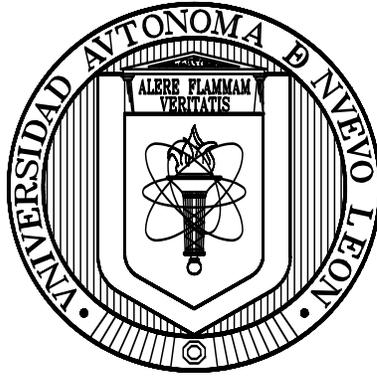


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LA
FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO TARDÍO), SIERRA
MADRE ORIENTAL, NE DE ZACATECAS.**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

MARISOL POLET PINZON SOTELO

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE 2012



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LA
FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO TARDÍO), SIERRA MADRE
ORIENTAL, NE DE ZACATECAS.**

ELABORADA POR

MARISOL POLET PINZON SOTELO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

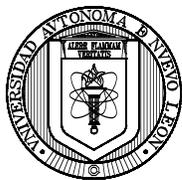
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE 2012



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LA
FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO TARDÍO), SIERRA MADRE
ORIENTAL, NE DE ZACATECAS.**

ELABORADA POR

MARISOL POLET PINZON SOTELO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

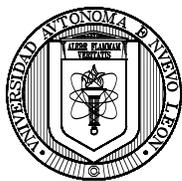
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
ASESOR EXTERNO

DR. YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE 2012



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LA
FORMACIÓN CARACOL (CRETÁCICO TARDÍO), SIERRA MADRE
ORIENTAL, NE DE ZACATECAS.**

ELABORADA POR

MARISOL POLET PINZON SOTELO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

DR. YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ

DR. MARTÍN GUERRERO SUASTEGUI

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE 2012

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

Marisol Polet Pinzon Sotelo
Diciembre de 2012

Gracias a ustedes: Adolfin Rivera,
Javier Bustamante.

Dedicatoria

Esta tesis forma parte mi proyecto de vida, dedicado a los seres más hermosos y amorosos.

A mis queridos y admirables padres:

Armando Pinzón y Ma. Soledad Sotelo, luchadores incansables y benefactores del corazón, cerebro y estómago de sus hermosas hijas: "nosotros vemos como le hacemos, tu haz lo que te corresponde y ya".

A mis hermosas hermanas:

Wendy, Amayrani y Fernanda, una para todas y todas para una.

Al hermoso linaje femenino que representa los cimientos de nuestra gran familia: Adolfinia, Guadalupe, Esther y Mireya.

A mi hermoso ganadero y abuelo:

Don Fidel Pinzon.

A esos seres enigmáticos, que pese a su ausencia física han estado presentes en cada etapa de la vida:

Fernando y Oscar.

A ti, por que creemos que de alguna manera existes, por que quienes originalmente poblaron estas tierras también lo creyeron, a ti a quien atribuimos y agradecemos la causalidad de nuestras vidas.

Las palabras e ideas expresadas en nuestro primer trabajo, se han hecho con la seguridad de lo que hasta este momento sabemos, cimentado en los escritos de quienes con su luz nos iluminan, lo cual estamos dispuestos a defender. Pero como bien dicen los geólogos que me formaron, "cuando la ciencia avanza y nos muestre, quizás, lo erróneo de nuestras ideas, podemos tomar dos caminos: el del cambio con todo lo revolucionario que ello implique o el de la necesidad".

Finalmente, como dice Saramago "en el fondo, todos tenemos necesidad de decir quiénes somos y qué es lo que estamos haciendo, la necesidad de dejar algo hecho, porque esta vida no es eterna y dejar cosas hechas puede ser una forma de eternidad", a lo que nosotros atrevidamente agregamos, "algunos tenemos la necesidad de dejar un buen escrito geológico, con la convicción de que mediante la generación de geólogos y conocimiento geológico de calidad contribuimos en el desarrollo del pueblo de México".

Jóvenes de espíritu "no decir amén, recuperar el habla y la utopía, ser jóvenes con prisa y sin memoria" M.B.

Agradecimientos

Al CONACyT por la beca de posgrado y por el soporte económico para el desarrollo de este trabajo.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León.

A la Subdirección de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra.

A Santander por la beca de movilidad Santander-Ecoes 2012-A.

A Gabriel Chávez, Yam Zul E. Ocampo y Martín Guerrero, por la dirección y revisión crítica del trabajo de tesis.

A Fernando Velasco, subdirector de posgrado, por esas horas extras dedicadas a los estudiantes de posgrado y por mantenerse firme con el compromiso establecido.

A Yam Zul E. Ocampo, por su enseñanza constante, por ayudarme en el descubrimiento y re-descubrimiento de aptitudes, por las enormes contribuciones hacia mi continua formación y educación, tanto académica como personal. Gracias por el compromiso que mantienes con la formación de geólogos mexicanos y con el desarrollo de investigación científica de calidad.

A Gabriel Chávez, por la confianza otorgada para el desarrollo del trabajo de tesis, por el apoyo y consejos brindados en el noreste de México. Gracias por mostrarme con su peculiar estilo la maravillosa Sierra Madre Oriental.

A Martín Guerrero, por instaurar en mí la curiosidad en la sedimentología y petrografía sedimentaria en la ErCiTi-UACT, por su apoyo constante y verdadero, por sus excelentes consejos desde el balón pie, académicos y personales. Gracias compadre.

A Ariel Ramírez, por compartir el sueño sublime del continuo estudio del saber geológico, tan sólo para ignorar menos, por su constante apoyo y verdadera amistad en este tiempo de híbridos y nopales automáticos.

A la familia Ocampo Martínez (Hunahpú, Margarita y Yam), por su fraternal apoyo y hospitalidad brindada en su hermoso hogar potosino, especialmente a Huna por convertir los momentos difíciles en excelentes tardes de parque.

A Margarita por ser mi amiga, comadre, madre putativa, pero aún más por ser compañera de vida.

Al Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario (Mago, Yam Zul, Igor, Hugo, Ariel).

A Israel Castrejón por ser mi amigo, mi hermoso profesor y maestro de vida, y por su apoyo en el trabajo de campo "las rocas no sufren la deformación, la gozan".

A Dirk Massuch-Oesterreich, por compartir su filosofía de vida y por las excelentes pláticas en la FCT.

A Salomón Rodríguez y Denisse, por su incondicional apoyo y consejos estratégicos.

A la ErCiTi-UACT de la UAGro, por el apoyo constante a quienes tenemos deseos de aprender, especialmente a José L. García, Joel Ramírez, Gabriel Valdés, Oscar Talavera, José A. Flores, Martín Garibay, Rita Angulo, José Farfán, Rosalba Pérez, Doña Laura, Don Víctor, Rosa Martha, gracias por no des-educarme y por enseñarme a visualizar la Geología como un estilo de vida, mi agradecimiento es infinito, en esencia y en espíritu.

Al personal docente de la FCT, especialmente a Francisco Medina, Uwe Jenchen, Pedro Rodríguez, Manuelita M. González, Juan A. Ramírez, José G. López, Tomás Cossío, José R. Chapa, Sóstenes Méndez, Juan C. Montalvo, Roberto Soto, Andrés Ramos.

Al personal del taller de preparación de láminas delgadas, Guillermo Alanís, Gustavo González y Víctor Beraza, gracias por sus importantes consejos para lograr el objetivo.

A Juany Montes, por el constante apoyo administrativo.

Al personal administrativo y de intendencia de la FCT, especialmente Anny, Jorge, Ángel, Julio, Enrique.

A J. R. Barboza, A. Aguillón, R. Saucedo, Diana, Eva y Efrén por el apoyo constante y la extrema confianza ofrecida en el Instituto de Geología, UASLP.

A J. A. Cardona, X. Castro, G. Alvarado, I. Razo, L. Padilla, F. Orozco y Lupita, por compartir el espacio de trabajo en el Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UASLP.

A doña Rosa, doña Antonia, don Polo, Dessiré y Abraham por fungir como una verdadera familia en Bonanza, Zacatecas. A la maestra Genoveva, don Alfredo, doña Uvaida y maestra Lupita, por su apoyo incondicional durante mi estancia en Linares.

A Josefina Díaz, Ariel Ramírez E., Pilar y Pepe Ramírez, por su amistad y apoyo.

A Yoloxochilt, Beatriz y Héctor, por su apoyo en campo.

A los compañeros de posgrado de la UANL, Luis, Sergio, Josué, Brígido, Sonia, Emmanuel, Rafael, César, Javier, Felipe, Socorro, Iván, Oscar. A los compañeros de posgrado y licenciatura de la UASLP, Adriana, Lilitiana, Eduardo, Sócrates, Isidro, Sonia, Mercedes, Manuel, David, Herman, Jackeline, Martha, Alfonso, Fanny y a la banda de los Gorgones.

A los auténticos y decadentes pelafustanes con quienes compartí uno de los mejores estadios de vida en la ErCiTi-UACT. A Arceli, Dulce, Grecia, Salvador, Víctor, Lenin, Rafael, Rogelio y Oscar por ser mis compañeros de música, de vida y de historia.

A quienes directa o indirectamente formaron parte de este momento y cuyos nombres no han sido escritos arriba, deben saber que de todos he aprendido y que a su estilo me han ayudado.

ÍNDICE

1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS Y METAS	4
1.2 METODOLOGÍAS	4
1.3 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	5
1.4 TRABAJOS PREVIOS	6
1.5 FORMATO DE LA TESIS	10
2 GEOLOGÍA REGIONAL Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL	11
2.1 INTRODUCCIÓN	11
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL	11
2.2.1 BASAMENTO PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	12
2.2.2 CUBIERTA SEDIMENTARIA PALEOZOICA	13
2.2.3 MESOZOICO	14
2.2.3.1 Triásico-Jurásico Inferior-Medio	14
2.2.3.1.1 Formación Zacatecas	14
2.2.3.1.2 Formación El Alamar	15
2.2.3.1.3 Formación Nazas	16
2.2.3.1.4 Formación La Boca	17
2.2.3.1.5 Formación La Joya	18
2.2.3.2 Jurásico Medio-Cretácico Temprano	19
2.2.3.2.1 Formación Minas Viejas	19
2.2.3.2.2 Formación Zuloaga	20
2.2.3.2.3 Formación La Caja	20
2.2.3.2.4 Formación Taraises	21
2.2.3.2.5 Formación Tamaulipas Inferior	22
2.2.3.2.6 Formación La Peña	22
2.2.3.2.7 Formación Tamaulipas Superior	23
2.2.3.2.8 Formación Cuesta del Cura	23
2.2.3.3 Cretácico Superior	24
2.3 ESTRATIGRAFÍA LOCAL	24
2.3.1 FORMACIÓN INDIDURA	24
2.3.2 FORMACIÓN CARACOL	28
2.3.3 FORMACIÓN PARRAS	34
3. ANÁLISIS DE FACIES Y SU INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	36
3.1 INTRODUCCIÓN	36
3.2. METODOLOGÍA	39
3.3 DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS	39
3.3.1 CLASE DE FACIES CONGLOMERÁTICAS (CFCG)	39
3.3.1.1 Facies Cg: Conglomerado masivo de gránulos-guijas con soporte de clastos	40
3.3.2 CLASE DE FACIES ARENOSAS (CFA)	41
3.3.2.1 Facies A1: Arenisca con laminación cruzada tangencial	45
3.3.2.2 Facies A2: Arenisca con estratificación cruzada tipo Hummocky o Swaley	47
3.3.2.3 Facies A3: Arenisca con rizaduras escalonadas y Thalassinoides	51
3.3.2.4 Facies A4: Arenisca con estratificación gruesa a media	53
3.3.2.4.1 Sub Facies A4.1: Arenisca masiva de grano grueso-medio con límites erosivos y estratos acuñaados	53
3.3.2.4.2 Sub Facies A4.2: Arenisca masiva con estratos gruesos y amalgamados	54
3.3.2.4.3 Sub Facies A4.3: Arenisca masiva de estratos delgados y grano grueso	56
3.3.2.4.4 Sub Facies A4.4: Arenisca con laminación paralela y carpetas de tracción	58
3.3.2.4.5 Sub Facies A4.5: Arenisca con gradación normal y rizaduras asimétricas	60

ÍNDICE

3.3.3	CLASES DE FACIES DE ARENISCAS LODOSAS (CFAL)	61
3.3.3.1	Facies AL1: Arenisca lodosa masiva de estratificación media-delgada	62
3.3.3.2	Facies AL2: Arenisca lodosa de estratificación media	63
3.3.3.2.1	Sub Facies AL2.1: Arenisca lodosa con gradación normal, laminación paralela y rizaduras	64
3.3.3.2.2	Sub Facies AL2.2: Arenisca lodosa con gradación normal, laminación paralela, rizaduras e icnofósiles profundos	66
3.3.3.3	Facies AL3: Arenisca lodosa de estratificación delgada	68
3.3.3.3.1	Sub Facies AL3.1: Arenisca lodosa con laminación paralela	69
3.3.3.3.2	Sub Facies AL3.2: Arenisca lodosa con laminación paralela, rizaduras escalonadas y laminación convoluta	70
3.3.4	CLASE DE FACIES LODOSAS (CFL)	72
3.3.4.1	Facies L1: Limolitas masivas	72
3.3.4.2	Facies L2: Lutitas laminadas intercaladas con areniscas	73
3.3.5	CLASE DE FACIES CAÓTICA (CFC)	75
3.3.5.1	Facies CAO: Areniscas y lutitas caóticas, con pliegues sinsedimentarios y estratos contorneados	75
3.4	ASOCIACIONES DE FACIES	76
3.4.1	ASOCIACIÓN DE FACIES 1 (AF1): FRENTE DELTÁICO INFLUENCIADO/DOMINADO POR RÍOS	77
3.4.1.1	Interpretación	78
3.4.2	ASOCIACIÓN DE FACIES 2 (AF2): FRENTE DELTÁICO INFLUENCIADO/DOMINADO POR OLEAJE	82
3.4.2.1	Interpretación	82
3.4.3	ASOCIACIÓN DE FACIES 3 (AF3): MONTES DE BARRAS DISTRIBUTARIAS	83
3.4.3.1	Interpretación	84
3.4.4	ASOCIACIÓN DE FACIES 4 (AF4): PRODELTA	84
3.4.4.1	Interpretación	85
3.4.5	ASOCIACIÓN DE FACIES 5 (AF5): CANAL SUBMARINO DE TIPO MIXTO	86
3.4.5.1	Interpretación	89
3.4.6	ASOCIACIÓN DE FACIES 6 (AF6): CANAL SUBMARINO DE TIPO DEPOSICIONAL	89
3.4.6.1	Interpretación	90
3.4.7	ASOCIACIÓN DE FACIES 7 (AF7): DEPÓSITOS DE OVERBANK	90
3.4.7.1	Interpretación	91
3.4.8	ASOCIACIÓN DE FACIES 8 (AF8): TRANSICIÓN LÓBULO-CANAL	92
3.4.8.1	Interpretación	93
3.4.9	ASOCIACIÓN DE FACIES 9 (AF9): LÓBULO	93
3.4.9.1	Interpretación	94
3.4.10	ASOCIACIÓN DE FACIES 10 (AF10): <i>SLUMP</i>	95
3.4.10.1	Interpretación	95
4	PETROGRAFÍA, COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE Y PROCEDENCIA	97
4.1	INTRODUCCIÓN	97
4.2	METODOLOGÍA	98
4.3	RESULTADOS PETROGRÁFICOS	99
4.3.1	TIPOS DE GRANOS	99
4.3.1.1	Granos extra-cuenca no carbonatados (NCE)	99
4.3.1.2	Granos extra-cuenca carbonatados (CE)	105
4.3.1.3	Granos intra-cuenca no carbonatados (CI)	105
4.3.2	COMPOSICIÓN DE ARENISCAS Y PETROFACIES	106
4.3.1.4	Petrofacies A: Cuarzólítica	106
4.3.2.1.1	Subpetrofacies A1: Cuarzólítica con mezcla de detríticos volcánicos	110
4.3.2.1.2	Subpetrofacies A2: Cuarzólítica con mayor contenido de líticos sedimentarios	111

ÍNDICE

4.3.2.2 Petrofacies B: Líticocuarzosa	112
4.4 COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE	115
4.4.1 CUARZO	116
4.4.2 FRAGMENTOS LÍTICOS	117
4.5 UBICACIÓN DEL ÁREA FUENTE	119
4.6 AMBIENTE TECTÓNICO	119
5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	122
5.1 CONCLUSIONES	122
5.1.1 SEDIMENTOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS	122
5.1.2 PETROGRÁFICAS	122
5.2 RECOMENDACIONES	123
REFERENCIAS	125
APENDICE	141

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. 1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. ABREVIACIONES: SA: SALTILLO.....	6
FIGURA 1. 2 MAPA DE TERRENOS TECTOESTRATIGRÁFICOS (TOMADO DE CAMPA Y CONEY, 1983).	7
FIGURA 2. 1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL TERRENO SIERRA MADRE (TOMADA DE CAMPA Y CONEY, 1983).	11
FIGURA 2. 2 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS: A) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO (TOMADA DE MICHALZIK 1988; 1991); B) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.	13
FIGURA 2. 3 MAPA GEOLÓGICO Y SECCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO, MUESTRAN LA DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS.....	25
FIGURA 2. 4 LITOLOGÍA DE LA FORMACIÓN INDIDURA: A) ESTRATOS DELGADOS DE CALIZA ARCILLOSA ALTAMENTE LAMINADA; B) AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN INDIDURA HACIA EL SURESTE DE NOVILLOS.	27
FIGURA 2. 5 LITOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CARACOL: A) INTERCALACIÓN DE LUTITAS Y ARENISCAS (MIEMBRO TIERRAS BLANCAS); B) INTERCALACIÓN DE ARENISCAS DE GRANOS GRUESO DE ESTRATOS MASIVOS CON CLÁSTOS FLOTADOS, ARENISCAS GRANODECRECIENTES DE ESTRATIFICACIÓN DELGADA CON RIZADURAS ESCALONADAS, HORIZONTES DELGADOS (5 A 7 CM; PARTE SUPERIOR); C) <i>INOCERAMUS LABIATUS</i> (MIEMBRO TIERRAS BLANCAS); D) AMONITE <i>TEXANITES</i> (MIEMBRO RANCHO VIEJO).	32
FIGURA 2. 6 LITOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PARRAS: A) LUTITAS CON VETILLAS DELGADAS (2 A 5 CM DE ESPESOR) DE CALCITA Y HORIZONTES IRREGULARES DE ARENISCA DE GRANO FINO; B) AFLORAMIENTO DE LOS DEPÓSITOS DE LUTITA EN EL VALLE DE BONANZA.	35
FIGURA 3. 1 ESQUEMA DE LOS VALORES DEL ÍNDICE DE BIOTURBACIÓN (BI), TOMADAS DE REINECK (1963), TAYLOR Y GOLDRING (1993) Y TAYLOR <i>ET AL.</i> (2003).	39
FIGURA 3. 2 FOTOGRAFÍAS DE LA CLASE DE FACIES CONGLOMERÁTICA: (A), (B) Y (C) CONGLOMERADO MASIVO MONOMÍGTICO, CONSTITUIDO POR CLÁSTOS SUBREDONDEADOS DE CALIZA CON TEXTURA PACKSTONE-WACKSTONE.	41
FIGURA 3. 3 FOTOGRAFÍAS DE LA FACIES A1: (A) LAMINACIÓN CRUZADA, MUESTRA ~30° DE INCLINACIÓN; Y (B) LAMINACIÓN CRUZADA CON ~20° DE INCLINACIÓN. TAMAÑO DE LA BARRA 7 CM.	45
FIGURA 3. 4 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE FACIES A1: (A) TH= <i>THALASSINOIDES</i> SP., PL= <i>PLANOLITES</i> SP., PA= <i>PALAEOPHYCUS</i> SP., Y (B) PL= <i>PLANOLITES</i> SP. TAMAÑO DE LA BARRA 5 CM. .	46
FIGURA 3. 5 PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS CONDENSADOS QUE ILUSTRAN LAS FACIES Y SUB FACIES DE LOS PERFILES TIERRAS BLANCAS 1 Y TIERRAS BLANCAS 2, LOCALIZADOS EN LA PORCIÓN FRONTAL DEL ANTICLINAL LA CAJA.....	48
FIGURA 3. 6 PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS CONDENSADOS QUE ILUSTRAN LAS FACIES Y SUB FACIES DE LOS PERFILES GALLINEROS Y CERRO BOLA, UBICADOS EN LA PORCIÓN FRONTAL DEL ANTICLINAL LA CAJA, Y SALAVERNA, LOCALIZADO EN LA PARTE TRASERA DEL ANTICLINAL LA CAJA.....	49
FIGURA 3. 7 FOTOGRAFÍAS DE LA FA3: (A) Y (B) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TIPO <i>HUMMOCKY</i> ; (C) Y (D) ESTRATIFICACIÓN CRUZAD TIPO <i>SWALEY</i>	50
FIGURA 3. 8 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE FACIES A2: (A) TH= <i>THALASSINOIDES</i> SP., PL= <i>PLANOLITES</i> , SK= <i>SKOLITHOS</i> SP., Y (B) PL= <i>PLANOLITES</i> SP., PA= <i>PALAEOPHYCUS</i> SP. TAMAÑO DE LA BARRA 5 CM.....	51
FIGURA 3. 9 FOTOGRAFÍAS DE LA FA3: (A) Y (B) ARENISCAS DE ESTRATIFICACIÓN DELGADA CON RIZADURAS ESCALONADAS. TAMAÑO DE LA BARRA 7 CM.	52
FIGURA 3. 10 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE LA FACIES A3: (A) Y (B) TH= <i>THALASSINOIDES</i>	53
FIGURA 3. 11 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES A4.1: (A) Y (B) ESTRATOS DE ARENISCA MASIVA DE GRANO GRUESO, CON LÍMITES EROSIVOS.	54
FIGURA 3. 12 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES A4.2: (A), (B) Y (C) ESTRATOS DE ARENISCA MASIVA DE GRANO GRUESO, CON ESTRATOS AMALGAMADOS Y (D) CLÁSTOS FLOTADOS DE LUTITA.....	55
FIGURA 3. 13 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES A4.3: (A) Y (B) ARENISCA DE GRANO GRUESO CON ESTRATOS DELGADOS, MASIVO, AMALGAMADOS, (C) CLÁSTOS FLOTADOS DE LUTITA Y (D) SURCOS DE EROSIÓN. .	56
FIGURA 3. 14 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE LA FACIES A4: SUB FACIES A4.2, (A) MS= <i>MEGAGRAPTON SUBMONTANUM</i> , SUB FACIES A4.3 (B) ZO= <i>ZOOPHYCUS</i> , (C) PT= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , PA= <i>PALAEOPHYCUS</i> Y (D) PR= <i>PALEOMEANDRON ROBUSTUM</i> , PT= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , CS= <i>COSMOPHORAE SINUOSA</i> , SUB FACIES A4.5 (E) PA= <i>PALAEOPHYCUS</i> , PT= <i>PLANOLITES</i> , MS= <i>MEGAGRAPTON SUBMONTANUM</i> (F) MS= <i>MEGAGRAPTON SUBMONTANUM</i> . TAMAÑO DE LA BARRA 10 CM.....	57

