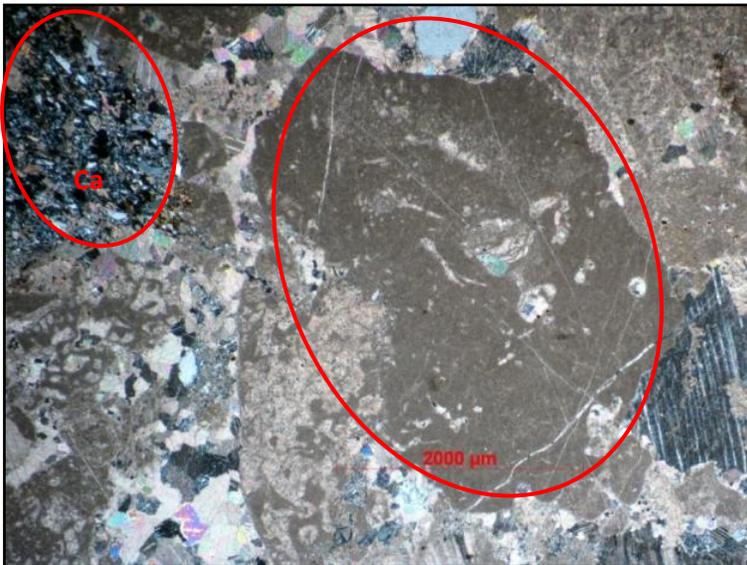
CLASIFICACIÓN: Litarudita de fragmentos biomicritas de esponjas y mudstone con calciesferúlidos y radiolarios.

OBSERVACIONES: La muestra es moderadamente clasificada.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: Se observa grano de cuarzo policristalino con extinción ondulante (c), fragmento de pelecípodo (p), abundan fragmentos de caliza tipo wackestone (Cw) o bien intramicritas, por ultimo hay fragmentos de lutitas (La). Los clastos se encuentran cementados por calcita.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 2.5x: Al centro (dentro de la elipse roja) se observa un fragmento de mudstone con radiolarios y otros fósiles no identificables debido al corte de la sección. En la esquina superior izquierda se observa fragmento de cuarzoarenisca (Ca) de grano muy fino.

MUESTRA: **IB-14**

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano fino (**Kiche**)

COORDENADAS: 14Q, 673432 m E, 2048997 m N.

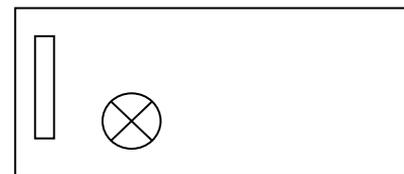
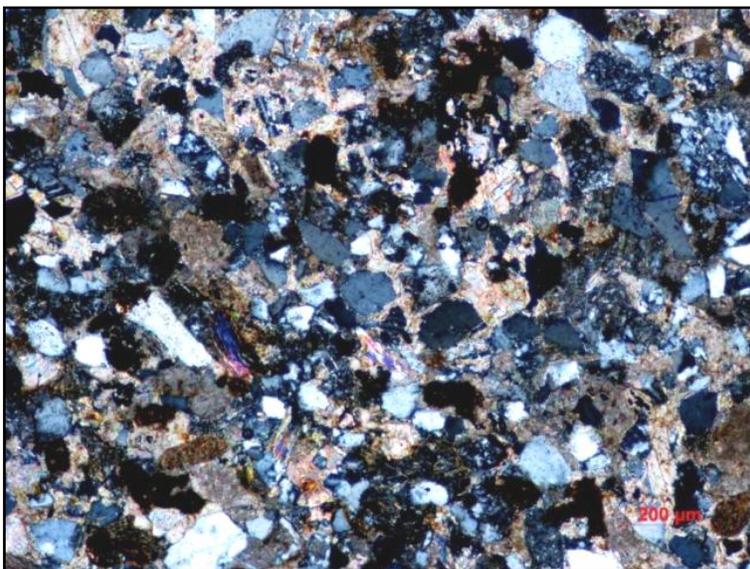
DESCRIPCIÓN: La roca es color pardo a la intemperie y gris al fresco, es compacta y algunos minerales observables son líticos, feldespatos y cuarzo.

Abundan los granos de cuarzo monocristalino y policristalino, angulares a redondeados (50% de la muestra). De los fragmentos líticos identifiqué esquistos, limos y areniscas muy finas, que en conjunto constituyen el 40% de la muestra. En menor cantidad, alrededor del 10%, hay feldespatos potásicos y plagioclasas (andesina). El tamaño de los granos es de arenas finas a muy finas.

La matriz es calcáreo-arcillosa y su abundancia es mayor al 15%. Texturalmente es una roca inmadura y moderadamente seleccionada.

CLASIFICACIÓN: Grauvaca lítica de fragmentos siliciclásticos y metamórficos.

OBSERVACIONES: Se observaron algunos minerales opacos. El alto contenido de matriz se interpreta que el depósito ocurrió en una zona tectónicamente activa.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles Cruzados 10x: Se observan las micas de los fragmentos de esquistos con birrefringencia de segundo orden. La mayoría de los granos de cuarzo son angulosos.

MUESTRA: **FCH-14B**

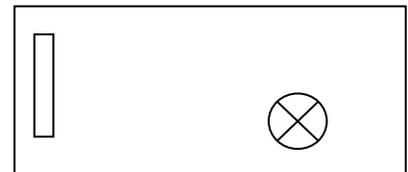
ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano fino (**Kiche**)

COORDENADAS: 14Q, 673215 m E, 2047221 m N.

DESCRIPCIÓN: Arenisca de grano fino a muy fino con abundantes granos de cuarzo monocristalino y policristalino en proporción del 60% del total de la muestra. Los fragmentos líticos de areniscas de grano muy fino y esquistos, conforman el 40% de la muestra. Los feldespatos son menos frecuentes y se encuentran alterados a arcillas. Los granos son subangulares a subredondeados. Los granos se encuentran soportados por matriz calcáreo, esto significa una roca con textura inmadura y moderadamente clasificada.

CLASIFICACIÓN: Grauvaca Lítica.

OBSERVACIONES: Los feldespatos alcalinos se confunden dentro de la matriz por su grado de sericitización.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 10x: En la elipse roja se señala un fragmento de esquisto de mica con cuarzo policristalino rodeado de micrita y arcillas. La mayoría de los granos presentan un aspecto de trituramiento.

MUESTRA: FCH-36

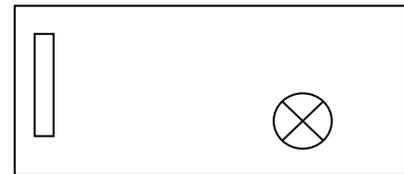
ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano fino (**Kiche**)

COORDENADAS: 14Q, 674462 m E, 2048999 m N.

DESCRIPCIÓN: Se trata de una lutita con intercalaciones de arenisca de grano muy fino. Los granos de cuarzo monocristalino son angulosos. La matriz es calcáreo-arcillosa y predomina en un 90% del total de la roca.

CLASIFICACIÓN: Lutita arenosa.

OBSERVACIONES: Se encuentran intercalados horizontes arenosos de grano muy fino graduando a lutitas, dependiendo del arreglo de las estructuras sedimentarias.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicoles cruzados 10x: Se presenta la estratificación cruzada de esta muestra con las intercalaciones de horizontes arenosos de grano muy fino a lutíticos. También sobresalen las marcas de carga, señaladas en la elipse roja.

MUESTRA: TH-27

ASOCIACION DE FACIES: Turbidita de grano fino (**Kiche**)

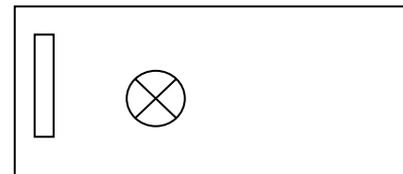
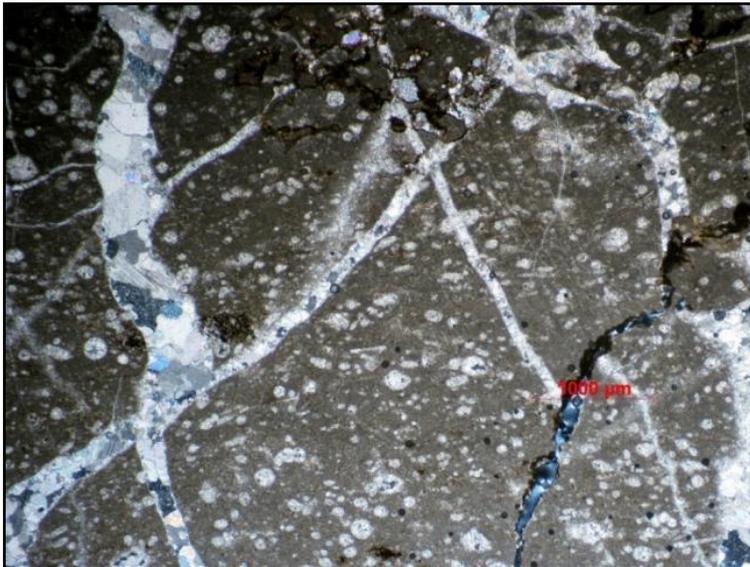
COORDENADAS: 14Q, 669658 m E, 2047879m N.