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 3. 15 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES A4.4: (A) ARENISCA DE GRANO GRUESO A MEDIO QUE MUESTRA CARPETAS DE TRACCIÓN Y LAMINACIÓN PARALELA; (B) GRADACIÓN NORMAL Y CLÁSTOS FLOTADOS DE LUTITA; (C) CARPETAS DE TRACCIÓN Y SURCOS DE EROSIÓN; (D) IMPRESIÓN DE AMONITE <i>TEXANITES</i> SP.....	59
FIGURA 3. 16 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES A4.5: (A), (B), (C) Y (D) ESTRATOS DE ARENISCA CON GRADACIÓN NORMAL Y RIZADURAS ASIMÉTRICAS.	60
FIGURA 3. 17 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES AL1: (A) Y (B) ESTRATOS MASIVOS DE ARENISCA LODOSA, (C) <i>MUD CHIPS</i> , (D) ESTRATOS MASIVOS DE ARENISCA LODOSA CON LÍMITES ALTAMENTE EROSIVOS.	62
FIGURA 3. 18 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS PRESENTES EN LA FACIES AL1: SS= <i>SCOLICIA STRONZZII</i> , PT= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , SG= <i>STROBILORHAPHE GLANDIFER</i> ; (B) CH= <i>CHONDRITES</i> SP.....	63
FIGURA 3. 19 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES AL2.1: (A), (B) Y (C) GRADACIÓN NORMAL, LAMINACIÓN PARALELA Y RIZADURAS ASIMÉTRICAS, (D) MARCAS DE ARRASTRE DE PARTÍCULAS Y TURBOGLIFOS HACIA LA BASE DE ESTRATOS DELGADOS DE ARENISCA DE GRANO MEDIO.	65
FIGURA 3. 20 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE LA SUB FACIES AL2.1: (A) PL= <i>PLANOLITES</i> SP., TH= <i>THALASSINOIDES</i> SP., PA= <i>PALAEOPHYCUS</i> SP., (B) TH= <i>THALASSINOIDES</i> SP., PL= <i>PLANOLITES</i> SP., (C) TH= <i>THALASSINOIDES</i> SP., (D) PL= <i>PLANOLITES</i> SP., OP= <i>OPHIOMORPHA</i> SP.....	66
FIGURA 3. 21 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES AL2.2: (A) LAMINACIÓN PARALELA Y RIZADURAS ASIMÉTRICAS, (B) Y (C) GRADACIÓN NORMAL Y RIZADURA ASIMÉTRICA Y (D) PLIEGUES SINSSEDIMENTARIOS.	67
FIGURA 3. 22 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE LA SUB FACIES AL2.2: (A) HA= <i>HELMENTHOPSIS ABELI</i> (?), CS= <i>COSMOPHORAE SINUOSA</i> , PT= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , PH= <i>PALAEOPHYCUS HEBERTI</i> , Y (B) MS= <i>MEGAGRAPTON SUBMONTANUM</i> . TAMAÑO DE LA BARRA 5 CM.	68
FIGURA 3. 23 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES AL3.1: (A) Y (B) ESTRATOS DELGADOS A MUY DELGADOS DE ARENISCA DE GRANOS FINO, CON LAMINACIÓN PARALELA.	69
FIGURA 3. 24 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES AL3.2: (A) LAMINACIÓN PARALELA Y RIZADURAS ESCALONADAS, (B) LAMINACIÓN CONVOLUTA Y LAMINACIÓN PARALELA, (C) ARENISCAS CON PLIEGUES SINSSEDIMENTARIOS Y, (D) ARENISCAS CON LAMINACIÓN CONVOLUTA.	71
FIGURA 3. 25 FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOGÉNEROS DE LA SUB FACIES AL3.2: (A) PT= <i>PALAEOPHYCUS</i> SP., PH= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , Y (B) CS= <i>COSMOPHORAE SINUOSA</i> , PT= <i>PALAEOPHYCUS TUBULARIS</i> , DD= <i>DEMOGRAPTON DERTONENSIS</i> (?).	72
FIGURA 3. 26 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES L1: (A) Y (B) DEPÓSITOS DE LIMOS, CARENTES DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE CARÁCTER INTERNO.	73
FIGURA 3. 27 FOTOGRAFÍAS DE LA SUB FACIES L2: (A) RIZADURAS ASIMÉTRICA, (B) Y (C) DEPÓSITOS DE LUTITA Y ARENISCA CON RIZADURAS ASIMÉTRICAS.	74
FIGURA 3. 28 FOTOGRAFÍAS DE LA CLASE DE FACIES DE CAÓTICAS: (A) CLÁSTOS DE ARENISCA CONTORNEADOS DE 1-2 M DE DIÁMETRO, (B) Y (C) PLIEGUES SINSSEDIMENTARIOS CONTORNEADOS Y (D) ESTRATO CONTORNEADO DE ARENISCA.....	76
FIGURA 3. 29 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN SALAVERNA, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 1. LA LEYENDA SE MUESTRA EN LAS FIGURAS 3.5 Y 3.6.	77
FIGURA 3. 30 ESTRUCTURAS DE LA AF1: A) VOLCÁN DE ARENA, DE FORMA DÓMICA Y LAMINACIÓN PARALELA EN LOS FLANCOS; B) ESTRUCTURAS EN DISCO Y PLATO CÓNCAVAS HACIA ARRIBA.	77
FIGURA 3. 31 MICRO-FALLAS DE TIPO NORMAL LOCALIZADAS EN LA FACIES A1.	78
FIGURA 3. 32 MODELO DEPOSICIONAL IDELAIZADO DEL ESTADIO DE DEPÓSITO 1), CARACTERIZADO LA PRESENCIA DE SECUENCIAS DE FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO DOMINADO POR RÍOS (A), FRENTE DETAICO INFLUENCIADO/DOMINADO POR OLEAJE (B) Y PRODELTA (C).	79
FIGURA 3. 33 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES 1 Y 2, MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 1.	80
FIGURA 3. 34 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN DE TIERRAS BLANCAS 1, REPRESENTATIVO DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES 2 Y 3.	82
FIGURA 3. 35 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 2, MEDIDO EN LA SECCIÓN DE TIERRAS BLANCAS 2.....	83
FIGURA 3. 36 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 3, MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2.	84
FIGURA 3. 37 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 1, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 4.	85
FIGURA 3. 38 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 4, MEDIDO EN LA SECCIÓN SALAVERNA.	85

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 3. 39 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 5 (AF5), MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2.....	86
FIGURA 3. 40 CORRELACIÓN DE SECUENCIAS DE RELLENO DE CANAL Y <i>OVERBANK</i> EN LAS SECCIONES TIERRAS BLANCAS 2, TIERRAS BLANCAS 1 Y CERRO BOLA, Y SU UBICACIÓN DENTRO DE UN MODELO CONCEPTUAL QUE MUESTRA LA RELACIÓN ESPACIAL ENTRE LA CORRIENTE TURBIDÍTICA PRINCIPAL Y LAS CORRIENTES TURBIDÍTICAS DE <i>OVERBANK</i> DE ACUERDO A SHANMUGAN <i>ET AL.</i> , (1995).	87
FIGURA 3. 41 MODELO DEPOSICIONAL IDELAIZADO DEL ESTADIO DE DEPÓSITO 2) , CARACTERIZADO POR EL DESARROLLO DE ABANICOS SUBARINOS, REPRESENTADOS POR SECUENCIAS DE CANAL MIXTO (D), <i>OVERBANK</i> (E), TRANSICIÓN LÓBULO-CANAL (F) Y LÓBULO (G).	88
FIGURA 3. 42 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 6 Y 7, MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2.	90
FIGURA 3. 43: A) PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 7; B) PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN CERRO BOLA, REPRESENTATIVO DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES 6, 7 Y 8.	91
FIGURA 3. 44. A) Y B) PLIEGUES SIN SEDIMENTARIOS DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 6, LOCALIZADOS EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2.	92
FIGURA 3. 45 PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN CERRO BOLA, REPRESENTATIVO DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES 8 Y 9.	93
FIGURA 3. 46. A) PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN CERRO BOLA, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 9 Y B) PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 7 Y 9.	94
FIGURA 3. 47. PLIEGUE SIN SEDIMENTARIO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES A10, LOCALIZADO EN LA SECCIÓN TIERRAS BLANCAS 2.....	96
FIGURA 4. 1 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN GENÉTICA PARA ARENISCAS (WELTJE, 2006). PRESENTA LA MUESTRAS DE LA FORMACIÓN CARACOL EN EL ÁREA DE ESTUDIO. QF=CUARZOFELDESPÁTICAS; QL=CUARZOLÍTICAS; FQ= FELDESPATOCUARZOSAS; LQ=LÍTICOCUARZOSAS; FL= FELDESPATOLÍTICAS; LF=LÍTICOFELDESPÁTICAS.	106
FIGURA 4. 2 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA PETROFACIES A: A) PANORÁMICA QUE MUESTRA LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT); B) PANORÁMICA QUE MUESTRA CUARZO MONOCRISTALINO (QM), CUARZO POLICRISTALINO (QP), PLAGIOCLASA (PG), LÍTICO VOLCÁNICO MICROLÍTICO (LVM); C) PLAGIOCLASA (PG), CUARZO POLICRISTALINO (QP), LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT); D) CUARZO POLICRISTALINO (QP), CUARZO MONOCRISTALINO (QM); E) PLAGIOCLASA (PG), CUARZO POLICRISTALINO (QP), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF); F) CUARZO MONOCRISTALINO (QM), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), MOSCOVITA (Ms); G) Y H) LÍTICO METAPELÍTICO ₃ (LMP ₃), NÍCOLES CRUZADOS Y PARALELOS; I) LÍTICO METAPELÍTICO ₂ (LMP ₂), LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF).	109
FIGURA 4. 3 DIAGRAMA RPRVRS, SE PRESENTAN LOS LÍMITES DE CONFIANZA DE LAS SUBPETROFACIES A1, A2 Y LAS REGIONES PREDICTIVAS DE LA PETROFACIES B. SIGNIFICADO DE LOS CAMPOS: (1) PLUTONOCLASTICOS; (2) VOLCÁNICLÁSTICOS; (3) SEDIMENTOCLASTICOS; (4) MIXTAS: (4A) PLUTONO-VOLCANICLÁSTICAS, (4B) PLUTONO-SEDIMENTOCLASTICAS, (4C) VOLCANI-PLUTONOCLASTICA, (4D) SEDIMENTO-PLUTONOCLASTICA.....	110
FIGURA 4. 4 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA SUBPETROFACIES A1: A) PANORÁMICA QUE MUESTRA LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT) Y LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe); B) LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF); C) LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO CON TEXTURA FLUIDAL (LVT), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), CUARZO POLICRISTALINO (QP); D) LÍTICO VOLCÁNICO LATHWORK, LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT), LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe); E) LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), CUARZO MONOCRISTALINO (QM), CUARZO POLICRISTALINO (QP); F) LÍTICO METAPELÍTICO ₂ (LMP ₂); LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), CUARZO POLICRISTALINO (QP).	111
FIGURA 4. 5 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA SUBPETROFACIES A2: A) LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe), CUARZO POLICRISTALINO (QP); B) LÍTICO SEDIMENTARIO DE ARENISCA DE GRANO FINO (LsAR), FELDESPATO POTÁSICO (Fk), CUARZO MONOCRISTALINO (QM); C) LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), CUARZO MONOCRISTALINO (QM), CUARZO POLICRISTALINO (QP); D) LÍTICO	

ÍNDICE DE FIGURAS

VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), CUARZO POLICRISTALINO (QP), CEMENTO CALCÍTICO CON TEXTURA POIKILÍTICA (CEM).	112
FIGURA 4. 6 MICROFOTOGRAFÍAS DE LA PETROFACIES B: A); CUARZO MONOCRISTALINO CON TEXTURA TIPO SHARD; B) CUARZO POLICRISTALINO; C) PLAGIOCLASA REEMPLAZADA POR SERICITA; D) FELDESPATO REEMPLAZADO POR CAOLINITA; E) LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA MICRÍTICA Y BIOCLÁSTOS DE GLOBIGERÍNIDOS; F) LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO (LVT); G) LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO CON TEXTURA FLUIDAL (LVT), CUARZO MONOCRISTALINO (QM); H) LÍTICO VOLCÁNICO TOBÁCEO CON TEXTURA ESFERULÍTICA (LVT), LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA; I) LÍTICO VOLCÁNICO LATHWORK (LVL), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZA CON TEXTURA ESPARÍTICA (LsCe), CUARZO POLICRISTALINO (QP), CEMENTO CALCÍTICO CON TEXTURA POIKILÍTICA; J) LÍTICO VOLCÁNICO MICROLÍTICO (LVM), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF), PLAGIOCLASA REEMPLAZADA POR CEMENTO CALCÍTICO (PRC); K) LÍTICO PLUTÓNICO (LP), CUARZO MONOCRISTALINO (QM); L) LÍTICO METAPSAMÍTICO/FELSÍTICO ₂ (LMF ₂); M) LÍTICO METAPSAMÍTICO/FELSÍTICO ₃ (LMF ₃), LÍTICO VOLCÁNICO FELSÍTICO (LVF); N) LÍTICO METAPSAMÍTICO/FELSÍTICO ₄ (LMF ₄); O) LÍTICO METAPELÍTICO ₃ (LMP ₃).....	113
FIGURA 4. 7 A) DIAGRAMA EN FORMA DE DIAMANTE (QMO-QMR-QP ₂₋₃ -QP>3), PROPUESTO POR BASU <i>ET AL.</i> (1975), MODIFICADO POR TORTOSA <i>ET AL.</i> (1991) PARA INTERPRETAR LA COMPOSICIÓN DE LA ROCA FUENTE; B) DIAGRAMA QMR-QMO-QP, PROPUESTO POR ARRIBAS <i>ET AL.</i> (1990).	116
FIGURA 4. 8 DIAGRAMA TERNARIO RG-Rs-Rm PROPUESTO POR CRITELLI Y LE PERA (1994), MUESTRA LAS INFLUENCIAS DE LOS ENSAMBLES GRANOSOS, SEDIMENTARIOS Y METAMÓRFICOS EN LAS PETROFACIES Y SUBPETROFACIES DE LA FORMACIÓN CARACOL.	118
FIGURA 4. 9 A) DIAGRAMA TERNARIO QFL DE ACUERDO A DICKINSON <i>ET AL.</i> (1983); B) DIAGRAMA TERNARIO TOMADO DE DICKINSON Y SUCZEK (1979), PROPUESTOS PARA DETERMINAR EL AMBIENTE TECTÓNICO EN ROCAS SILICICLÁSTICAS.	120
FIGURA 4. 10 DIAGRAMA TERNARIO QPLvLs (DICKINSON, 1985). SIGNIFICADO DE LOS CAMPOS: (1) ARCO; (2) COLISIÓN, SUTURA, CINTURONES PLEGADOS Y CABALGADOS; (3) MEZCLA; (4) COMPLEJOS DE SUBDUCCIÓN.	121

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3. 1. CARACTERÍSTICAS DE LAS FACIES Y SUB FACIES DE LA FORMACIÓN CARACOL	42
TABLA 3. 2. CARACTERÍSTICAS DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES	80
TABLA 4. 1. PARÁMETROS UTILIZADOS EN LOS DIAGRAMAS TERNARIOS EMPLEADOS EN EL TEXTO.	100
TABLA 4. 2 (CONTINUACIÓN). CONTEO TOTAL DE LOS PARÁMETROS EMPLEADOS EN EL TEXTO.....	102
TABLA 4. 3. PARÁMETROS UTILIZADOS EN LOS DIAGRAMAS TERNARIOS E INTERPRETACIÓN DEL ÁREA FUENTE.	105
TABLA 4. 4.. RELACIONES NUMÉRICAS ENTRE PARÁMETROS PARA DOCUMENTAR LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE. LAS ABREVIATURAS SE EXPLICAN EN LA TABLA 4.1	107

RESUMEN

Tradicionalmente, la Formación Caracol ha sido descrita como una secuencia rítmica de arenisca y lutita, cuyo depósito ha sido atribuido a ambientes deltáicos, formado frentes deltáicos y prodeltas; sin embargo, estas descripciones carecen de estudios sedimentológicos y petrográficos detallados. El presente trabajo, a partir de un riguroso análisis sedimentológico, icnológico y petrográfico, propone la división litoestratigráfica de dos miembros para esta formación, siendo los miembros Tierras Blancas (Turoniano; ambiente sedimentario somero) y Rancho Viejo (Campaniano Temprano; ambiente sedimentario profundo). Los datos sedimentológicos e icnológicos documentan que los depósitos del Miembro Tierras Blancas corresponden a secuencias de frentes deltáicos influenciados/dominados por oleaje y ríos, montes de barras distributarias y prodelta, con índices de bioturbación que varían de ausentes a comunes (BI 0-4). En tanto, las características sedimentológicas documentadas dentro del Miembro Rancho Viejo indican, ambientes de canal mixto y deposicional, “*overbank*”, transición lóbulo-canal, lóbulo y “*slumps*”, formando parte de un abanico submarino con índices de bioturbación que oscilan entre ausentes y abundantes (BI 0-5). El análisis petrográfico permitió documentar dos petrofacies: (1) petrofacies cuarzolítica (Q₄₃F₁₇L₄₀), correspondiente litoestratigráficamente con el Miembro Tierras Blancas, y (2) la petrofacies líticocuarzosa (Q₃₆F₁₆L₄₈) propia del Miembro Rancho Viejo. El estudio cuantitativo y los modos detríticos indican que las áreas fuentes presentaron composiciones: i) graníticas o granodioríticas; ii) andesíticas, basálticas y/o andesítico-basálticas; iii) metamórficas psamíticas-felsíticas₁₋₄, pelíticas₁₋₃, carbonatadas_{2 y 4}; y (iv) sedimentarias (caliza, arenisca y lutita), estando asociadas posiblemente con el Esquisto Granjeno, Provincia Yavapai, Arco Nazas, Terreno Guerrero y con las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Aunado a ello, los modos detríticos indican que la Formación Caracol fue

depositada dentro de un orógeno reciclado (diagrama $Q_{44}F_{16}L_{40}$) con tendencia hacia un arco disectado (diagrama $Q_{35}F_{14}L_{51}$); en tanto que el diagrama QmFL discrimina la transición de una zona de mezcla (diagrama $Q_{m41}F_{19}L_{40}$) hacia un arco transicional (diagrama $Q_{m28}F_{17}L_{55}$).

ABSTRACT

Traditionally, Caracol Formation has been described as a rhythmic sequence of sandstone and shale, and his deposit has been attributed to deltaic environments, into delta fronts and prodeltas , however, these descriptions lack detailed petrographic and sedimentological studies. This thesis, based on a rigorous sedimentological ichnological and petrographic analysis. A new lithostratigraphic división is proposed by two members of the this formation, Tierras Blancas Member (Turonian, shallow sedimentary environment) and Rancho Viejo (Early Campanian; deep-sedimentary environment). Sedimentological and Ichnologic data enable to document the Tierras Blancas Member deposits correspond to dominated river and wave influenced/dominated delta fronts, mouth bar and prodelta sequences with bioturbation index ranging from absent to common (BI 0-4). Meanwhile, the sedimentological characteristics documented within the Rancho Viejo Member indicate mixed and depositional channel, overbank, channel-lobe transition, lobe and slumps in a submarine fan enviroment, with bioturation index from absent to abundant (BI 0-5). The petrographic analyzes allowed document two petrofacies: (1) Quarzolithic petrofacies (Q₄₃F₁₇L₄₀), corresponding with the litoestratigraphic Tierras Blancas Member and (2) the Lítioquartzose petrofacies (Q₃₆F₁₆L₄₈) Rancho Viejo Member. The quantitative study and detrital modes indicate that source areas presented compositions several sources: i) granitic and granodioritic, ii) andesitic, basaltic and/or andesitic-basaltic, iii) metamorphic psamític-felsític₁₋₄, pelític₁₋₃, carbonates_{2/4}, and (iv) sedimentary (limestone, sandstone, shale), possibly being associated with Esquisto Granjeno, Provincia Yavapai, Arco Nazas, Guerrero Terrane, and Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura and Indidura Caracol formations. Addiotionally, detrital modes indicate that rocks from the área were was deposited within a recycled orogen (Q₄₄F₁₆L₄₀ diagram) within a tendency toward a dissected arc (Q₃₅F₁₄L₅₁ diagram), while the transition diagram discriminates QmFL

show a mixing zone ($Q_{m41}F_{19}L_{40}$ diagram) to a transitional arc ($Q_{m28}F_{17}L_{55}$ diagram).

1 INTRODUCCIÓN

El Cinturón Cordillerano de Norte América representa un segmento del Cinturón Orogénico Circum-Pacífico (COCP), desarrollado por la subducción de litósfera oceánica, durante y posterior al rompimiento del super continente Pangea que dio inicio durante Triásico (Dickinson, 2004; DeCelles, 2004).

El sistema cordillerano como un segmento integral del COCP, se desarrolló a partir del proceso de subducción a lo largo del margen continental durante el Triásico Temprano (Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 2004).

Los estadios tempranos de la evolución cordillerana involucraron los procesos de *rifting* del super continente Rodinia, plasmados con el inicio de la sedimentación en el Devónico Temprano (Dickinson 2004; DeCelles, 2004). Posteriormente, se produjo la evolución del sistema Arco-Trinchera Cordillerana, el cual es acentuado por la acreción de arcos de isla intraoceánicos durante el Mesozoico Medio (cf., Dickinson, 1988; Lawton, 1994; Dickinson, 2004).

Sin embargo, el establecimiento del cinturón cordillerano como un sistema geodinámico coherente y como un edificio topográfico, es establecido durante el Jurásico Tardío, a efecto de los bloques exóticos o terrenos sospechosos acrecionados/amalgamados contra la placa de Norte América (Monger *et al.*, 1982; Burchfiel *et al.*, 1992).

La cordillera de Norte América se extiende por más de 6, 000 km y representa el arqueotipo de un sistema montañoso originado dentro de un ambiente de régimen tectónico activo, construido durante el Mesozoico Medio-Eoceno (cf., Coney *et al.*, 1980; Jordan y Allmendinger, 1986; Coney y Evenchick, 1994; DeCelles, 1994; Dickinson, 2004; DeCelles, 2004). De manera cogenética, a la formación del cinturón Cordillerano, se presenta el desarrollo de grandes cuencas de tipo *foreland* en la porción oeste de dicho sistema (DeCelles, 2004).

En México, la prolongación del Cinturón Cordillerano de Norte América es demominado como Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Campa, 1985). La exposición hacia el noreste del CPCM corresponde a la estructura de la Sierra Madre Oriental, la cual es una región morfológica y

estructural relativamente continua, que muestra un ancho de 100-250 m (Campa, 1985), presenta una orientación NW-SE en su porción norte y N-S en su terminación sur, donde finalmente se bifurca a lo largo del Golfo de México y a través de la Plataforma Morelos-Guerrero (cf., Ramírez, 1984; Campa, 1985; Eguiluz *et al.*, 2000). La Sierra Madre Oriental esta compuesta por una secuencia de rocas sedimentarias, depositadas durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano dentro de un ambiente tectónico de tipo extensional ligados con fallamiento lateral que favoreció al desarrollo de cuencas *pull-apart* y *strike-slip* (Anderson y Silver, 1979; Campa y Coney, 1983; Coney, 1983; Goldhammer y Jonhson, 2001; Pindell y Kennan, 2002; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Ocampo-Díaz, 2011 y 2012). La secuencia sedimentaria que conforma la Sierra Madre Oriental fue deformada, cabalgada y desplazada durante el Cretácico Tardío-Terciario, por efecto de la Tectogenia Laramide (Campa, 1985). Los procesos de sedimentación en cuencas asociadas a sistemas de cinturones plegados y cabalgados involucran sistemas deposicionales complejos, por ejemplo, sistemas fluviales, fluvio-deltáicos, deltáicos y abanicos submarinos, lo cual dificulta la determinación y la ubicación de la roca fuente (Graham *et al.*, 1976; Miall, 1981; Lawton *et al.*, 2003; Lawton *et al.*, 2009). La composición de las rocas siliciclásticas refleja las condiciones del escenario tectónico en el cual se depositaron (cf., Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983) y registra la composición de la roca fuente, el grado de transporte, la morfología de la cuanca y finalmente los efectos de los procesos de diagénesis (Blatt, 1967; Suttner *et al.*, 1981; Johnson, 1993; Cox y Lowe, 1995).

La petrografía cuantitativa de rocas clásticas se ha empleado como una importante herramienta que permite caracterizar e interpretar la roca fuente dentro de las cuencas sedimentarias, como también, en la determinación del ambiente tectónico, debido a que proporciona datos fundamentales para reconstruir la evolución petro-tectónica de cadenas montañosas y cuencas sedimentarias asociadas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Mack, 1984; Valloli, 1985; Dickinson, 1988).

La Formación Caracol, de edad Coniaciano-Santoniano, está distribuida en el sector este y centro-oeste de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y en la porción sur-media del Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental (Imlay,

1937;1944; Rogers *et al.*, 1956; PEMEX, 1988). En el noreste de Zacatecas, la Formación Caracol está compuesta por dos miembros, el miembro inferior somero y el miembro superior profundo. El miembro inferior consiste de una secuencia grano y estrato creciente, compuesta por una alternancia de arenisca y lutita, la cual se caracteriza por la presencia de laminación paralela, laminación cruzada, estratificación cruzada tipo *Hummocky*, rizaduras asimétricas con tipo de cresta sinuosa o en forma de cuerno, rizaduras escalonadas y abundantes fragmentos de *Inoceramus labiatus*, así como un índice de bioturbación (IB) que varía de 0-3, representado por los icnogéneros *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp., *Skolithos* sp., *Chondrites* sp., *Planolites* sp., *Palaeophycus* sp. El miembro superior está compuesto de niveles de conglomerado y arenisca intercalada con lutita, caracterizado por la presencia de estratos amalgamados de arenisca que puede presentar laminación paralela, rizaduras con tipo de cresta sinuosa y en forma de cuerno, rizaduras escalonadas, laminación cruzada, laminación convoluta, carpetas de tracción, pliegues sinsedimentarios y clástos flotados. Dicho miembro contiene abundantes impresiones de amonites del género *Texanites* sp., y muestra un índice de bioturbación que varía de ausente a (BI) 0-5, representado por las trazas de *Zoophycos* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Megagraption submontanum*, *Paleomeandron robustum*, *Scolicia strozzii*, *Strobilorhaphe glandifer*, *Protopaleodycton spinela*, *Chondrites* sp., *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmorhaphe sinuosa* y *Demograption dertonensis*. El ambiente deposicional de la Formación Caracol ha sido interpretado como una secuencia de tipo *flysch* asociada a frentes deltaicos y prodelta (PEMEX, 1988), hasta cuencas poco profundas parcialmente influenciadas por oleaje (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El depósito de la Formación Caracol representa una modificación importante en el patrón de sedimentación durante el Cretácico Tardío, anteriormente dominado por depósitos de plataformas carbonatadas (De Cserna, 1956). La génesis de la Formación Caracol ha sido tradicionalmente atribuida a la erosión de un arco magmático (Silva-Romo, 1993), asociada con la acreción-amalgamación del Terreno Guerrero (Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

El presente estudio documenta el ambiente deposicional y la (s) roca (s) fuente (s) de la Formación Caracol en la porción noreste de Zacatecas, por medio de

un análisis sedimentológico y petrográfico detallado, como una contribución en la caracterización y el entendimiento de las secuencias clásticas del noreste de México, asociadas con la acreción/amalgamación de los arcos del Terreno Guerrero.

1.1 Objetivos y metas

Este trabajo tiene el objetivo general de explicar la historia sedimentológica y evolución petrográfica de la secuencia siliciclástica de la Formación Caracol, en las áreas de Salaverna y Novillos, Mazapil, Zacatecas.

Las metas establecidas para llevar a cabo el objetivo general son:

- Realizar un análisis sedimentológico detallado de la Formación Caracol en las áreas de Salaverna y Novillos, Mazapil, Zacatecas, por medio del levantamiento de perfiles sedimentológicos-estratigráficos, en donde se identificaron y caracterizaron las facies sedimentarias, de acuerdo a las metodologías propuestas por Swift *et al.* (1991), Mutti *et al.* (2000) y Walker (2006), con el objeto de determinar el ambiente sedimentario.
- Llevar a cabo la medición de direcciones de paleocorrientes utilizando estructuras indicativas de dirección de flujo, tales como rizaduras, marcas de arrastre de partículas, turboglifos y surcos de erosión, empleando las metodologías de Potter y Pettijohn (1977) y Collinson y Thompson (1989), así como la restauración de los datos de paleocorrientes utilizando la metodologías propuestas por Bridge y Cline (1967), Shukla *et al.* (1999), modificadas por Filguera-Flores (2010).
- Realizar un estudio petrográfico a detalle, por medio de un conteo modal de 800 a 1000 granos libres de matriz por lámina delgada empleando la metodología Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002), con el objeto de determinar la procedencia y área (s) fuente (s) de las areniscas de la Formación Caracol.

1.2 Metodologías

La realización del objetivo y las metas descritas previamente, se llevaron a cabo de acuerdo a las siguientes metodologías de trabajo:

- Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en: i) realizar el levantamiento de perfiles sedimentológicos-estratigráficos con escalas variables dependientes del detalle

requerido, por medio de la identificación y caracterización de facies, utilizando las metodologías propuestas por Swift (1991), Mutti *et al.* (2000) y Walker (2006); ii) se llevó a cabo la recolección de muestras para la elaboración de láminas delgadas, con base en la metodología propuesta por Ingersoll (1990).

- Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió de las siguientes actividades: i) recopiló la literatura geológica referente al tema de estudio; ii) se analizaron los datos estratigráficos, sedimentológicos y de paleocorrientes obtenidos en campo; iii) se realizó el conteo modal en las muestras de arenisca y se analizó la información petrográfica obtenida.

Las metodologías empleadas para realizar el análisis sedimentológico y petrográfico se explican con detalle al inicio de los capítulos correspondientes.

1.3 Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en la porción noreste del Estado de Zacatecas, específicamente en áreas circundantes a los ejidos de Salaverna y Novillos, situados al noreste de Mazapil, Zacatecas (**Figura 1.1**), dentro del Distrito Minero de Concepción del Oro, ubicados dentro de la carta topográfica Concepción del Oro escala 1:50 000 (G14C62-INEGI).

Las vías de acceso al área de estudio son la carretera Federal No. 58 que comunica a Linares con Galeana, Nuevo León, posteriormente la carretera Federal No. 57 Saltillo, Coahuila-San Luis Potosí, S.L.P., y finalmente la carretera Federal No. 54, en el trayecto Saltillo, Coahuila-Concepción del Oro, Zacatecas, a partir de donde se toma el antiguo camino a Mazapil para llegar al Ejido de Salaverna y acceder al área del perfil Salaverna. Por otro lado para llegar al ejido de Novillos, donde se ubican los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Rancho Viejo y Cerro Bola, se toma la carretera que conduce al poblado de Melchor Ocampo, posteriormente a la altura del Ejido de Bonanza se conduce a partir del entronque que comunica, mediante un camino de terracería, con el Ejido de Novillos, ubicado a 12 km del Ejido de Bonanza (**Figura 1.1**).

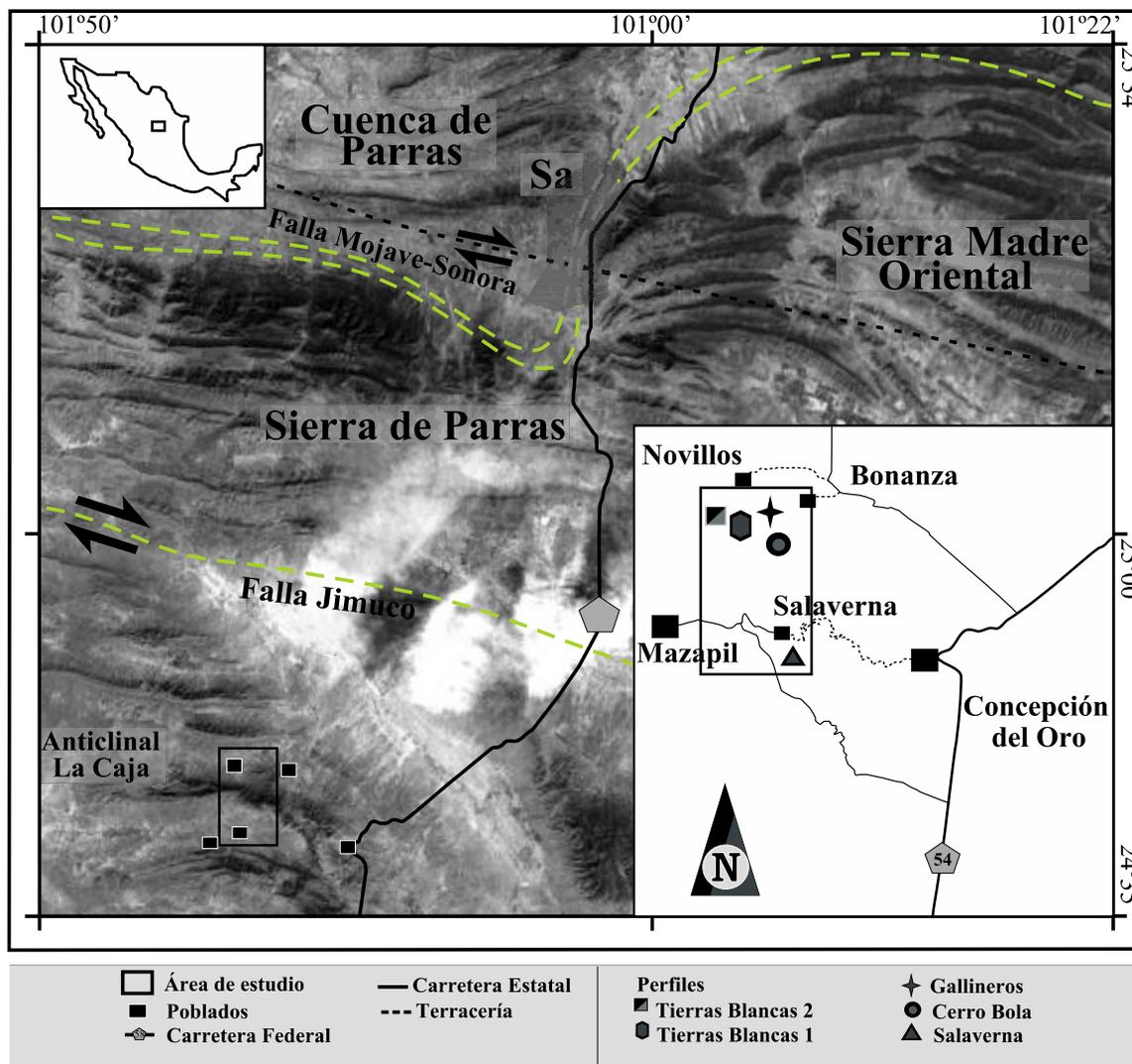


Figura 1. 1 Localización del área de estudio. Abreviaciones: Sa: Saltillo.

Geológicamente, el área de trabajo se ubica dentro del Terreno Sierra Madre (cf., Campa y Coney, 1983), el cual limita al norte y al este con el Terreno Coahuila, al sur con el Cinturón Volcánico Mexicano y al oeste con el Terreno Guerrero (**Figura 1.2**). Fisiográficamente, se localiza en la porción sur del Sector Transversal de Parras, específicamente en la porción frontal y trasera del anticlinal La Caja.

1.4 Trabajos previos

En el área de estudio se han realizado numerosos estudios con enfoques diversos, predominantemente se han llevado a cabo trabajos con la finalidad de evaluar y analizar los yacimientos minerales, así como cartográfico-

estructurales, en los cuales la Formación Caracol ha sido abordada bajo un contexto general.

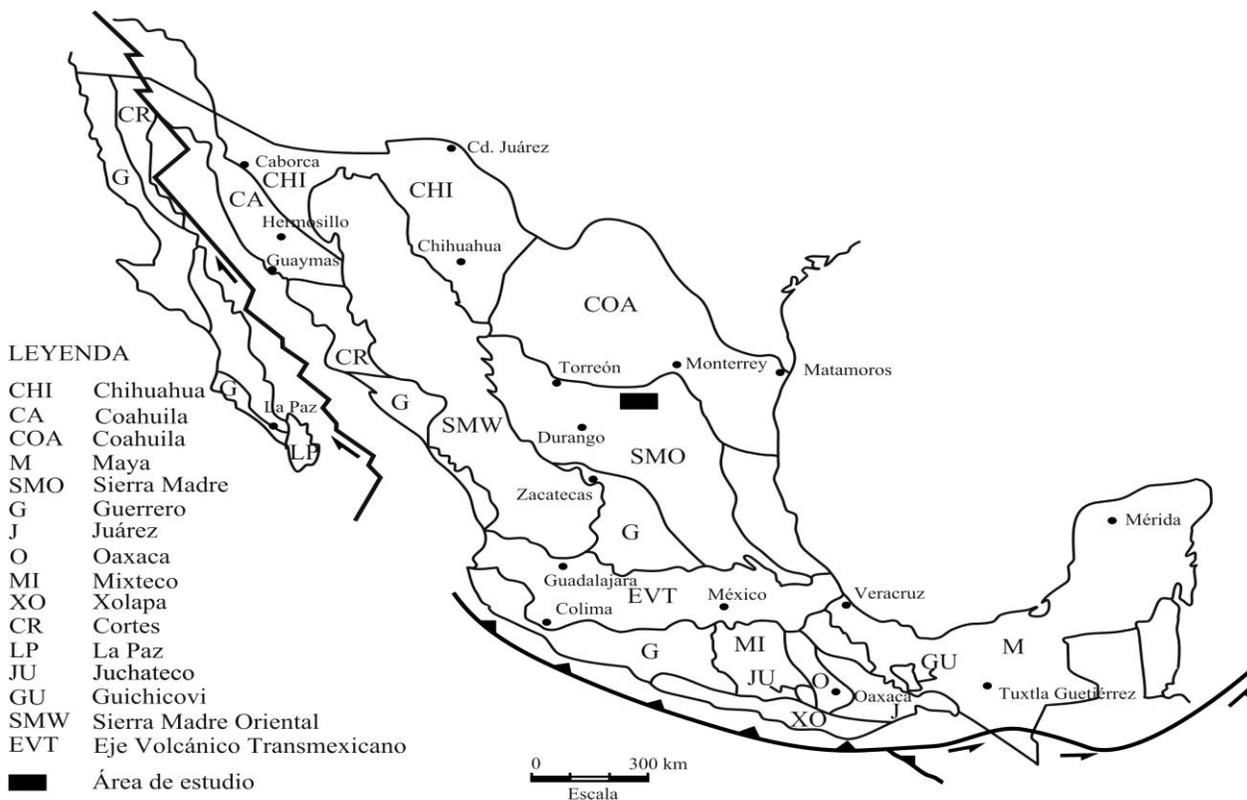


Figura 1. 2 Mapa de terrenos tectonoestratigráficos (Tomado de Campa y Coney, 1983).