DESCRIPCIÓN: Caliza tipo mudstone color gris al fresco y tonos ocre a la intemperie.

En sección delgada se muestra una caliza arcillosa con calciesferas. La mayoría de los aloquímicos son calciesférulidos y radiolarios. Estos son abundantes pero no hay un contacto entre ellos.

CLASIFICACIÓN: Wackestone de calciesferúlidos.

OBSERVACIONES: La roca es masiva pero son abundantes las vetillas de calcita.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicóles cruzados 2.5x: Se exhibe la matriz micrítica con arcilla, los diferentes cortes de las calciesferas se muestran en formas esféricas y elípticas alargadas.

MUESTRA: **IB-35**

ASOCIACION DE FACIES: Intrusivo Chivillas (**Ich**)

COORDENADAS: 14Q, 670651 m E, 2049726 m N.

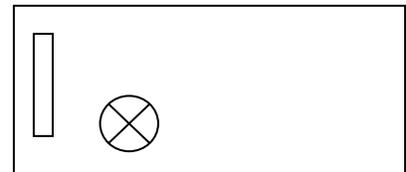
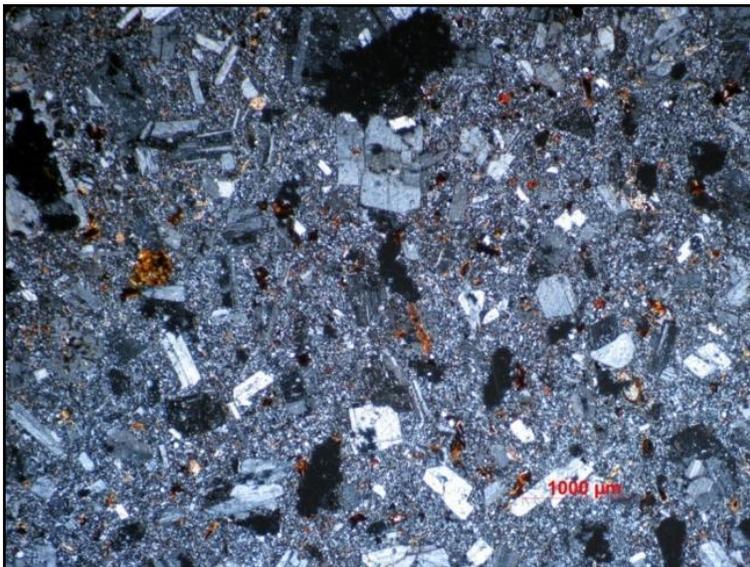
DESCRIPCIÓN: Se trata de una roca semicompacta color rojizo a la intemperie y ocre al fresco con textura afanítica. No se aprecian fenocristales en muestra mano.

En sección delgada se observa una textura porfídica con fenocristales de feldespato alcalino en una matriz micro-criptocristalina.

Los feldespatos alcalinos son oligoclasa y sanidino en un 20%. Son más abundantes los fenocristales de plagioclasas (andesina) en un 80% si contamos que la matriz es de esta última composición. No se encontraron cristales de cuarzo. Algunos de los minerales accesorios son ferromagnesianos y se encuentran alterados.

CLASIFICACIÓN: Intrusivo Andesítico.

OBSERVACIONES: Los fenocristales de feldespato alcalino se encuentran alterados a sericita



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con nicóles cruzados 2.5x: Intrusivo con textura porfídica, se muestran fenocristales de feldespatos potásicos más gruesos que los fenocristales de plagioclasa.

MUESTRA: **IM-21**

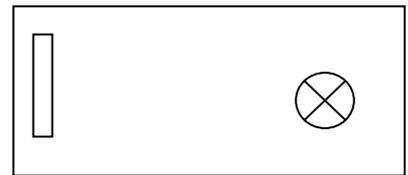
FORMACIÓN MIAHUATEPEC (**Kim**)

COORDENADAS: 14Q, 672457 m E, 2044176 m N.

DESCRIPCIÓN: Se trata de una caliza wackestone con abundantes aloquímicos de calciesferas y algunos radiolarios rodeados por esparita. Al microscopio se observa una proporción mayor al 10 % de aloquímicos a veces en contacto entre ellos. Macroscópicamente se muestra una caliza mudstone con aloquímicos no identificables.

CLASIFICACIÓN: Wackestone de calciesferúlidos.

OBSERVACIONES: En algunas zonas se observa arcilla en la matriz. No se observaron fósiles índices para discriminar su edad.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles Cruzados 10x: caliza tipo wackestone de la Formación Miahuatepec, al centro de la elipse roja se aprecia perfectamente calciesferúlido con la pared que lo caracteriza.

MUESTRA: IM-16

INTRUSIVO INDIFERENCIADO (**Idf**)

COORDENADAS: 14Q, 671239 m E, 2053633m N.

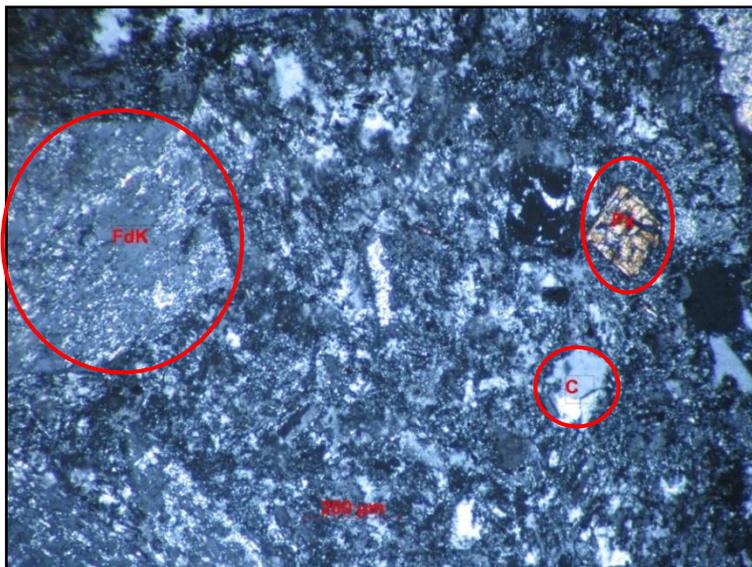
DESCRIPCIÓN: La roca es color ocre a blanco al fresco y tonos rojos a pardos a la intemperie y presenta textura afanítica.

En lámina delgada se observa una textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico saturada en sílice con extinción ondulante en proporción del 10%. Los feldespatos abundan el 40 % y la mayoría presentan alteraciones a sericita. Los fenocristales de feldespatos potásicos son más gruesos del orden de 0.5 a 1 mm.

La matriz consta de cristales muy finos de plagioclasa en un 50 %, de feldespato alcalino y algunos cuarzos muy finos.