Los primeros reportes que existen sobre la Formación Caracol corresponden al trabajo realizado por Imlay (1937), quien define formalmente a dicha formación en la porción oeste del Arroyo Caracol, hacia la parte media de la Sierra de Parras. El autor menciona que la Formación Caracol tiene una edad Coniaciano-Santoniano, y que consiste de una alternancia de toba desvitrificada, lutita y caliza, la cual sobreyace transicionalmente a la Formación Indidura.

De Cserna (1956), a través de un estudio sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental entre Torreón y Monterrey, menciona que la Formación Caracol esta compuesta de arenisca calcárea alternada con lutita y/o limolita calcárea y escasa presencia de estratos tobáceos. Dicho autor señala que la distribución de las facies de la Formación Caracol representa una cuña de clásticos hacia el norte-noreste, donde las facies son transgresivas hacia el este y corresponden a

un depósito de tipo *flysch*. Mediante un estudio petrográfico, el mismo autor afirma que dicha formación está conformada por fragmentos derivados de caliza, rocas intrusivas, metamórficas y volcánicas, producto de la erosión de una zona intrusionada y acompañada por vulcanismo durante el Coniaciano. Finalmente, el autor sugiere que la introducción de los sedimentos clásticos de la Formación Caracol registran un cambio en el patrón de sedimentación, el cual modifica la litología de las unidades del Cenomaniano Tardío al Paleoceno. Rogers *et al.* (1956), por medio de un estudio petrográfico, determinan que las rocas de aspecto tobáceo anteriormente descritas por Imlay (1937), corresponden a areniscas arcóscicas que se aproximan a grauvacas, señalando que la Formación Caracol representa un depósito rápido en aguas someras, mientras que la escasa presencia de especímenes de foraminífera y amonites de la familia *Peroniceratidae*, refleja condiciones de corrientes de fondo poco favorables para la vida marina. Dichos autores afirman que el cambio abrupto en la sedimentación que de dicha formación, son producto del levantamiento de tierras en la parte oeste a principios del Cretácico Tardío.

Otro trabajo de carácter cartográfico en el que se menciona de manera general a la Formación Caracol, es el realizado por Pantoja-Alor (1962), quien reconoce la presencia de fósiles de *Toucasia sp.*, y *Radiolites* de edad correspondiente al Turoniano, hacia el oeste de Durango.

Labarthe *et al.* (1983), a través de un estudio cartográfico-geohidrológico entre los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, mencionan que las características litológicas de la Formación Caracol representan un depósito tipo *flysch* dentro de la zona infra litoral.

Barboza-Gudiño *et al.* (2004), mencionan que la Formación Caracol en la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, consiste de lutita calcárea y escasa arenisca, determinando que la edad de estos depósitos es posterior al Turoniano, de acuerdo a su posición estratigráfica. Dichos autores con base a la litología y rasgos sedimentológicos, establecen que la Formación Caracol se depositó en una cuenca poco profunda (~50 y 100 m de profundidad) y parcialmente influenciada por el oleaje, posiblemente localizada dentro de una zona de sublitoral.

Pearson *et al.* (1988) realizan un estudio sobre los yacimientos de plata en Real de Ángeles, Zacatecas, en donde las areniscas de la Formación Caracol funcionan como la roca encajonante de la mineralización. Dichos autores mencionan que en el área de estudio, la Formación Caracol está compuesta por una intercalación de arenisca y limolita, con presencia de estratificación cruzada, laminación paralela, *slumps*, cláustos flotados y poca bioturbación, interpretando que el ambiente deposicional corresponde a un estuario o un delta.

Durante 1988, Petróleos Mexicanos llevó a cabo un estudio sobre la estratigrafía del Mesozoico, en el cual describe que la Formación Caracol consiste de una sucesión irregular de arenisca y caliza, con interestratificaciones de toba desvitrificada y caliza silíceas. En dicho trabajo se menciona que el contenido paleontológico de la Formación Caracol consiste de *Inoceramus dubarginesis* y foraminíferos de la especie *Globotruncana*, así mismo se le asigna una edad Coniaciano-Maastrichtiano, aclarando que en la porción media occidental de la Mesa Central tiene un alcance hasta el Turoniano. En el mismo estudio se afirma que el ambiente de depósito de la Formación Caracol, representa un flysch progresivo asociado a frentes deltaicos y prodeltas, en facies que varían de plataforma a plataforma externa en el dominio de post arco.

Silva-Romo (1993), describe que la Formación Caracol en la Sierra de Salinas, está compuesta por areniscas turbidíticas que exponen la secuencia Bouma completa. De acuerdo a su posición estratigráfica dicho autor asigna a los depósitos de la Formación Caracol una edad del Turoniano, y atribuye su origen a la erosión de un arco magmático procedente del oeste. Centeno-García y Silva-Romo (1997) afirman que la composición modal de las areniscas de la Formación Caracol, corresponde a granos volcánicos y feldespatos, cuya fuente es atribuida a un arco magmático. sugiriendo también que esta registra un cambio importante en los patrones de sedimentación dentro del Terreno Sierra Madre, debido a que representa la primera unidad depositada sobre dicho terreno, la cual muestra una clara influencia del Terreno Guerrero. Por otro lado, Centeno-García y Silva-Romo (1997) señalan que el depósito de la Formación Caracol denota la amalgamación final del Terreno Guerrero.

Recientemente, Pinzon-Sotelo *et al.* (2011) documentan que las areniscas de la Formación Caracol fueron depositadas en ambientes de orógeno reciclado, arco disectado y zona de mezcla, cuyas áreas fuentes corresponden posiblemente a bloques exhumados del Esquisto Granjeno, Cratón Coahuila-Texas, Provincia Yavapai, Arco Nazas, Terreno Guerrero, como de rocas carbonatadas documentadas en las formaciones Zuloaga, La Caja, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura e Indidura.

Lawton (2012), en la Sierra de Parras documentó una edad de ~85.9 Ma para la Formación Caracol, por medio de circones detríticos en areniscas.

1.5 Formato de la Tesis

El presente trabajo de investigación se ha estructurado en los siguientes capítulos:

Capítulo 2: Geología regional y local, describe las características principales de las formaciones que conforman la columna del Terreno Sierra Madre, en tanto que en el apartado de Geología local se detallan las formaciones presentes en el área de estudio.

Capítulo 3: Análisis de facies y su interpretación ambiental, detalla la caracterización de las facies, asociaciones de facies y su interpretación ambiental, con base en las características de cinco perfiles sedimentológicos, en las áreas de Salaverna, Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Cerro Bola.

Capítulo 4: Petrografía y área fuente, describe las características petrográficas y la composición del área fuente de la secuencia siliciclástica, con base al análisis petrográfico cuantitativo y cualitativo de 57 muestras de areniscas de las áreas de Salaverna, Tierras Blancas 1 y Tierras Blancas 2, con un conteo modal de ~1500 puntos por lámina delgada.

Capítulo 5: Conclusiones y recomendaciones, presenta las conclusiones obtenidas, las contribuciones del trabajo y las recomendaciones para posteriores estudios.

2 GEOLOGÍA REGIONAL Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL

2.1 Introducción

En el presente capítulo se describe el contexto geológico regional y local del área de estudio. El apartado de Geología Regional expone, de manera general, la Estratigrafía del Terreno Sierra Madre, en tanto que la Geología Local detalla las formaciones que afloran en la porción sur de la Sierra de Parras, hacia el sureste de la Sierra Madre Oriental, e incluye una breve descripción a partir de los trabajos cartográficos, estratigráficos y de yacimientos minerales realizados en el área de estudio. Es necesario mencionar, que las características estratigráficas documentadas, dentro del área de estudio, son incluidas con la finalidad de enriquecer la estratigrafía en cuestión, así como contribuir con el entendimiento de las secuencias clásticas del Cretácico Superior en el noreste de México.

2.2 Geología Regional

El área de estudio se localiza dentro del Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983), el cual se distribuye en la porción centro-norte y noreste de México, delimitando hacia el norte y este con el Terreno Coahuila, al oeste con el Terreno Guerrero y hacia el sur con el Cinturón Volcánico Mexicano. Campa y Coney (1983) señalan que la columna estratigráfica del Terreno Sierra Madre (**Figura 2.1**) está compuesta

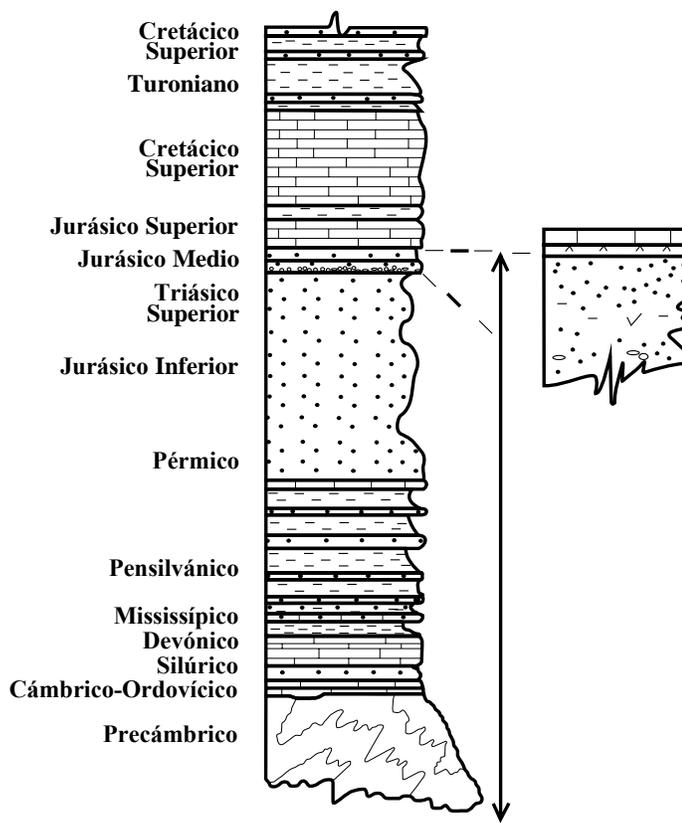


Figura 2. 1 Columna estratigráfica del Terreno Sierra Madre (Tomada de Campa y Coney, 1983).

por un basamento Precámbrico constituido de rocas metamórficas de origen Grenvilliano, el cual es sobreyacido discordantemente por una secuencia plegada y cabalgada conformada por secuencias de caliza, arenisca y lutita Mesozoicas.

2.2.1 Basamento Precámbrico-Paleozoico

El basamento del Terreno Sierra Madre está constituido por unidades de composición, origen y edades diversas. Las rocas más antiguas han sido documentadas en el Cañón Huizachal-Peregrina y corresponden al complejo metamórfico Novillo (Carrillo, 1961; Fries y Rincón-Orta, 1965), de edad precámbrica (~1 Ga; Ortega, 1978; Keppie, 2004; **Figura 2.2a**), constituido por ortogneis y paragneis (De Cserna *et al.*, 1977; Ortega, 1978). De acuerdo con Fries y Rincón-Orta (1965) y Denison *et al.* (1971), el grado de metamorfismo corresponde a facies de granulita o transición de facies de anfibolita a granulita.

El Esquisto Granjeno (Carrillo, 1961) es una unidad metamórfica compuesta por rocas metavolcánicas y metasedimentarias, con presencia de serpentina y metagabros, con un grado de metamorfismo bajo correspondiente a la facies de esquistos verdes (cf., De Cserna *et al.*, 1977), que puede variar de la facies prehnita-pumpellita a la facies de esquistos verdes (Ortega-Gutiérrez, 1993). Se le asignan edades de ~430-300 Ma (Dowe *et al.*, 2005; Nance *et al.*, 2007). Barboza-Gudiño *et al.* (2011) mediante un análisis geocronológico de circones detríticos, han determinado edades máximas de depósito de los protolitos del Esquisto Granjeno en cuatro localidades, sugiriendo: 1) Aramberri, Nuevo León ~530 Ma, 2) Cañón de Caballeros, Tamaulipas ~433-458 Ma, 3) Cañón Novillo, Tamaulipas ~368 Ma, 4) Miquihuana, Tamaulipas ~463-489 Ma, y han interpretado las rocas fuentes principales como: (1) grenvillianas (1 250-920 Ma) y (2) panafricanas (730-530 Ma). Dichos autores proponen que el origen del Esquisto Granjeno está relacionado con la porción noroccidental de Gondwana y atribuyen que el proceso de metamorfismo corresponde a un evento de subducción en la margen occidental de Pangea que favoreció el desarrollo del Cinturón Granjeno-Acatlán. El Esquisto Granjeno se distribuye en el Cañón de la Peregrina, Cuchilla del Granjeno, Cañón de Caballeros, Cañón Novillo

(Carillo, 1961) y se correlaciona con las filitas, filitas de cuarzo, metagrauvascas y metadiabasas del Esquisto de Aramberri (Meiburg, 1987). Sobreyace mediante contacto tectónico por falla al Gneis Novillo y subyace en contacto por falla a los sedimentos no metamorfizados del Silúrico-Pérmico (Ramírez-Ramírez, 1992).

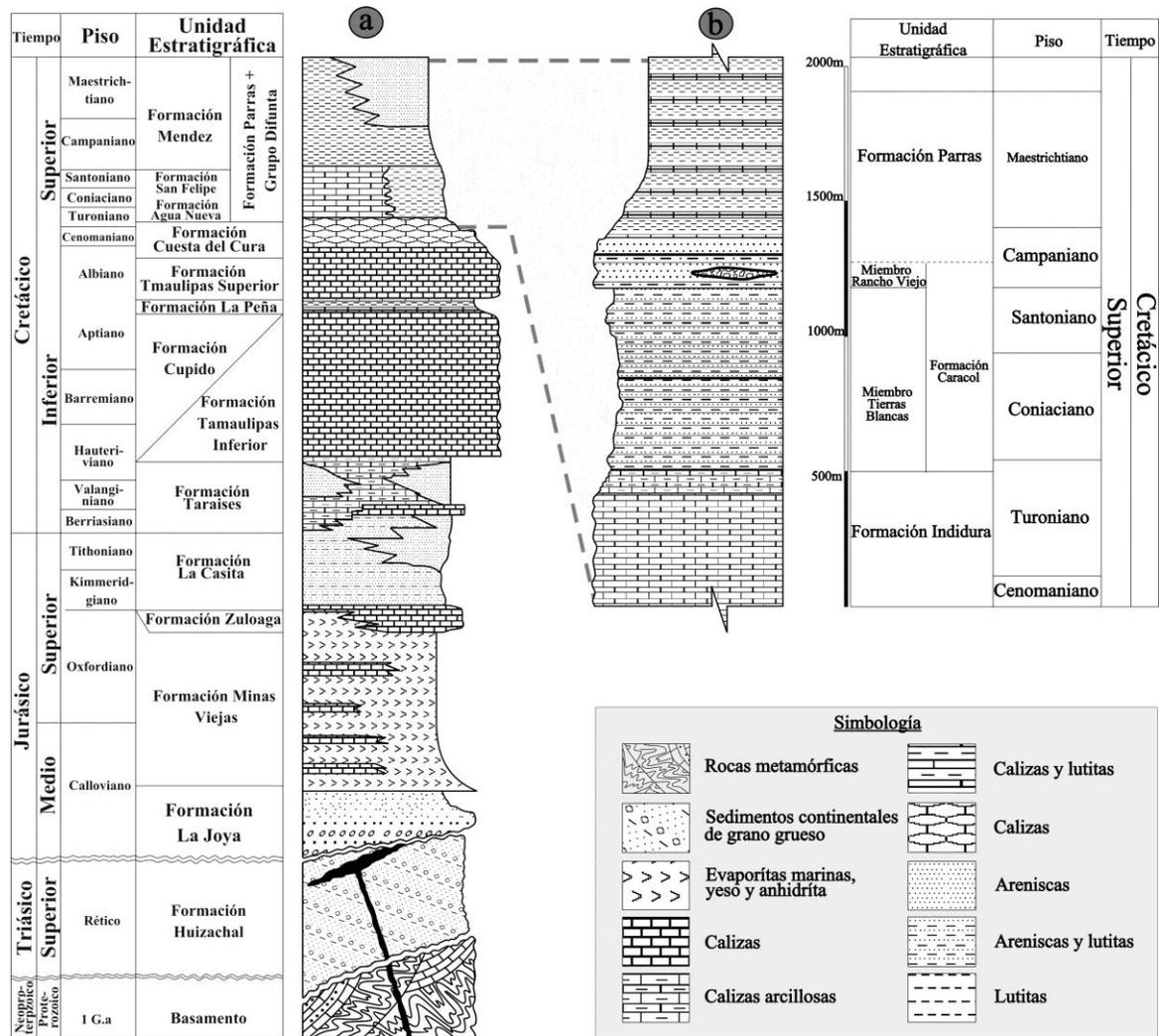


Figura 2. 2 Columnas estratigráficas: a) columna estratigráfica del noreste de México (Tomada de Michalzik 1988; 1991); b) columna estratigráfica del área de estudio.

2.2.2 Cubierta sedimentaria paleozoica

La secuencia paleozoica, que constituye la cubierta sedimentaria discordante del basamento metamórfico, está compuesta por rocas no deformadas, que incluyen a las formaciones Cañón de Caballeros, La Yerba, Vicente Guerrero, del Monte y Guacamaya. La Formación Cañón de Caballeros (Silúrico-Devónico;

Carrillo, 1961), consiste de base a cima por arenisca y conglomerado, caliza con textura grainstone y una alternancia de lutita, limolita y arenisca (Stewart *et al.*, 1999). La Formación la Yerba (Devónico; Carrillo, 1961), constituida de riolita y depósitos de lutita hacia la cima. La Formación Vicente Guerrero (Carbonífero Temprano; (Carrillo, 1961; Gursky y Michalzik, 1989) consiste de arenisca, lutita y limolita, con presencia de slumps (Stewart *et al.*, 1999). La Formación del Monte (Pensilvánico Temprano; Carrillo, 1961), está compuesta por conglomerado basal, caliza, arenisca calcárea, arenisca limolítica y limolita (Carrillo, 1961; Stewart *et al.*, 1999). La Formación Guacamaya (Pérmico Temprano), está constituida por una alternancia rítmica de limolita, lutita, arenisca, conglomerado y caliza, presenta fragmentos de briozoarios y fusulínidos (Gursky y Michalzik, 1989).

2.2.3 Mesozoico

2.2.3.1 Triásico-Jurásico Inferior-Medio

La historia paleogeográfica del Triásico-Jurásico Tardío se caracteriza por el desarrollo de vulcanismo sinsedimentario e inicio de la transgresión Mesozoica. Los afloramientos de rocas edades de edades del Triásico y Jurásico Superior están restringidos a áreas de basamentos levantados y exhumados, y consiste de los depósitos de las formaciones Zacatecas (Triásico Superior), El Alamar (Triásico Tardío), Nazas (Jurásico Temprano-Medio), La Boca (Jurásico Temprano), La Joya (Jurásico Medio). Las características más relevantes de dichas formaciones son descritas a continuación en orden cronoestratigráfico.