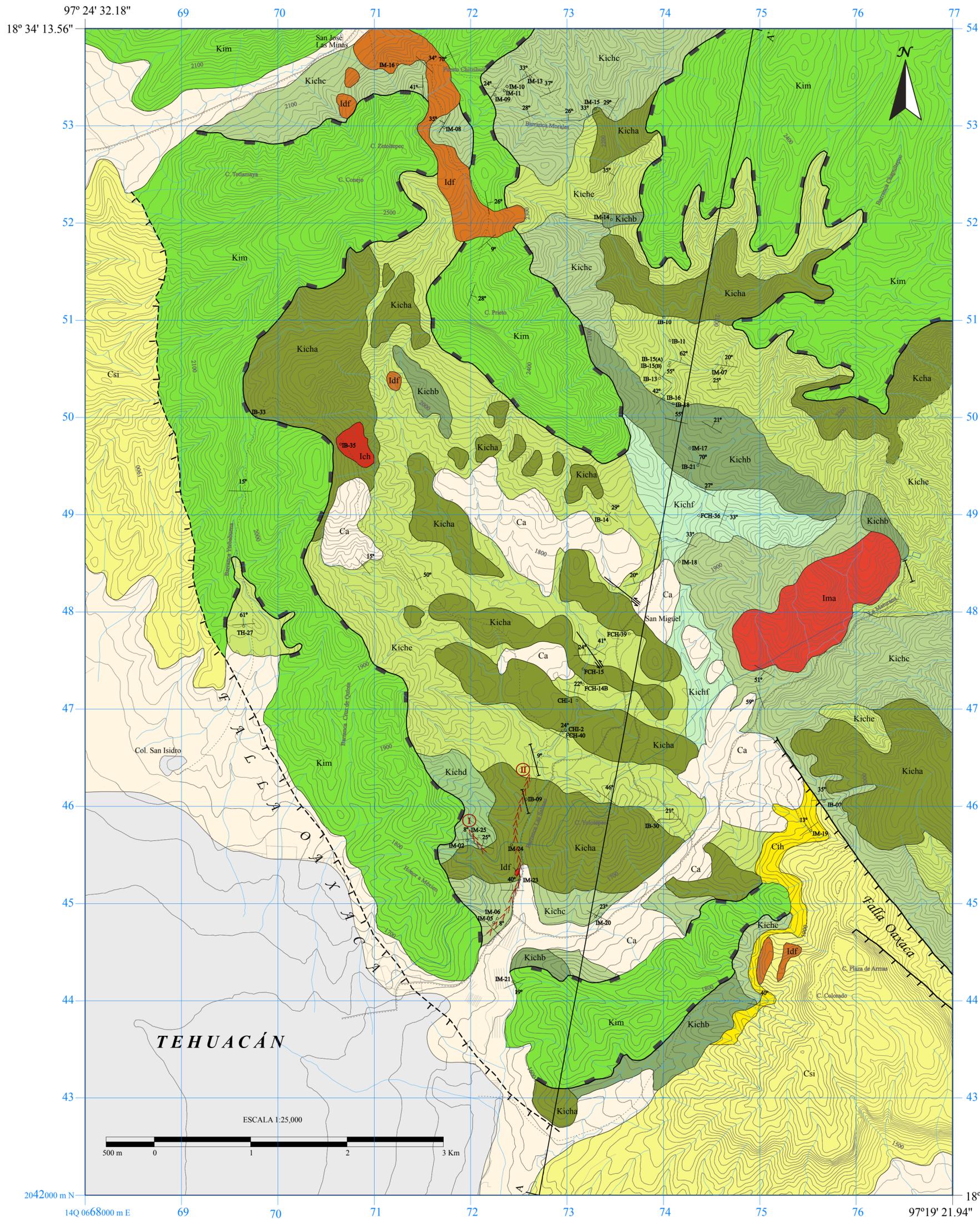
CLASIFICACIÓN: Cuarzo-monzonita con piroxenos.

OBSERVACIONES: la muestra está bastante alterada, al parecer de tipo hidrotermal debido a la forma de saturación de sílice y sus alteraciones a sericita.



Ubicación de fotomicrografía en lámina delgada

Fotomicrografía con Nícoles cruzados 10x: Se tiene una muestra alterada con cristales de feldespato alcalino (Fdk), cuarzo (c) y piroxenos alterados (px).



LEYENDA

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

- Cuaternario
 - Ca Caliche-Aluvi3n
- Mioceno medio-tardío
 - Csi Conglomerado San Isidro
- Oligoceno tardío-Mioceno medio
 - Ch Formaci3n Tehuac3n
- Aptiano
 - Kim Formaci3n Miahuatepec
- Barremiano
 - Formaci3n Chivillas (Kich) Asociaciones de Facies:
 - Kichf Slumps
 - Kiche Turbidita de grano fino
 - Kichd Debritas calc3reas
 - Kiche Turbidita de grano grueso-medio
 - Kichb Debritas silicicl3sticas
 - Kicha Derrame y Lava Almohadillada
- Intrusivos
 - Idf Intrusivo Indiferenciado
 - Ima Intrusivo Maturana
 - Ich Intrusivos Chivillas

SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS

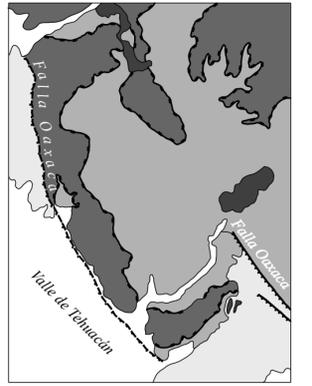
- Ciudad
- Curva de nivel
- Corriente intermitente
- Poblados con menos habitantes
- Acueducto
- Terraceria
- Vereda