2.2.3.1.1 Formación Zacatecas

La Formación Zacatecas, fué definida originalmente por Carrillo, (1965) como una sucesión metamorfozada compuesta por roca verde, arenisca, lutita y filita, con presencia de amonites y bivalvos de edad Triásica (Burckhardt y Scalia, 1905). Dicha formación se distribuye en los estados de San Luis Potosí y Zacatecas, donde consiste de una secuencia de arenisca, lutita y arenisca conglomerática (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2008; Barboza-Gudiño, 2012). La edad de la Formación Zacatecas se ha establecido de acuerdo a su contenido fósil, como Triásico Tardío (Burckhardt y Scalia, 1905), así como

Triásico Medio-Tardío (Cantú-Chapa, 1969; Barboza-Gudiño, *et al.*, 2010; Barboza-Gudiño, 2012). En ciertas localidades, tales como Sierra de Catorce, en las cuales no se reporta la presencia de contenido fósil, se ha determinado una edad máxima de depósito correspondiente a ~230 Ma, con base al análisis de circones detríticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). En la Sierra de Zacatecas, Escalona-Alcázar *et al.* (2009) mediante análisis de U-Pb en circones detríticos, determinaron que la edad de la Formación Zacatecas, así como del Complejo Volcano-sedimentario Las Pilas, corresponde a ~132-160 Ma (Hauteriviano), la cual es considerablemente más joven que la edad originalmente propuesta. La Formación Zacatecas ha sido interpretada como un depósito tipo *flysch* (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001), posiblemente desarrollado a lo largo del margen oeste de Pangea, previo a la actividad volcánica del Triásico-Jurásico (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999). Otros autores determinaron que el depósito de dicha formación corresponde a un ambiente marino somero (Gutiérrez-Amador; 1908; Monod y Calvent, 1992; Escalona-Alcázar *et al.*, 2009). Barboza-Gudiño (2012) señaló que los datos petrográficos de las areniscas de la Formación Zacatecas, sugieren procedencias de bloques continentales y orógenos reciclados, en tanto que, los resultados geoquímicos de roca total indican que dicha formación deriva de rocas ígneas, en donde la relación $Th/Sc \approx 1$ y $Zr/Sc \approx 10-100$, de acuerdo a McLennan *et al.* (1993), representan el reciclamiento de sedimento (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Por otro lado, Centeno-García y Silva-Romo (1997) señalaron que las relaciones ϵNd de -5.2 y 5.5 indican una procedencia de corteza cortical superior antigua, mientras que las edades 1.3 a 1.6 Ga, obtenidas a partir del modelo de Nd, representan una fuente de bloque continental, posiblemente asociado con el micro continente Proterozoico Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

2.2.3.1.2 Formación El Alamar

La Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) consiste de una secuencia de arenisca conglomerática, arcilla y lutita de color gris y café. Dicha formación aflora en los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Mixon *et al.* (1959) reportaron que la unidad inferior del Grupo Huizachal o actual

Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), presenta un ensamble de flora compuesto por *Pterophyllum fragile*, *Pterophyllum inaequale* Fontaine, *Cephalotaxopsis carolinensis*, y *Podozamite* (?) de edad Triásico Tardío, mismo que Weber (1997) reinterpreta como *Laurozamites yaqui*, *Ctenophyllum braunianum*, *Elatocladus*, *Carolinensis* y le asigna una edad correspondiente al Cárnico y probablemente Noriano. Barboza-Gudiño (2012) señala que la edad de la Formación El Alamar corresponde al Triásico Tardío, de acuerdo a geocronología en circones detríticos, y se correlaciona en edad con la Formación Zacatecas. La Formación El Alamar sobreyace de manera discordante a rocas sedimentarias y magmáticas Paleozoicas en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, en Tamaulipas. Rubio-Cisneros (2012) documentó que los depósitos están restringidos a ríos de alta y baja sinuosidad, dominados por conglomerados y areniscas, cuyos estilos fluviales oscilan entre sistemas de mezcla, de baja y alta energía que transportaron productos fluviales desde los altos de basamentos situados en el este, con la formación de flujos de masas por gravedad y barras de gravas.

2.2.3.1.3 Formación Nazas

La Formación Nazas (Pantoja, 1962) consiste de una secuencia volcánica y volcanoclástica, incluye depósitos de andesita basáltica, riolita y capas rojas (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004; 2010; Bartolini *et al.*, 2001). Los depósitos de la Formación Nazas sobreyacen discordantemente a la Formación Zacatecas en Durango, así como en la porción norte de Zacatecas y hacia el oeste de San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999) y subyacen discordantemente a los depósitos de la Formación La Joya, así como a calizas de la Formación Zuloaga (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012). La edad de la Formación Nazas, se ha determinado, en la Sierra de Catorce, como Jurásico Temprano-Medio (174.7 ± 1.3 Ma), mediante geocronología de circones detríticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Los resultados de geoquímica de roca total muestran que las rocas félsicas de la Formación Nazas presentan un carácter calco-alcalino (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008) y los patrones de elementos traza denotan que el origen de las rocas de la Formación Nazas esta relacionado con un ambiente de arco

continental de tipo andino (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). La Formación Nazas ha sido interpretada, con base en su composición y naturaleza de sus productos volcánicos, como un remanente del arco volcánico del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, relacionado a la margen continental activa del oeste de Norte América (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004).

2.2.3.1.4 Formación La Boca

La Formación La Boca (Mixon *et al.*, 1959) esta conformada por una secuencia de arenisca, limolita, lutita, arenisca conglomerática, conglomerados polimígticos soportados por matriz, interestratificados con rocas volcánicas que consisten en derrames de lavas basáltico-andesíticas, depósitos piroclásticos, domos riolíticos y depósitos volcaniclásticos (Carrillo, 1961; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004; 2008; 2010; Rubio-Cisneros *et al.*, 2011). Las capas rojas expuestas en el Valle Huizachal, Tamaulipas, se denominaron originalmente como Formación Huizachal (Imlay *et al.*, 1948). Posteriormente, Mixon *et al.* (1959), en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, realizaron la división de las capas rojas y definieron la Formación La Boca (Jurásico Temprano) y la Formación La Joya (Jurásico Medio). La Formación La Boca se ha correlacionado con la Formación Huizachal (Michalzik, 1985;1991) y con la Formación Nazas (Pantoja, 1962). La Formación La Boca esta constituida por dos unidades, i) la unidad volcánica-epiclástica, conformada por la interestratificación de roca volcánica, volcaniclástica y sedimentaria, y ii) la unidad sedimentaria compuesta de un conglomerado basal y una sucesión de rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas, caracterizada por la presencia de flujos volcánicos de composición riolítica (Rubio-Cisneros *et al.*, 2011). La Formación la Boca sobreyace discordantemente a las rocas volcánicas de la Formación Nazas y subyace de manera discordante a los depósitos de la Formación La Joya. La edad de la Formación La Boca corresponde al Jurásico Temprano y se ha determinado mediante el análisis de U-Pb en circones, 189 ± 0.2 Ma en el Valle Huizachal (Fatovsky *et al.*, 2005) y 193 ± 0.2 Ma en Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Rubio-Cisneros y Lawton (2011) señalaron que los circones detríticos del miembro inferior de la Formación La

Boca, denotan una edad máxima de depósito de 184-183 Ma (Pleisbachiano), mientras que el miembro superior presenta una edad máxima de depósito de 168-163 Ma (Bhatoniano-Calloviano). Se ha interpretado que las rocas volcánicas de la Formación La Boca corresponden a la actividad magmática del arco Nazas, mientras que las capas rojas representan un periodo de extensión cortical, subsecuente a la actividad magmática del Jurásico Temprano y previo a la extensión del piso oceánico en el Golfo de México (Fatovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Rubio-Cisneros y Lawton (2011) afirmaron que el depósito del miembro inferior de la Formación La Boca indica la actividad magmática del arco Nazas, mientras que el miembro superior representa la continuación del magmatismo de arco, así como un estadio temprano de extensión cortical, con posible desarrollo de *horst* que aportaban granos a una cuenca de tipo *rift* incipiente.

2.2.3.1.5 Formación La Joya

La Formación La Joya (Mixon *et al.*, 1959) consiste de una secuencia granodecreciente, compuesta por conglomerado o brecha de composición polimíctica, arenisca de coloración roja, arcilla y lutita (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; Rubio-Cisneros *et al.*, 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Rubio-Cisneros, 2012). Dicha formación sobreyace mediante una discordancia erosiva a la Formación La Boca (Mixon *et al.*, 1959). La secuencia de la Formación la Joya presenta una edad de 164 ± 3 Ma (Calloviano; **Figura 2.2a**), considerando el análisis de U-Pb en circones detríticos (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). Los depósitos de dicha formación representan la parte basal de la sucesión marina del Jurásico Superior-Cretácico (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2008; 2010), Michalzik (1988) interpreta diversos ambientes deposicionales de la Formación La Joya, tales como abanicos aluviales, canales, planicie aluvial, lagunas y sabkas. Así mismo, la Formación La Joya indica el desarrollo tardío de la cuenca tipo *rift* y la exposición de los flancos de rocas de basamento (Salvador, 1987; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), cuyos depósitos superiores marcan el inicio de la transgresión marina del Jurásico Inferior (Goldhammer, 1999).

2.2.3.2 Jurásico Medio-Cretácico Temprano

Las secuencias del Jurásico Medio y Cretácico Temprano están representadas por sucesiones calcáreas y clásticas, que expresan diversas condiciones paleogeográficas y cuya distribución se ha asociado a los altos y bajos de basamento. Tradicionalmente, se ha interpretado que estos depósitos se han desarrollado bajo un régimen tectono-estratigráfico de *rift* que evolucionó hacia un margen pasivo, sin embargo, trabajos recientes han propuesto un control tectónico por procesos extensionales, relacionados con fallamiento lateral izquierdo, ocasionando la creación de cuencas de tipo *pull-apart* y *strike slip*, asociadas con el emplazamiento o acreción/amalgamación de los arcos cordilleranos y la apertura del Golfo de México (Ocampo-Díaz, 2011; 2012).

2.2.3.2.1 Formación Minas Viejas

La Formación Minas Viejas (Calloviano-Oxfordiano) fue definida originalmente por Humphrey y Díaz (1956), como depósitos de yeso interestratificados con lutita calcárea y escasos estratos de caliza. La Formación Minas Viejas presenta caliza Ooesparita/Oopelesparita, compuestas por ooides, pellets, intraclastos y fragmentos de briozoarios bien preservados y otros fragmentos de bioclastos (Michalzik, 1988). La edad de la Formación Minas Viejas corresponde al Calloviano-Oxfordiano (Humphrey y Díaz, 2003; **Figura 2.2a**). Las rocas de la Formación Minas Viejas representan ambientes marinos a marino-marginales (barra submareal, intermareal o laguna de baja energía, con buena circulación del “sistema sabka-laguna” e indican las primeras incursiones marinas del Golfo de México dentro de una cuenca tipo *rift* (Goldhammer, 1999). En el área de Galeana-Aramberri, Nuevo León, sobreyace transicionalmente a las formaciones La Joya y Novillo (Götte y Michalzik, 1992), donde subyace concordantemente a la Formación Zuloaga (Humphrey y Díaz, 2003; Ocampo-Díaz, 2007; Ocampo Díaz *et al.*, 2008), sin embargo en áreas circundantes al poblado de Potero Prieto, Nuevo León, dentro del Anticlinal Potrero Prieto-Iturbide subyace discordantemente a la Formación La Casita (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008; **Figura 2.2a**) y En el área de estudio, la Formación Minas Viejas no aflora; sin embargo, regionalmente es equivalente en edad con las rocas de la

Formación La Joya (Calloviano; e.g., Humphrey y Díaz, 1956; Götte, 1988; Goldhammer, 1999; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011).

2.2.3.2.2 Formación Zuloaga

La Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmerigiano) fue definida por Imlay (1943) como caliza de estratificación gruesa, ocasionalmente puede presentar nódulos de pedernal negro, bivalvos, gasterópodos o corales. Ocampo-Díaz (2007), describió que la Formación Zuloaga consiste de caliza ooesparita y caliza oobioesparita. Buitrón (1984) determinó que la edad de la Formación Zuloaga corresponde al Oxfordiano-Kimmerigiano (**Figura 2.2a**), con base en contenido fósil (pelecípodos y gasterópodos). Diversos autores (Michalzik; 1988; Götte, 1988) interpretan que la caliza de la Formación Zuloaga se depositó dentro de ambientes de alta energía, tales como barras submareales, playas intermareales y lagunas protegidas, atrás de las barras oolíticas, e indica el desarrollo de una transgresión marina completa (Goldhammer, 1999). En la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) señalaron que las calizas de la Formación Zuloaga sobreyacen transicionalmente a las facies terrígenas de la Formación la Joya. Ramírez-Díaz (2012), en la Sierra de la Caja, localizada hacia el sur del área de estudio, describe que la Formación Zuloaga subyace concordantemente a la Formación La Caja, de la cual no es posible observar su contacto inferior.

2.2.3.2.3 Formación La Caja

La Formación La Caja (Kimmerigiano-Tithoniano) fue definida por Imlay (1936), y consiste de una secuencia de caliza de estratificación delgada, caliza fosforítica, marga y escasas lutita y limolita, con abundantes amonites (Imlay, 1953). En el noreste de Zacatecas, Rogers *et al.* (1956) describieron que la Formación Zuloaga esta compuesta por caliza arcillosa de estratificación delgada a media, limolita y pedernal en la parte media y superior. En la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, esta formación consiste de caliza arcillosa de estratificación delgada, interestratificada con limolita y arenisca bituminosa, presenta cefalópodos, gasterópodos, pelecípodos y braquiópodos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La edad de la Formación La Caja corresponde al Kimmerigiano-Tithoniano, con base en la presencia de cefalópodos (Verma y

Westerman, 1973). La Formación La Caja es equivalente a la Formación La Casita en el noreste de México (cf., Goldhammer y Johnson, 2001) y a la Lutita Bossier en el norte de Golfo de México (Goldhammer, 1999). Sobreyace por contacto concordante a la Formación Zuloaga y subyace concordantemente a la Formación Taraises en el área de Concepción del Oro, Zacatecas (Rogers *et al.*, 1956). En la Sierra de La Caja, Zacatecas, la Formación La Caja sobreyace por contacto concordante a la Formación Zuloaga y subyace concordantemente a las calizas de la Formación Taraises (Ramírez-Díaz, 2012).

2.2.3.2.4 Formación Taraises

De acuerdo con Imlay (1936), la Formación Taraises (Berriasiano-Hauteriviano; **Figura 2.2a**), está constituida por caliza arcillosa fosilífera, así como por sedimentos calcáreo arcilloso. La Formación Taraises originalmente fue dividida en dos miembros (Imlay, 1936; Díaz, 1953; Díaz *et al.*, 1959): i) miembro inferior, conformado por calizas de estratificación gruesa con presencia de amonites (Michalzik, 1988); ii) miembro superior, compuesto por calizas de estratificación delgada a media, con alto contenido de arcilla, así como amonites y belemnites hacia la base. Díaz (1953) y Michalzik (1988) señalaron que en la parte media de dichos miembros se presenta otro miembro arenoso, denominado informalmente como Miembro Arenoso Galeana, con una edad correspondiente al Valanginiano-Hauteriviano. El Miembro Arenoso Galeana está constituido por arenisca de grano fino a grueso de estratificación delgada a gruesa (Ocampo-Díaz, 2007; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). Los mismos autores, documentan que las areniscas del Miembro Arenoso Galeana corresponden a depósitos de planicie mareal, prodelta, frente deltáico, dominado por mareas, barras de desembocadura, depósitos sublitorales y dunas subacuosas. El área fuente de dichas areniscas está situada en la porción este del área de Potrero Prieto, Nuevo León (Archipiélago de Tamaulipas), en tanto que el depocentro, determinado mediante la consideración del cambio de espesor de los estratos, la presencia de una discordancia angular y las direcciones de las paleocorrientes, ha sido ubicado en el área de Galeana, Nuevo León (Ocampo-Díaz, 2007; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). Ramírez-Díaz (2012), en la Sierra de la Caja, describió que la Formación Taraises sobreyace mediante contacto

concordante y transicional a la Formación La Caja y subyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Inferior.

2.2.3.2.5 Formación Tamaulipas Inferior

La Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano-Barremiano) fue originalmente definida por Muir (1936), se compone de caliza con texturas wackestone y mudstone, con niveles de estratificación lenticular, incluye lentes y bandas de pedernal (PEMEX, 1988). Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron que la Formación Tamaulipas Inferior, en la Sierra de Catorce, esta constituida por caliza micrítica, con textura mudstone a wackestone, con nódulos de pedernal gris, nódulos de hierro, presenta amonites y belemnites; así mismo, indican que petrográficamente se observan calciesferas, radiolarios y foraminíferos planctónicos, así como bioclástonos de bivalvos u ostrácodos. La edad de la formación ha sido determinada como Hauteriviano Tardío-Aptiano Temprano (Ross, 1981; **Figura 2.2a**), así como Hauteriviano-Barremiano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), con base a su posición estratigráfica, presencia de microfósiles planctónicos y ausencia de calpionélidos del Valanginiano. Goldhammer *et al.* (1993) interpretaron que los depósitos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior se acumularon en un ambiente de cuenca tranquila bajo condiciones anóxicas, con una profundidad aproximada de 50 y 150 m. La Formación Tamaulipas Inferior en la Sierra de Parras subyace concordantemente a la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949). En la Sierra de La Caja, la Formación Tamaulipas Inferior sobryace concordantemente a las rocas de la Formación Taraises y subyace mediante contacto concordante a la Formación La Peña (Ramírez-Díaz, 2012).

2.2.3.2.6 Formación La Peña

La Formación La Peña (Aptiano Temprano-Tardío) fue definida originalmente por Imlay (1936), está constituida por marga interestratificada con caliza de estratificación delgada, lutita, lentes de pedernal; presenta abundantes amonites de edad Aptiano Tardío (Burckhardt, 1925; **Figura 2.2a**). Imlay (1936), dividió a la Formación la Peña en dos miembros: i) miembro inferior compuesto por caliza y, ii) miembro superior conformado por caliza margosa y lutita. Sin embargo, Humphrey (1949) propuso que el nombre de dicha

formación se aplique únicamente al miembro superior. La edad de dicha formación corresponde al Aptiano Temprano (Smith, 1981). Goldhammer *et al.* (1993) señalaron que los depósitos de la Formación La Peña corresponden a un evento transgresivo regional, caracterizado por el depósito de lutita de aguas profundas y terrígenos derivados de tierras altas del norte y oeste sobre la margen carbonatada. Ramírez-Díaz (2012) documentaron en la Sierra de La Caja que la Formación La Peña sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace por contacto concordante a la Formación Tamaulipas Superior.

2.2.3.2.7 Formación Tamaulipas Superior

La Formación Tamaulipas Superior (Albiano Medio) fue definida por Muir (1936), como una secuencia de caliza de estratificación media, con lentes y bandas de pedernal. Carrillo (1961) describió que ésta formación esta compuesta por caliza de textura mudstone-wackestone, marga y nódulos irregulares de pedernal negro, exhibiendo superficies estilolíticas. En la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron que la Formación Tamaulipas Superior esta compuesta por caliza con textura mudstone-wackestone, con amonites y abundantes calciesferas, foraminíferos planctónicos. La edad de dicha formación ha sido atribuida al Albiano Medio (Böse y Cavins, 1927; **Figura 2.2a**), así como Aptiano Tardío-Albiano Temprano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Los depósitos de la Formación Tamaulipas Superior se interpretan como acumulaciones en aguas profundas anaeróbicas (Goldhammer *et al.*, 1993), dentro de un ambiente deposicional nerítico profundo, con aporte constante de terrígenos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La Formación Tamaulipas Superior, en la Sierra de La Caja, sobreyace concordantemente a la Formación la Peña y subyace transicional y concordantemente a la Formación Cuesta del Cura (Ramírez-Díaz, 2012).

2.2.3.2.8 Formación Cuesta del Cura

La Formación Cuesta del Cura (Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano) fue definida por Imlay (1936) como caliza con estratificación delgada, intercalada con arcilla y presencia de pedernal. Rogers *et al.* (1956) señalaron que ésta formación esta compuesta por caliza arcillosa de estratificación delgada con

nódulos, lentes y capas de pedernal negro, así como escasa lutita. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron que las calizas de la Formación Cuesta del Cura presentan una textura mudstone-wackestone, con abundantes microorganismos pelágicos. La edad de la formación corresponde al Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano, determinada por la presencia de los amonites *Hamites zacatecanum* Böse, *Ancyloceras zacatecanum* Böse, *Hamites* sp., *Crioceras* sp., y *Maniella* sp. (Stinnesbeck, 1983). Ramírez-Díaz (2012) en la Sierra de La Caja agrupó las calizas de la Formación Cuesta del Cura con la Formación Tamaulipas Superior, el mismo autor describió que a la cima de la unidad los estratos de caliza se presentan ondulados.

2.2.3.3 Cretácico Superior

Las formaciones del Cretácico Superior representan un cambio en el régimen de sedimentación de completamente calcáreo a calcáreo arcilloso durante el Albiano Medio-Coniaciano, y finalmente clástico hacia el Turoniano-Campaniano.

2.3 Estratigrafía Local

En este apartado se describen las características de las unidades estratigráficas del área de estudio, la cual está constituida por rocas sedimentarias del Cretácico Superior (**Figuras 2.2b y 2.3**).

2.3.1 Formación Indidura

Antecedentes. La Formación Indidura fue definida por Kelly (1936) en la región de Las Delicias, Coahuila; señaló que los niveles inferior y superior consisten de lutita con presencia de cristales de selenita y una zona transicional de caliza laminada. La división media comprende caliza arcillosa, caliza laminada y lutita; asignándole una edad con base en su contenido fósil del Albiano-Turoniano. Imlay (1936,1938) describió a la Formación Indidura en la porción oeste de la Sierra de Parras, en el área de Melchor Ocampo y en Concepción del Oro, Zacatecas. El mismo autor señaló que la nomenclatura debe ser revisada, debido a que los diversos cambios de facies no son equivalentes estratigráficamente.

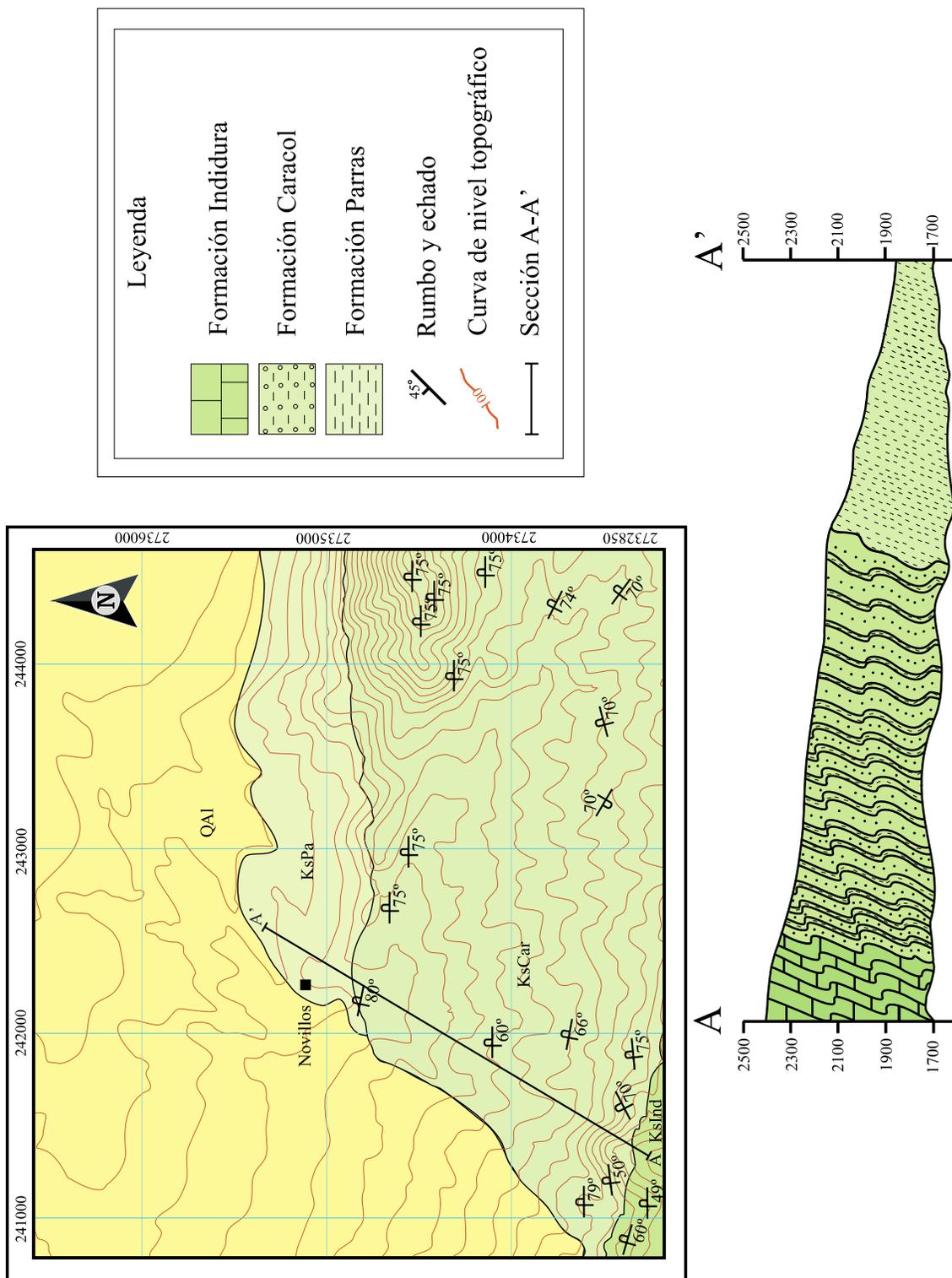


Figura 2. 3 Mapa geológico y sección geológica del área de estudio, muestran la distribución y relaciones estratigráficas de las unidades litológicas.

Rogers *et al.* (1957), por medio de un estudio sobre los depósitos de fosfato en Concepción del Oro, Zacatecas, señalaron que la formación consiste principalmente de caliza, lutita y caliza laminada.

Enciso de La Vega (1963), realizó la cartografía de la Hoja Nazas, Durango y detalló que la Formación Indidura está compuesta por caliza arcillosa y lutita de estratificación delgada.

PEMEX (1988), a través de estudios sobre la Estratigrafía Mesozoica, describe que la Formación Indidura consiste de una alternancia de lutita y caliza con textura mudstone a wackestone, con estratificación delgada y escasas intercalaciones de arenisca.

En la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron que ésta formación está constituida de caliza arcillosa y lutita, presentando hacia la cima una secuencia rítmica de caliza y arcilla con horizontes volcaniclásticos, señalando la presencia de abundantes *Inoceramus* sp.

Duque-Botero (2006), realizó un estudio sobre las variaciones paleoambientales de la Formación Indidura; asignó una edad Cenomaniano-Turoniano. Estableció que consiste de lutita interestratificada con caliza y describió que la parte inferior está compuesta de lutita calcárea laminada con intercalaciones de caliza con estratificación lenticular y continua. La parte media muestra lutita con laminación delgada con lentes de selenita café, y finalmente, la parte superior presenta láminas de lutita y caliza arcillosa con escasas intercalaciones de lutita arenosa y abundantes cristales de selenita. Duque-Botero (2006) indicó que los depósitos de la Formación Indidura, en las localidades de Las Delicias, Cañón La Casita y Parras de la Fuente, Coahuila, presentan una gran variabilidad en el tipo de sedimento, contenido faunístico, contenido de carbón orgánico total (TOC) y denotan la ocurrencia de condiciones ambientales no uniformes en la Plataforma Mexicana. Dichas diferencias se interpretan como irregularidades paleo-geofisiográficas de la Plataforma Mexicana, asociadas con las distintas condiciones paleo-oceanográficas que controlan el registro sedimentario.

Litología. En el área de estudio la Formación Indidura está constituida por una interestratificación de caliza arcillosa con lutita calcárea. La caliza es de color

gris claro e intemperiza a café grisáceo, presenta abundante laminación paralela y estratificación delgada que varía entre 5 y 20 cm. La lutita es de color gris oscuro, presenta espesores de 7 a 12 cm y se encuentra altamente fracturada (**Figuras 2.4a y b**).

Contenido Paleontológico. Kelly (1936) reportó la presencia de equinodermos, cefalópodos y pelecípodos; posteriormente, Imlay (1936) describió *Perinoceras* sp. Rogers *et al.* (1957) documentan foraminíferos de las especies *Gumbellina* sp, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., y *Globotruncana* sp. Duque-Botero (2006) reportó en el noreste de México un escaso contenido de microfósiles, correspondientes a *Inoceramus labiatus* y amonites, como también de fósiles traza de *Thalassinoides* sp.

Espesor. En la Sierra de Parras, Imlay (1936) detalló que el espesor de la formación corresponde a 652 m. Duque-Botero (2006) señaló que la Formación Indidura en el Noreste de México presenta un espesor de 578 m. Rogers *et al.* (1957) describieron un espesor de 180 m. De acuerdo a las observaciones en el área de estudio, la formación muestra un espesor de 150 a 500 m.

Distribución. Se distribuye en la porción sur del área de trabajo, sobre la vereda que comunica a los poblados de Novillos y Mazapil (**Figura 2.3**).

Relación estratigráfica. En el área de estudio la Formación Indidura subyace concordantemente a la Formación Cuesta del Cura y sobreyace por contacto concordante transicional a los depósitos de la Formación Caracol (**Figuras 2.2b y 2.3**).

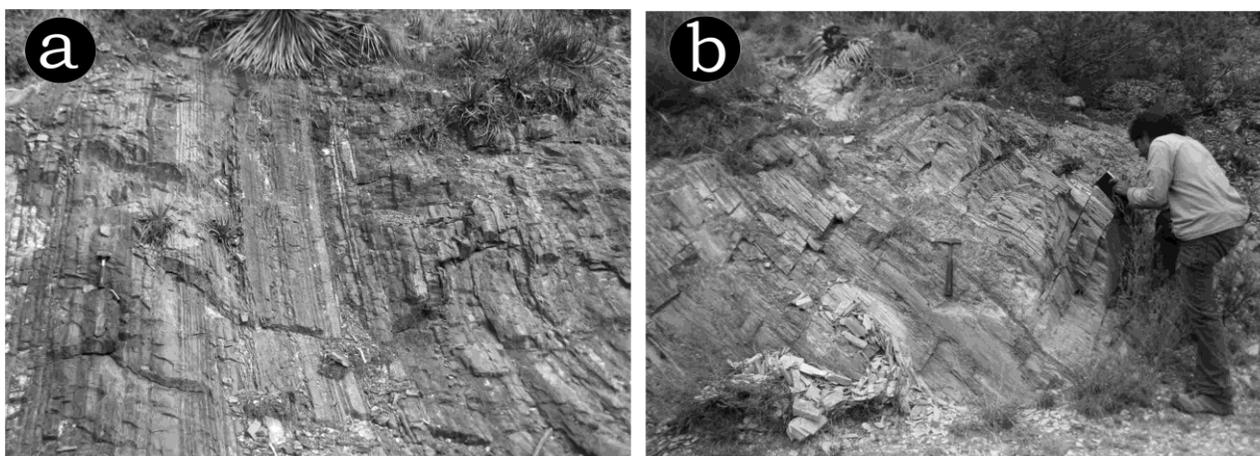


Figura 2. 4 Litología de la Formación Indidura: a) estratos delgados de caliza arcillosa altamente laminada; b) afloramiento de la Formación Indidura hacia el sureste de Novillos.

Edad. De acuerdo a su contenido paleontológico documentado por Kelly (1936), se le asigna una edad Cenomaniano-Turoniano.

Correlación. Se correlaciona con la Formación Soyatal en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo, 1961) y con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico-Misantla (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

2.3.2 Formación Caracol

Antecedentes

Imlay (1936) definió a la Formación Caracol en la parte media de la Sierra de Parras, Coahuila, hacia la porción oeste del Arroyo Caracol, describiendo que litológicamente consiste de toba desvitrificada, lutita y caliza en menor proporción, que sobreyace a la Formación Indidura. Señala que en la localidad tipo se observa toba de color amarillo de grano fino, interestratificada con capas micáceas de espesores medianos y lutita fisil.

De Cserna (1956) describió que la Formación Caracol, en la parte oriental del anticlinorio de Parras, Coahuila, está compuesta por una alternancia de arenisca calcárea con lutita y limolita calcárea de color gris que altera a amarillo. Afirma que la unidad en las cercanías de los anticlinorios de Arteaga y Parras, Coahuila, contiene más estratos tobáceos de color gris verde a amarillento. De acuerdo a un estudio petrográfico, el mismo autor señala que la Formación Caracol está conformada por fragmentos de rocas metamórficas y volcánicas, y en menor proporción de caliza y rocas intrusivas, proponiendo que los depósitos derivan de la erosión de una zona intrusionada y por vulcanismo durante el Coniaciano, cuyos sedimentos guardan una estrecha relación con los clásticos derivados del oeste. Finalmente, señala que la distribución de sus facies representa una cuña de clásticos con dirección hacia el norte-noreste e indica una transgresión hacia el este, correspondiente a un depósito tipo *flysch*.

Rogers *et al.* (1957), mediante un estudio sobre la Geología general y los depósitos de fosfato en Concepción del Oro, Zacatecas, detallaron que la Formación Caracol consiste de intercalaciones de lutita y arenisca. La lutita es moderadamente calcárea a arenosa; la arenisca se presenta en estratos

delgados a masivos. Los mismos autores, mediante un análisis petrográfico, precisa que las capas anteriormente descritas como tobas corresponden a areniscas arcósicas que se aproximan a grauvacas. Detallan que la composición de las areniscas es principalmente de cuarzo anguloso a subredondeado y feldespatos, los cuales exhiben variaciones en el grado de alteración; algunos se presentan completamente kaolinitizados, en menor proporción se muestran fragmentos de cuarcita, esquisto, así como pequeñas cantidades de biotita, clorita, sericita y magnetita. Dichos autores afirman que los depósitos de la Formación Caracol indican un depósito rápido en aguas someras y la escases de vida marina refleja condiciones de corrientes de fondo desfavorables.

Labarthe *et al.* (1983), mediante un estudio geohidrológico en la Hoja Melchor, San Luis Potosí y Guanajuato, mencionan que las características sedimentológicas de dicha formación representan un depósito progresivo en aguas poco profundas de tipo *flysch*, dentro de la zona infra-litoral.

Pearson *et al.* (1988) realizaron un estudio con fines mineros en Real de Ángeles, Zacatecas, describieron que la Formación Caracol representa la roca encajonante de la mineralización, la cual consiste de una alternancia de capas de arenisca y limolita de espesores variables, con interestratificaciones de material carbonoso. De acuerdo con éstos autores, petrográficamente las areniscas contienen cuarzo angular a subangular con extinción ondulosa, los granos se presentan en contactos grano a grano y con menor frecuencia se encuentran soportados por una matriz arcillosa calcárea. Describen la presencia de estratificación cruzada y laminación paralela de bajo ángulo, *slumps*, cláustos flotados y pliegues de tipo *roll-over*. Reportan la escasez de bioturbación e interpretan que el ambiente deposicional de la Formación Caracol corresponde a un estuario transicional o un delta.

PEMEX (1988), por medio de un estudio sobre la Estratigrafía del Mesozoico, reportó que la Formación Caracol está conformada por una sucesión irregular de lutita, arenisca y caliza, con interestratificaciones de toba desvitrificada. Describen que el ambiente de depósito de dicha formación esta representado por un *flysch* progresivo, asociado con frentes deltáicos y prodeltas, en facies que varían de plataforma a plataforma externa en el dominio de post-arco.

Silva-Romo (1993), mediante un estudio estratigráfico y estructural de la Sierra de Salinas, San Luis Potosí y Zacatecas, detalló que la Formación Caracol consiste de areniscas que muestran la Secuencia Bouma y atribuye su procedencia a la erosión de un arco magmático del oeste, a partir del cual derivaron las corrientes turbidíticas.

Centeno-García y Silva-Romo (1997) realizaron un estudio sobre la petrogénesis y evolución tectónica del centro de México para el Triásico-Jurásico, en el cual señalan que la composición modal de las areniscas de la Formación Caracol corresponde a granos volcánicos y feldespatos, cuya procedencia se atribuye a una fuente de arco magmático. Mencionan que la Formación Caracol registra la modificación en los patrones de sedimentación del Terreno Sierra Madre. Dichos autores consideran que la Formación Caracol es la primer unidad que denota una relación sedimentaria con el Terreno Guerrero e interpretan que su depósito corresponde a la amalgamación final del mismo terreno con la Placa Norteamericana.

Por otro lado, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron que la Formación Caracol esta constituida por lutita calcárea y escasa arenisca, proponiendo que fue depositada en una cuenca poco profunda parcialmente influenciada por el oleaje, dentro de una zona sublitoral.

Pinzon-Sotelo *et al.* (2011) documentaron que los depósitos de la Formación Caracol, en el área Salaverna, Zacatecas, consisten de una alternancia rítmica de arenisca y lutita, los cuales presentan secuencias estrato y grano-crecientes, con gradación normal, laminación paralela, estratificación cruzada de tipo tangencial, rizaduras, estructuras de carga, marcas de arrastre de partículas, así como también impresiones de *Inoceramus labiatus*, trazas de *Thalassinoides* sp., *Skolitos* sp., y *Planolites* sp. Los mismos autores señalan que el ambiente tectónico de las areniscas corresponden ambientes de orógeno reciclado, arco disectado y mezcla, posiblemente procedentes de la erosión de las rocas carbonatadas de las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura e Indidura, así como también del Arco Nazas, Terreno Guerrero, Provincia Yavapai.

Litología. De acuerdo a las características litológicas, estructuras sedimentarias y contenido icnofaunístico, es posible dividir a la Formación

Caracol en dos miembros: i) Miembro Tierras Blancas (**Figuras 2.5a y 2.5b**) y ii) Miembro Rancho Viejo (**Figuras 2.5c y 2.5d**).

El Miembro Tierras Blancas (**Figuras 2.5a y 2.5b**) consiste de secuencias estrato y grano-crecientes, compuestas por una alternancia rítmica de lutita y arenisca, de color gris oscuro que intemperiza a café claro (**Figuras 2.2b y 2.3**). Las lutitas se encuentran en capas que varían entre 0.5 a 2 cm de espesor, se presentan altamente fracturada. Las areniscas son generalmente de grano fino a medio y los estratos varían de espesor delgado a medio. Las areniscas presentan normalmente estructuras de carácter interno como gradación normal, laminación paralela, rizaduras asimétricas, laminación cruzada recta y tangencial, estratificación cruzada tipo *Hummocky* y *Swaley*, así como estructuras de carácter externo, como marcas de arrastre y saltación de partículas, moldes de carga y turboglifos.

El Miembro Rancho Viejo (**Figuras 2.5c y 2.5d**) presenta secuencias tanto estrato y grano-decrecientes, como secuencias estrato y grano-crecientes y está conformado por una alternancia de conglomerado, arenisca y lutita. Los conglomerados son monomícticos y están soportados por clástos, texturalmente oscilan entre subredondeados y subangulosos, con moderada redondez; composicionalmente corresponden a calizas con texturas packestone-wackestone. Los depósitos conglomeráticos tienen espesores que varían de 60 a 120 cm (medios-muy gruesos), muestran geometrías irregulares, acuñadas, y carecen de estructuras sedimentarias internas. Los estratos de arenisca son de color gris claro que altera a café claro, presentan espesores que oscilan entre 15 y 120 cm (delgados a muy gruesos); frecuentemente éstos estratos se encuentran separados por niveles de lutita de 2 a 10 cm de espesor y algunas veces se presentan amalgamados. La granulometría de las areniscas varía de arenas medias a gruesas, las estructuras sedimentarias internas que presentan consisten en gradación normal e inversa, laminación paralela y laminación convoluta, así como rizaduras asimétricas y rizaduras escalonadas, laminación cruzada de tipo recta y tangencial, clástos flotados, en tanto que las estructuras sedimentarias externas están representadas por moldes de carga, surcos de erosión, estructuras de arrastre y saltación de partículas y turboglifos. Ocasionalmente, algunos estratos contienen gránulos y guijas hacia

la base. La sucesión de arenisca y lutita exhibe pliegues sinsedimentarios, así como depósitos caóticos en la porción más superior (**Figuras 2.5e y 2.5f**).