Fuente: Base topogr3fica digital INEGI, (Escala 1:50,000)
 Cartas: Tehuac3n E14B-75, Santiago Miahuat3n E14B-65, Zimacatepec E14B-76, Acultzingo E14B-66
 Cuadr3cula UTM cada 1000 m. Datum: ITRS92, (GRS80) Equidistancia entre curvas de nivel: 20 m.
 Declinaci3n Magn3tica 2010 4°47'
 Variaci3n anual de la declinaci3n 07' al W

SÍMBOLOS ESTRUCTURALES

- 21° Rumbo y echado
- o Muestra Petrogr3fica
- Contacto Geol3gico
- Contacto Geol3gico Inferido
- Dique
- Falla Transcurrente
- Detachment
- Falla Normal
- Falla Normal inferida
- Línea de Secci3n
- Columna Medida

ESQUEMA ESTRUCTURAL



LOCALIZACI3N

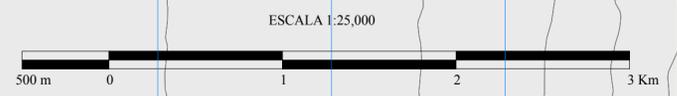


MAPA DE ASOCIACI3N DE FACIES DE LA FORMACI3N CHIVILLAS

Elaborado por:
M3nica Rodr3guez Otero
 Tesis Profesional para obtener t3tulo de Ingeniera Ge3loga, 2010

Directora: **Ing. Claudia Cristina Mendoza Rosales**

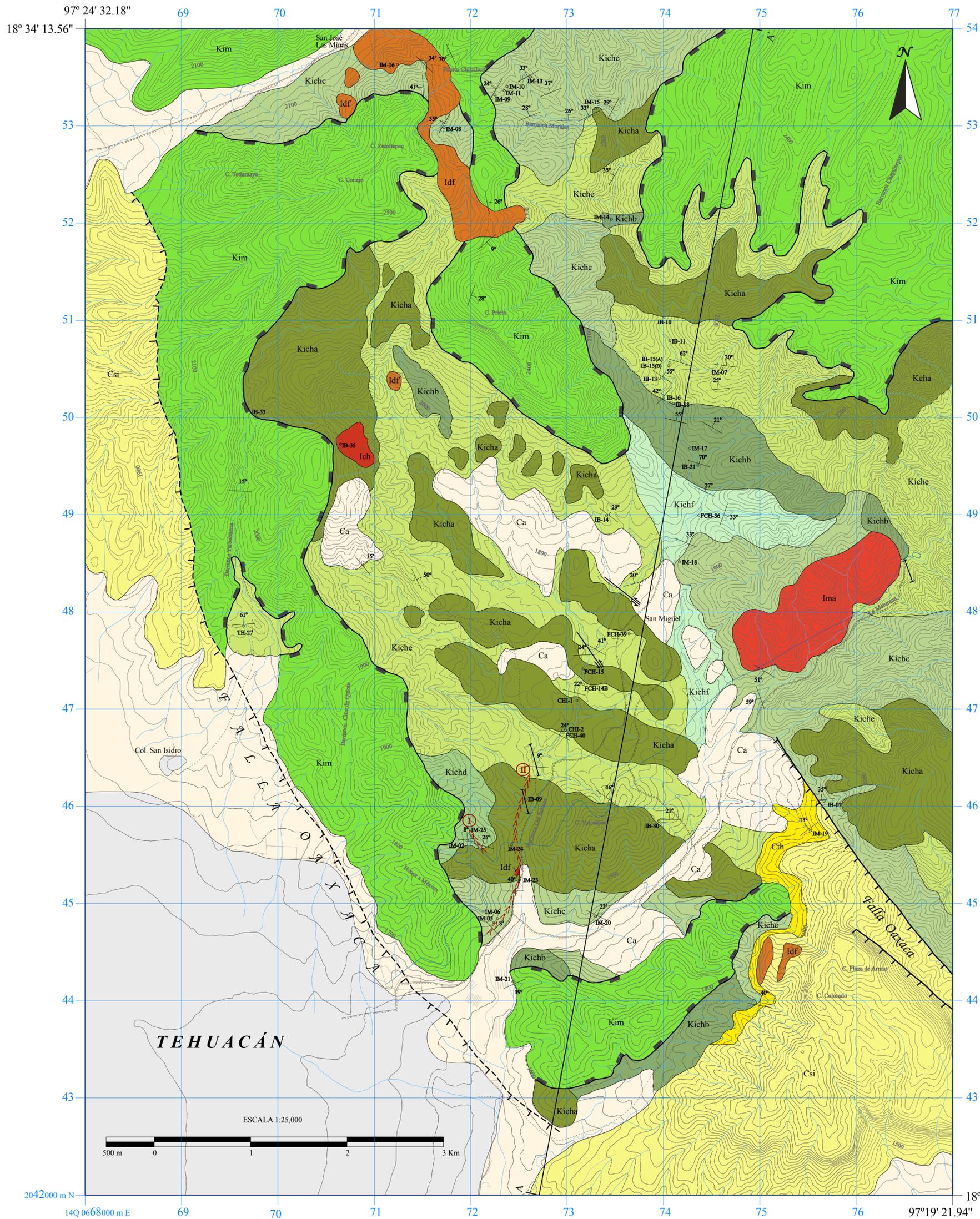
FACULTAD DE INGENIERÍA U.N.A.M.