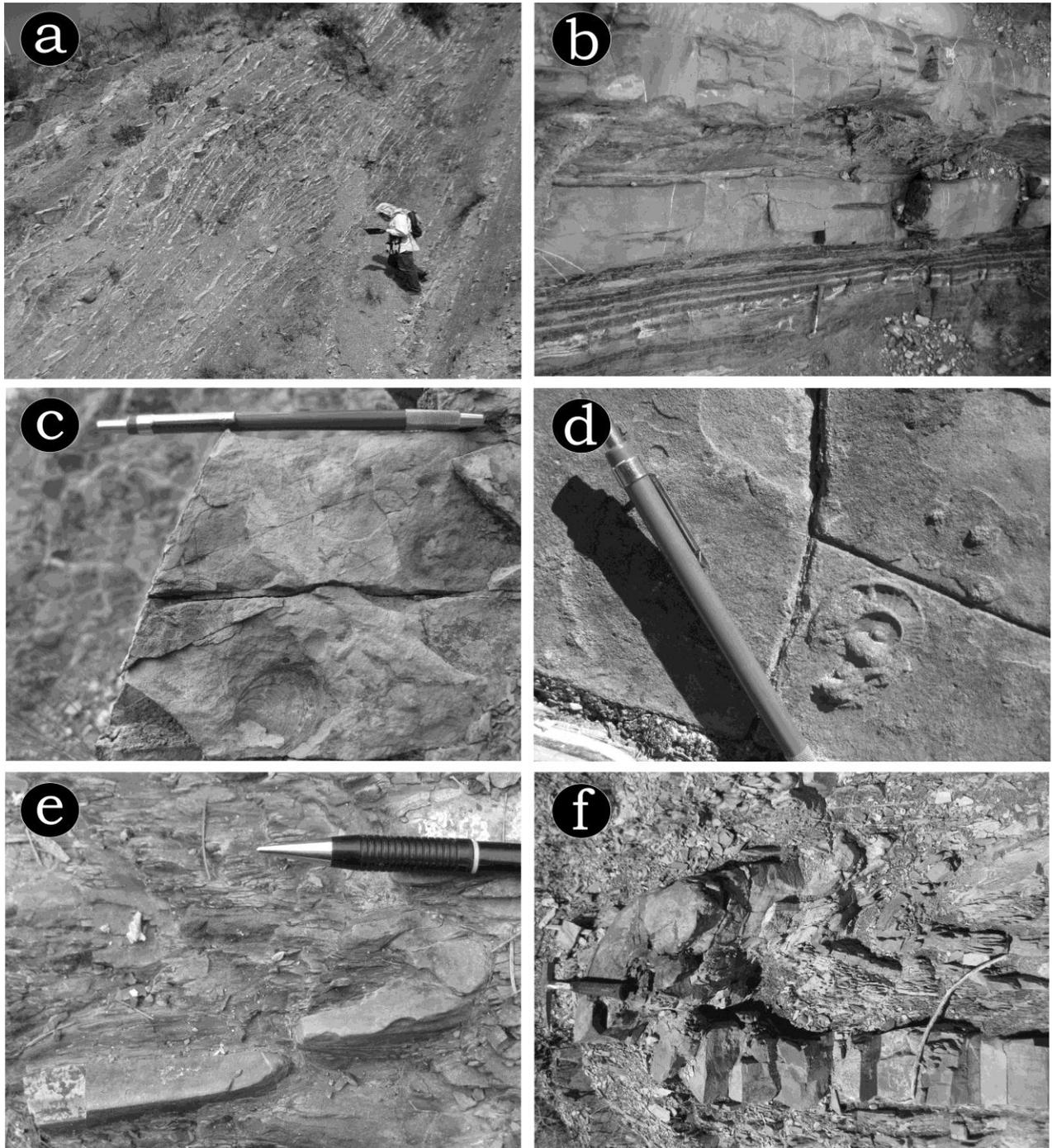


Figura 2. 5 Litología de la Formación Caracol: a) intercalación de lutitas y areniscas (Miembro Tierras Blancas); b) intercalación de areniscas de granos grueso de estratos masivos con clastos flotados, areniscas granodecrecientes de estratificación delgada con rizaduras escalonadas, horizontes delgados (5 a 7 cm; parte superior); c) *Inoceramus labiatus* (Miembro Tierras Blancas); d) Amonite *Texanites* (Miembro Rancho Viejo); e) y f) pliegues sin-sedimentarios.

Contenido Paleontológico e icnológico. El Miembro Tierras Blancas de la Formación Caracol contiene abundantes fragmentos de *Inoceramus labiatus* (**Figura 2.5c**), así como un índice de bioturbación que varía de ausente a común (BI 0-4), representado por los icnogéneros *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp., *Skolithos* sp., *Chondrites* sp., *Planolites* sp., *Palaeophycus* sp. En tanto que el Miembro Rancho Viejo contiene abundantes impresiones de amonites del género *Texanites* y muestra un índice de bioturbación que oscila entre ausente y abundante (BI 0-5), representado por las trazas de *Zoophycos* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Megagraption submontanum*, *Paleomeandron robustum*, *Scolicia strozzii*, *Strobilorhapse glandifer*, *Protopaleodycton spinela*, *Chondrites*, *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmophorae sinuosa* y *Demograption dertonensis*.

Espesor. En el área de estudio presentan un espesor de 1000 a 1400 m (ver sección geológica, **Figura 2.3b**).

Distribución. En el área de estudio, se distribuye en la porción frontal y trasera del anticlinal La Caja, hacia el sureste del ejido de Novillos y al este de Salaverna (**Figura 2.3**).

Relación estratigráfica. Sobreyace mediante contacto concordante a la Formación Indidura y subyace por contacto concordante y transicional a la Formación Parras (**Figuras 2.2b y 2.3**).

Edad. En este trabajo la edad de la Formación Caracol se establece de acuerdo al contenido paleontológico presente en el área de estudio. Los depósitos del Miembro Tierras Blancas corresponden al Turoniano (~93.5 Ma), con base en la presencia de *Inoceramus labiatus*, mientras que el Miembro Rancho Viejo presenta una edad Campaniano Inferior (~83.5 Ma), de acuerdo a la presencia de amonites del género *Texanites*.

Correlación. Imlay (1936) señala que es equivalente a las lutitas del miembro superior de la Formación Indidura cerca de Parras, Coahuila. También se correlaciona con la Formación San Felipe (Carrillo, 1961).

2.3.3 Formación Parras

Antecedentes. Esta formación fué definida originalmente por Imlay (1936) al este de la ciudad de Parras, Coahuila, donde consiste de una lutita calcárea carbonosa de color gris oscuro, fisil a nodular con capas de arenisca calcárea de grano fino.

De Cserna (1956) describió a la Formación Parras como lutita calcárea o nodular de color gris oscuro a negro, con horizontes de arenisca calcárea.

Rogers *et al.* (1956) detallaron que la Formación Parras, en el Valle de Bonanza, Zacatecas, consiste de lutita calcárea negra, con estratos de arenisca distribuidos esporádicamente.

Litología. En el área de estudio la Formación Parras consiste de lutita de color negro que intemperiza a gris verdoso, ocasionalmente presenta intercalaciones de arenisca de grano fino a medio, muestra abundante fracturamiento y presenta vetillas rellenas de calcita de 2 a 7 cm de espesor (**Figuras 2.2a, 2.3, 2.6a y 2.6b**).

Contenido Paleontológico. Rogers *et al.* (1956) reportaron la presencia de foraminíferos, como *Bulimina* sp., *Virgulina* sp., *Globigerina* sp., señalando que dicha formación no presenta microfósiles. Tardy (1972) describió la presencia de *Globotruncana* sp., en la parte inferior de la formación en el Sector Transversal de Parras, Coahuila. PEMEX (1988) señaló que en la parte superior de la Formación Parras se presenta *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana elevata*, *Globotruncana fornicata* y *Globotruncana roseta*.

Espesor. Resulta difícil estimar su espesor en el área de estudio. Sin embargo, Rogers *et al.* (1956) reportaron un espesor de 1, 300 m, en el valle de Bonanza, Zacatecas. En el área de estudio presenta un espesor mínimo de 1, 400 m.

Distribución. Se distribuye en la porción norte del área de estudio hacia el este del poblado de Novillos y hacia el oeste y norte del Cerro la Pachona (**Figura 2.3**).

Relación estratigráfica. Sobreyace mediante contacto concordante y transicional a la Formación Caracol y subyace por contacto discordante angular a los depósitos conglomeráticos del Terciario (**Figuras 2.2b y 2.3**).

Edad. Se le ha asignado una edad del Coniaciano-Santoniano (Imlay, 1936; Rogers *et al.*, 1956). Tardy (1972), con base en su contenido paleontológico,

determinó una edad del Campaniano. PEMEX (1988) estableció una edad del Campaniano, de acuerdo a su contenido fósil.

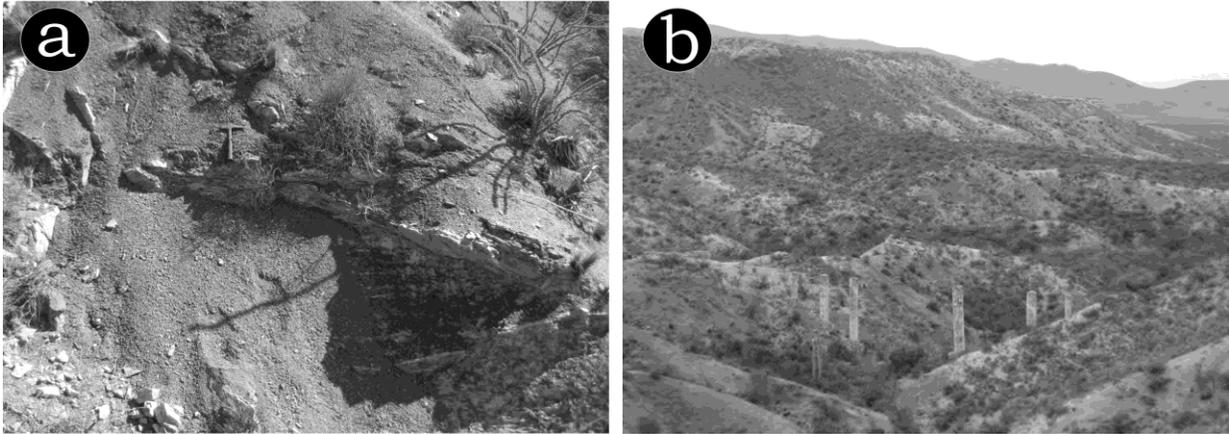


Figura 2. 6 Litología de la Formación Parras: a) lutitas con vetillas delgadas (2 a 5 cm de espesor) de calcita y horizontes irregulares de arenisca de grano fino; b) afloramiento de los depósitos de lutita en el Valle de Bonanza.

Correlación. Se correlaciona con las Formaciones Caracol y San Felipe (Imlay, 1936; De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1957). Imlay (1936) la correlacionó con la parte superior de la Formación Austin, del Sur de Texas y Norte de Coahuila.

3. ANÁLISIS DE FACIES Y SU INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

3.1 Introducción

Los sistemas deposicionales “fluvio-turbidíticos” documentan la mezcla de procesos de sedimentación desarrollados tanto en ambientes fluviales como en ambientes profundos (Mutti *et al.*, 1996 y 1999). Las secuencias fluvio-turbidíticas marcan el depósito significativo de arenas en ambientes profundos, siendo estas producto del transporte de sedimentos desarrollados directamente del efluente del río (Mutti *et al.*, 1996; 1999; Steel *et al.*, 2000; Plink-Björklund *et al.*, 2001; Plink-Björklund y Steel, 2002; Mellere *et al.*, 2002; Plink-Björklund y Steel, 2004). Los sistemas antiguos “fluvio-turbidíticos” dominados por procesos de inundación, han sido relacionados con el depósito de importantes volúmenes de secuencias turbidíticas. Entre este tipo de sedimentación existe una estrecha relación genética, asociada con la introducción de flujos hiperpicnales desarrollados durante los procesos de inundación marina (e.g., Mutti *et al.*, 1996; 1999; Plink-Björklund *et al.*, 2001; Plink-Björklund y Steel, 2002; Mulder *et al.*, 2003; Kneller y Buckee, 2000). Diversos autores proponen que la introducción de flujos hiperpicnales en agua marina favorece el desarrollo de una sobre carga de sedimentos y por lo tanto la removilización de sedimentos relacionados con los flujos de masa por gravedad (e.g., *slumps* y corrientes turbidíticas; Normark y Piper, 1991; Zeng *et al.*, 1991; Mulder *et al.*, 1998). Otra hipótesis plantea que en los sistemas antiguos fluvio-deltáicos dominados por procesos de inundación, los flujos hiperpicnales se transforman directamente a corrientes turbidíticas (Normark y Piper, 1991; Mutti *et al.*, 1996; 1999), debido a una fase posterior de erosión y transporte de sedimentos dentro de ambientes marinos marino-marginales y plataformas clásticas. En este caso, las corrientes turbidíticas pueden viajar grandes distancias como flujos confinados, siempre y cuando el aporte de sedimentos sea continuo (Mutti *et al.*, 1996; 1999; Plink-Björklund *et al.*, 2001; Plink-Björklund y Steel, 2002), lo cual es dependiente de la morfología y particularmente de la extensión y el grado de pendiente de la plataforma (Mutti *et al.*, 1996; Mutti *et al.*, 1999).

Los flujos hiperpicnales generados por descargas fluviales directas han sido documentados en depósitos de frentes deltáicos (Prior *et al.*, 1986; Prior y Bornhold, 1990; Nemeč, 1990; Zeng *et al.*, 1991; Phillips y Smith, 1992) y en secuencias de margen de plataforma (Shepard y Emery, 1973; Reynolds, 1987; Wright *et al.*, 1988, 1990; Piper *et al.*, 1999). Sin embargo, actualmente existe discusión respecto a la eficiencia en la generación de flujos hiperpicnales, debido a las diversas densidades que presentan los ríos generadores que aportan sedimentos. Mulder y Syvitski (1995) señalaron que debido a las diferencias de temperatura que existen entre la descarga de los ríos y las condiciones del océano, se requiere una carga de sedimento con alta densidad (40 kgm^{-3} aproximadamente) para que los flujos hiperpicnales puedan desarrollarse, y de acuerdo con este criterio, sólo algunos ríos son capaces de generar flujos hiperpicnales. Por otro lado, Parsons *et al.* (2001) describieron un mecanismo para la generación de flujos hiperpicnales diluidos a partir de ríos con bajas concentraciones de sedimentos ($1-5 \text{ kgm}^{-3}$), siempre y cuando las condiciones de salinidad en la cuenca receptora sean normales. La densidad $1-5 \text{ kgm}^{-3}$, documentada experimentalmente por Parsons *et al.* (2001), indica que una gran cantidad de ríos modernos pueden producir flujos hiperpicnales anualmente. Por otro lado los mismos autores demuestran experimentalmente que las plumas hipopicnales con temperaturas cálidas y/o templadas, sujetas a una inestabilidad de convección, consecuentemente pueden desarrollar plumas hiperpicnales, esta inestabilidad de convección se produce cuando el transporte de calor se realiza en la parte inferior y el sedimento es transportado en la capa superior dentro de la pluma hipopicnal.

Plink-Björklund y Steel (2004) señalan que las secuencias turbidíticas relacionadas con flujos hiperpicnales, pueden ser reconocidas con base en la conexión física que existe entre los canales fluviales y turbidíticos, la abundancia de capas gruesas de areniscas turbidíticas, la naturaleza arenosa de los sistemas turbidíticos, los cambios en el espesor de los estratos que marcan la dirección de la pendiente abajo y, la abundancia de material continental en estratos de turbiditas.

Mutti *et al.* (1999) determinaron que los procesos de sedimentación clástica en sistemas “fluvio-turbidíticos”, dentro de cinturones orogénicos, están

controlados por los cambios eustáticos del nivel del mar, levantamiento tectónico, erosión y subsidencia.

Por otro lado, la identificación y la diferenciación de ambientes y subambientes sedimentarios se ha visto enriquecida con la integración de datos icnológicos (e.g., Seilacher, 1967; Pemberton *et al.*, 2004; Miller, 2007; Seilacher, 2007; Coates y MacEachern, 1999). La icnología ha sido comúnmente aplicada en análisis paleoambientales y estratigráficos de rocas marinas someras (e.g., Howard, 1972; Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 1999; Buatois *et al.*, 2005; Hansen y MacEachern, 2008; Li *et al.*, 2010; Angulo y Buatois, 2012). En contraste, la distribución de icnofósiles en ambientes profundos se ha restringido a escasas icnofacies (e.g., *Nereites* y *Zoophycus*;; Seilacher, 1974; Frey y Seilacher, 1980; Uchman, 2009). Los trabajos de estos autores han detallado modelos donde las icnofacies arquetípicas que se encuentran relacionadas con el progreso y el desarrollo de los ambientes sedimentarios profundos (cf., Heard y Pickering, 2008; Phillips *et al.*, 2010). Callow *et al.* (2012) y han documentado que la distribución de fósiles traza en ambientes profundos representa una alta dependencia de las facies sedimentarias. Recientemente, los datos icnológicos han sido empleados para distinguir entre turbiditas proximales y distales (cf., Wetzel, 2008; Kane *et al.*, 2007), como también han permitido detallar secuencias turbidíticas dentro de un contexto arquitectural (cf., Heard y Pickering, 2008; Phillips *et al.*, 2010). En trabajos recientes la distribución, variedad y abundancia de fósiles traza ha sido empleada en la interpretación integral de sistemas antiguos turbidíticos (cf., Knaust, 2009) y secuencias marinas someras (cf., Hansen y MacEachern, 2008; Li *et al.*, 2010; Angulo y Buatois, 2012; Buatois *et al.*, 2012). El presente capítulo detalla las características sedimentológicas que incluyen diez facies, nueve subfacies, diez asociaciones de facies, como también la interpretación ambiental apoyada por la documentación y reconocimiento de icnofósiles, mediante el levantamiento de cinco perfiles sedimentológicos dentro de la Formación Caracol en las áreas de Salaverna y Novillos, Zacatecas.

3.2. Metodología

El análisis sedimentológico consistió en la medición de cinco perfiles sedimentológicos-estratigráficos (Salaverna, Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Cerro Bola; **Figura 1.1**; ver Capítulo 1), en los cuales se identificaron y caracterizaron los diferentes tipos de facies utilizando las metodologías propuestas por Swift *et al.* (1991), Mutti *et al.* (2000) y Walker (2006). Los tipos de facies se documentan con base en las características litológicas, como son tamaño de grano, estructuras sedimentarias,

Grado	Clasificación	Representación Visual
0	Bioturbación ausente	
1	Escasa bioturbación, distinta a la estratificación, pocas trazas discretas	
2	Bioturbación poco común, distinta a la estratificación, poca diversidad de las trazas	
3	Bioturbación moderada, límites de estratificación abruptos, trazas discretas, pocos solapamiento	
4	Bioturbación común, límites de estratificación indistintos, alto número de trazas, solapamiento común	
5	Abundante bioturbación, estratificación completamente modificada (muy visible)	
6	Bioturbación completa, homogenización biogenica total del sedimento	

Figura 3. 1 Esquema de los valores del índice de bioturbación (BI), tomadas de Reineck (1963), Taylor y Goldring (1993) y Taylor *et al.* (2003).

grado de bioturbación y contenido fósil, como lo han recomendado Bhattacharya y Walker (1992). Las facies a su vez fueron agrupadas en clases de facies y asociaciones de facies, con el propósito de interpretar el modelo deposicional (cf., Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya y Giosan, 2003; Walker, 2006; Pickering *et al.*, 1989; Mutti, 1992). El reconocimiento, clasificación e interpretación de la icnofauna se basó en las propuestas documentadas por Taylor y Goldring (1993), Pemberton *et al.* (2001), Taylor *et al.* (2003), McIlroy (2004), MacEachern *et al.* (2005), Hansen y MacEachern (2008) y Heard y Pickering (2008), entre tanto que la intensidad de bioturbación (BI **Figura 3.1**) se determinó de manera visual tomando en consideración la metodología de Reineck (1963) y Taylor y Goldring (1993).