ESCALA 1:25,000

TEHUACÁN

97° 24' 32.18" 69 70 71 72 73 74 75 76 77
 18° 34' 13.56" 53 52 51 50 49 48 47 46 45 44 43
 2042000 m N
 14Q 0668000 m E 69 70 71 72 73 74 75 76 97°19' 21.94"



LEYENDA

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

- Cuaternario
 - Ca Caliche-Aluvi3n
- Mioceno medio-tardío
 - Csi Conglomerado San Isidro
- Oligoceno tardío-Mioceno medio
 - Ch Formaci3n Tehuac3n
- Aptiano
 - Kim Formaci3n Miahuatepec
- Barremiano
 - Formaci3n Chivillas (Kich) Asociaciones de Facies:
 - Kichf Slumps
 - Kiche Turbidita de grano fino
 - Kichd Debritas calc3reas
 - Kiche Turbidita de grano grueso-medio
 - Kichb Debritas silicicl3sticas
 - Kicha Derrame y Lava Almohadillada
- Intrusivos
 - Idf Intrusivo Indiferenciado
 - Ima Intrusivo Maturana
 - Ich Intrusivos Chivillas

SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS

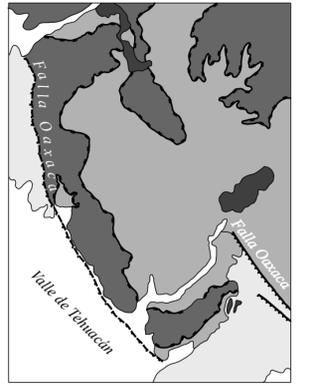
- Ciudad
- Curva de nivel
- Corriente intermitente
- Poblados con menos habitantes
- Acueducto
- Terraceria
- Vereda

Fuente: Base topogr3fica digital INEGI, (Escala 1:50,000)
 Cartas: Tehuac3n E14B-75, Santiago Miahuat3n E14B-65, Zimacatepec E14B-76, Acultzingo E14B-66
 Cuadrícula UTM cada 1000 m.
 Datum: ITRS92, (GRS80)
 Equidistancia entre curvas de nivel: 20 m.
 Declinaci3n Magn3tica 2010
 4°47'
 Variaci3n anual de la declinaci3n 07' al W

SÍMBOLOS ESTRUCTURALES

- 21° Rumbo y echado
- o Muestra Petrogr3fica
- Contacto Geol3gico
- Contacto Geol3gico Inferido
- Dique
- Falla Transcurrente
- Detachment
- Falla Normal
- Falla Normal inferida
- Línea de Secci3n
- Columna Medida

ESQUEMA ESTRUCTURAL



LOCALIZACIÓN



MAPA DE ASOCIACI3N DE FACIES DE LA FORMACI3N CHIVILLAS

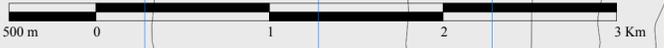
Elaborado por:
M3nica Rodr3guez Otero
 Tesis Profesional para obtener t3tulo de
 Ingeniera Ge3loga, 2010

Directora: **Ing. Claudia Cristina Mendoza Rosales**

FACULTAD DE INGENIERÍA U.N.A.M.

TEHUACÁN

ESCALA 1:25,000



2042000 m N 14Q 0668000 m E 69 70 71 72 73 74 75 76 77 18° 27' 43.26" 97° 19' 21.94"