3.3 Descripción e interpretación de facies sedimentarias

3.3.1 Clase de Facies Conglomeráticas (CFCg)

La clase facies conglomerática representa el 5% del total de facies en el área de estudio, carece de estructuras sedimentarias internas (clase de facies desorganizada, e.g., Pickering *et al.*, 1986.), incluye estratos que presentan un

porcentaje mayor al 5% de material de tamaño de gravas (>2 mm) y está compuesta únicamente por la facies de conglomerado masivo (**FCg; Tabla 3.1**).

3.3.1.1 Facies Cg: Conglomerado masivo de gránulos-guijas con soporte de cláustos

La facies **Cg** consiste de conglomerado monomítico con soporte de cláustos. El tamaño de cláustos máximo (D_{max10}) es de ocho centímetros. Texturalmente, los cláustos son subredondeados a subangulosos, siendo principalmente de cláustos de caliza con texturas packestone-wackestone. El espesor de los estratos varía de medio a grueso, de 60 a 120 cm, respectivamente (cf., McKee y Weir, 1953; Ingram, 1954), carecen de gradación y exhiben una geometría irregular y acuñada, con límites irregulares y erosivos (**Figuras 3.2a y 3.2b**). La ausencia de estructuras sedimentarias internas y de contenido fósil caracteriza a esta facies (**Figura 3.2c; Tabla 3.1**). En el área de estudio los conglomerados se encuentran acuñados de este a oeste y presentan contactos altamente erosivos. Esta facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Cerro Bola, donde sobreyace y subyace a la sub facies **A4.4 (Figura 3.5; Tabla 3.1)**.

Interpretación hidrodinámica

Las características sedimentológicas que muestran los conglomerados de la facies **Cg** indican que las partículas fueron transportadas por corrientes turbidíticas de alta concentración o por flujos de escombros no cohesivos y, posteriormente, depositados mediante la suspensión grano a grano; posiblemente por la acción de tracción situada en la parte superior de los estratos. La ausencia de estructuras sedimentarias, que caracteriza a la facies **Cg**, puede estar asociada con el congelamiento del flujo altamente concentrado, producto de cohesión y fricción intergranular que se desarrolla cuando disminuye la pendiente sobre la cual se transporta los sedimentos. La facies **Cg** presenta características similares a las descritas en la facies A1.1 propuesta por Pickering *et al.* (1986).

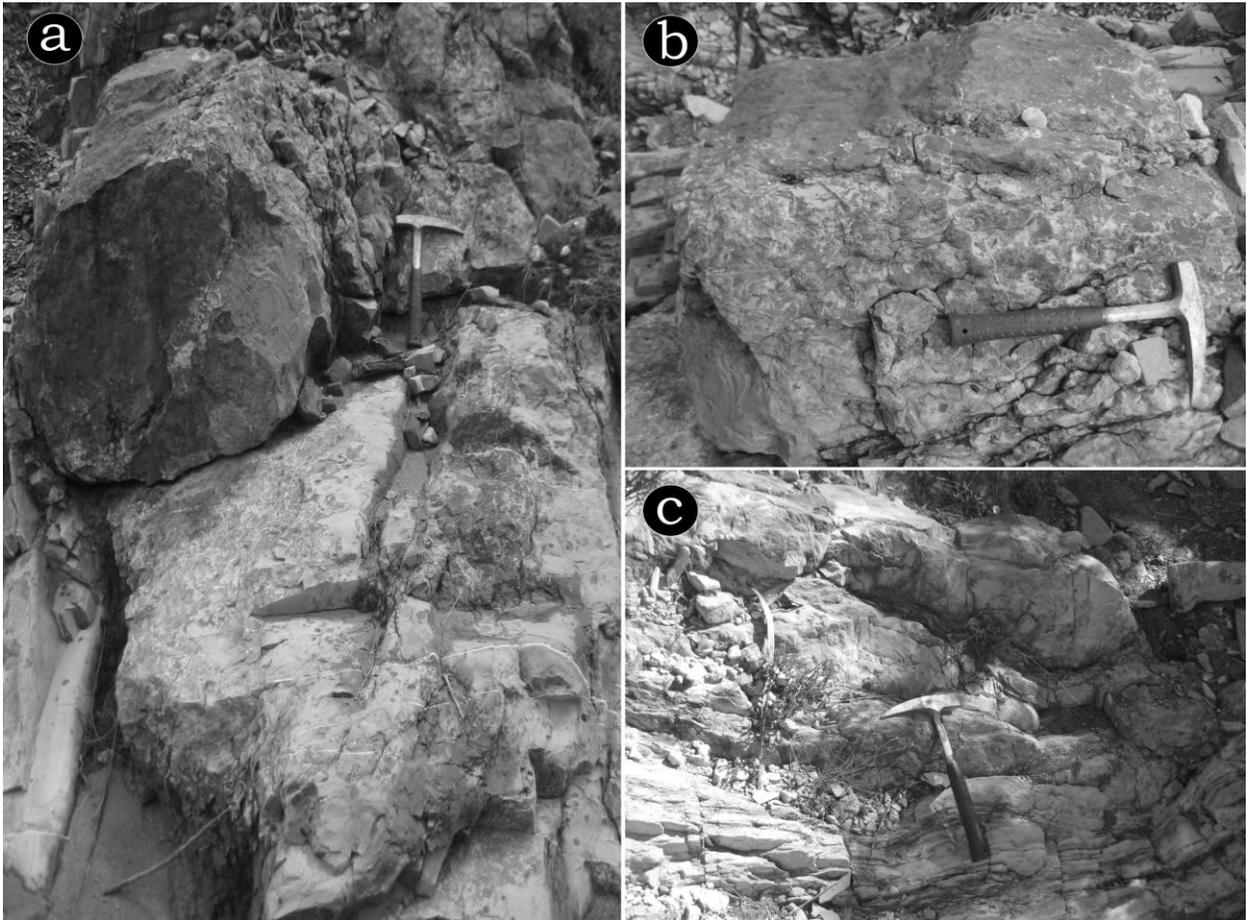


Figura 3. 2 Fotografías de la clase de facies conglomerática: (a), (b) y (c) conglomerado masivo monomítico, constituido por clástos subredondeados de caliza con textura packestone-wackestone.

3.3.2 Clase de Facies Arenosas (CFA)

La clase de facies arenosas constituye el 30% del total de todas las facies que se encuentran en el área de estudio (Facies A1, A2, A3 y A4). Las características generales de la clase de facies arenosas son (**Tabla 3.1**): **i**) estratificación que varía de gruesa a delgada; **ii**) tamaño de grano que varía entre arenas finas y arenas muy gruesas, incluso gránulos finos; **iii**) gradación normal e inversa, laminación paralela, laminación cruzada tangencial, laminación convoluta, rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas, estratificación cruzada tipo *Hummocky* y *Swaley*, clástos flotados; **iv**) geometría de estratos recta, amalgamada y erosiva; **v**) índices de bioturbación que varían de ausente a común (BI 0-4; **Tabla 3.1**), caracterizados por la presencia de: *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp., *Chondrites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Palaeophycus* sp., *Megagraption submontanum*, *Scolicia strozzii*, *Zoophycus* sp.;

vi) intercalación de estratos de arenisca y lutita en una proporción 70%-30%, respectivamente.

Tabla 3. 1. Características de las facies y sub facies de la Formación Caracol

Facies	Sub Facies	Asociación de facies	Tamaño de grano	Estructuras y observaciones	BI	Icnofósiles	Procesos de transporte y depósito
FCg		AF4 AF7	Guijas-gránulos	Estratificación media a gruesa, con geometría acuñada y erosiva	0		Corrientes turbidíticas concentración o flujos de escombros Congelamiento debido a cohesión y fricción intergranular al disminuir la pendiente
A1		AF1	Arenas medias-finas	Estratificación delgada, con geometría paralela, discontinua y ondulada hacia la cima Laminación cruzada tipo tangencial Micro-fallas de tipo normal	1	<i>Skolithos</i> sp. <i>Thalasinoides</i> sp. <i>Planolites</i> sp.	Flujos unidireccionales Cambios graduales de flujo superior a inferior, asociados a procesos de oleaje
A2		AF1	Arenas medias-gruesas	Estratificación con geometría paralela Estratificación cruzada tipo <i>Hummocky</i> y <i>Swaley</i> Surcos de erosión Marcas de arrastre	1	<i>Thalasinoides</i> sp. <i>Skolithos</i> sp. <i>Planolites</i> sp. <i>Palaeophycus</i> sp. <i>Ophiomorpha</i> sp.	Flujo combinado indicando la coexistencia de acción fuerte del oleaje
A3		AF2	Arenas finas	Estratificación delgada con geometría tabular y erosiva Rizaduras escalonadas Marcas de arrastre y turboglifos	0-1	<i>Thalasinoides</i> sp.	Flujos no uniformes con disminución de la turbulencia en distancias cortas, ocasionando pérdida en la capacidad de transporte y el depósito rápido del sedimento en suspensión
A4	A4.1	AF2	Arenas muy gruesas-gruesas	Estratificación gruesa-media, con geometría acuñada y erosiva Turboglifos y surcos de erosión	0		Corrientes turbidíticas de alta concentración Depósito del sedimento en suspensión, ausencia de un proceso traccional durante el proceso de depósito o decaimiento total del flujo

Tabla 3.1. Características de las facies y sub facies de la Formación Caracol (Continuación).

Facies	Sub Facies	Asociación de facies	Tamaño de grano	Estructuras y observaciones	BI	Icnofósiles	Procesos de transporte y depósito
	A4.2	AF4 AF5 AF6 AF7 AF8	Arenas muy gruesas-gruesas	Estratificación gruesa, con geometría tabular paralela y ocasionalmente erosiva Estratos amalgamados Clástos flotados	0		Corrientes turbidíticas de alta concentración Depósito asociado con la desaceleración del flujo o decaimiento total del flujo
	A4.3	AF4 AF7 AF8	Arenas muy gruesas-gruesas	Estratificación delgada con geometrías rectas y erosivas Clástos flotados	0-3	<i>Chondrites</i> sp. <i>Megagraption submontanum</i>	Fuertes corrientes de fondo, bajo condiciones de alta densidad Depósito atribuido al desarrollo de procesos de tracción
	A4.4	AF4 AF5 AF6 AF7 AF8	Arenas muy gruesas-medias	Laminación paralela Carpetas de tracción Clástos flotados Surcos de erosión Marcas de arrastre de partículas	1-3	<i>Zoophycus</i> sp. <i>Chondrites</i> sp. <i>Strobilorhaphé glandifer</i> <i>Scolicia strozzii</i> <i>Palaeophycus tubularis</i>	Corrientes turbidíticas de alta concentración Depósito rápido, grano a grano, debido al congelamiento por fricción producido por cizalla en la base de la corriente
	A4.5	AF4 AF6	Arenas muy gruesas-finas	Gradación normal Rizaduras asimétricas Estratificación cruzada tipo tangencial Surcos de erosión Marcas de arrastre de partículas Turboglifos Estratos amalgamados	3-4	<i>Palaeophycus tubularis</i> <i>Megagraption submontanum</i> <i>Chondrites</i> sp.	Corrientes turbidíticas diluidas o fuertes corrientes de fondo dentro de canales confinados. Proceso deposicional asociado a: i) suspensión intermitente, debido a la dispersión de granos; ii) desarrollo de avalanchas
AL1		AF8	Arenas medias-finas	Estratificación media-muy delgada, con geometría recta y límites altamente erosivos <i>Mud chips</i> Estructuras de carga Marcas de arrastre de partículas	3-5	<i>Scolicia strozzii</i> , <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Strobilorhaphé glandifer</i> , <i>Protopaleodityon spinela</i> <i>Chondrites</i> sp.	Corrientes turbidíticas de alta concentración ricas en lodo o flujos de escombros arenosos. Proceso de depósito asociado con el incremento de la fricción intergranular o al aumento de la cohesión entre los granos, asociado a depósitos en masa

Tabla 3.1. Características de las facies y sub facies de la Formación Caracol (Continuación).

Facies	Sub Facies	Asociación de facies	Tamaño de grano	Estructuras y observaciones	BI	Iconofósiles	Procesos de transporte y depósito
AL2	AL2.1	AF1 AF2 AF3	Arenas medias-finas	Estratificación delgada a media, geometría paralela y ondulada Gradación normal Laminación paralela Rizaduras asimétricas Surcos de erosión Marcas de arrastre	2-4	<i>Palaeophycus</i> sp. <i>Planolites</i> <i>Ophiomorpha</i> sp. <i>Chondrites</i> <i>Thalasinoides</i> sp.	Corrientes turbidíticas de baja densidad Flujos episódicos de baja energía
	AL2.2	AF4 AF5 AF7 AF8	Arenas gruesas-finas	Gradación normal Laminación paralela Rizaduras Carpetas de tracción Pliegues sinsedimentarios Estructuras de carga Marcas de arrastre de partículas Surcos de erosión	3	<i>Chondrites</i> sp. <i>Palaeophycus tubularis</i> <i>Cosmophorae sinuosa</i> <i>Megagraption submontanum</i>	Corrientes turbidíticas de alta densidad Mecanismo de depósito grano a grano de las partículas en suspensión
AL3	AL3.1	AF2	Arenas finas-medias	Estratificación delgada con geometría tabular Laminación paralela y gradación normal Volcanes de arena Estructuras en disco y plato Marcas de arrastre de partículas	0		Régimen de flujo superior, representando el transporte y depósito mediante flujos unidireccionales
	AL3.2	AF6 AF7 AF8	Arenas medias-finas	Gradación normal Laminación paralela Rizaduras escalonadas Laminación convoluta Pliegues sinsedimentarios Estructuras de carga Surcos de erosión	3-4	<i>Palaeophycus tubularis</i> <i>Cosmorhapse sinuosa</i>	Corrientes diluidas o corrientes de fondo, con depósito grano a grano por suspensión y posteriormente por procesos de tracción
L1		AF3	Limos	Depósitos masivos de limolitas, carentes de estructuras sedimentarias de carácter interno	0		

Tabla 3.1. Características de las facies y sub facies de la Formación Caracol (Continuación).							
Facies	Sub Facies	Asociación de facies	Tamaño de grano	Estructuras y observaciones	BI	Icnofósiles	Procesos de transporte y depósito
L2		AF4 AF6 AF8	Lutitas y arenas de grano fino	Estratos de arenisca muy delgados a delgados con rizaduras asimétricas	0		Transporte por corrientes turbidíticas de baja concentración Depósito del sedimento en suspensión grano a grano
CAO		AF10	Limos-arenas gruesas	Pliegues sinsedimentarios Clástos exóticos Estratos contorneados y deformados			Transporte en masa del sedimento, mediante <i>slumps</i>

Considerando el espesor de los estratos, la granulometría de las arenas, la presencia y/o ausencia de la Secuencia Bouma y el contenido icnofaunístico la **CFA** se ha dividido en cuatro facies (A1, A2, A3 y A4) y cinco sub facies (A4.1, A4.2, A4.3, A4.4, A4.5; **Tabla 3.1**).

3.3.2.1 Facies A1: Arenisca con laminación cruzada tangencial

La facies **A1** representa el 15% del total de facies que conforman la clase de facies arenosa (**CFA**). Dicha facies está constituida por arenisca de grano fino a medio, en estratos delgados (15 cm) a medios (20 cm) con geometrías paralelas, discontinuas y ondulantes. La estructura sedimentaria que caracteriza a esta facies es la presencia de laminación cruzada de tipo tangencial con ángulos de inclinación de los *sets* que varían entre 20° y 35°, en *sets* de 15 a 20 cm, las superficies entre éstos es planar, discordante y homogénea (cf., Allen, 1963; **Figuras 3.3a y 3.3b; Tabla 3.1**).

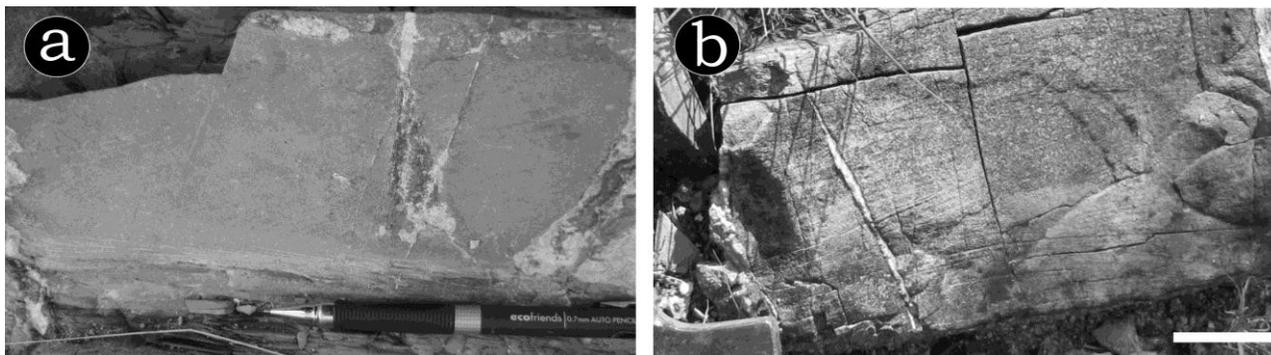


Figura 3.3 Fotografías de la Facies A1: (a) laminación cruzada, muestra ~30° de inclinación; y (b) laminación cruzada con ~20° de inclinación. Tamaño de la barra 7 cm.

Frecuentemente, en la parte superior de los estratos se exponen microfallas de tipo normal sintéticas, las cuales se encuentran cercanamente espaciadas (~1cm) y con saltos de falla que varían entre 0.5 y 1cm. A la base de los estratos se observan surcos de erosión y marcas de arrastre y saltación de partículas. El índice de bioturbación es escaso (BI-1; **Tabla 3.1**) y está representado por los icnogéneros de *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp., de tamaños pequeños (2-4 cm), localizados predominantemente a la base del estrato y esporádicamente en la parte media (**Figuras 3.4a y 3.4b; Tabla 3.1**). La facies se distribuye en toda el área de estudio (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), sobreyace a la facies **L2**, sub facies **AL2.1**, y subyace a las facies **A3** y **L1** sub facies **AL2.1** (**Figuras 3.5 y 3.6; Tabla 3.1**).

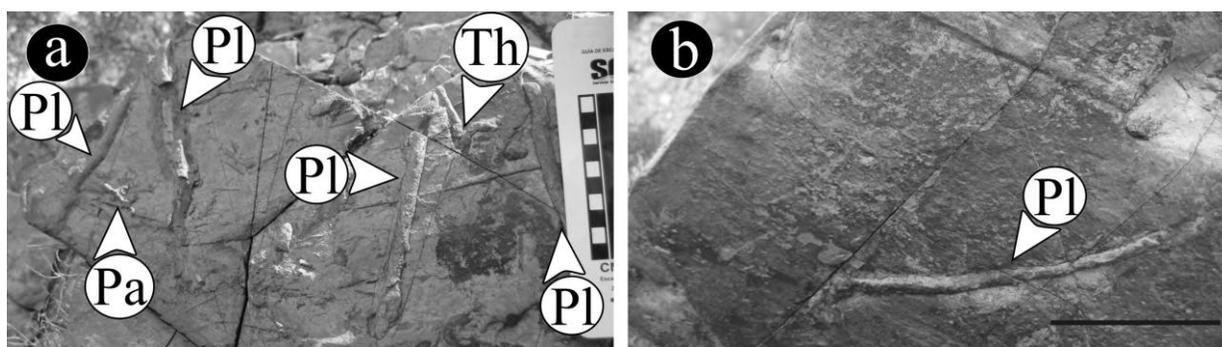


Figura 3. 4 Fotografías de los icnogéneros de Facies A1: (a) Th= *Thalassinoides* sp., Pl=*Planolites* sp., Pa=*Palaeophycus* sp., y (b) Pl=*Planolites* sp. Tamaño de la barra 5 cm.

Interpretación hidrodinámica

El origen de la laminación cruzada de tipo tangencial, comúnmente, está asociado con la migración de rizaduras, megarizaduras o dunas con línea de cresta sinuosa o recta, desarrolladas en diversos ambientes sedimentarios, bajo las condiciones de un régimen de flujo inferior (Allen, 1963 y 1968). Diversos autores señalan que el origen más común de la laminación cruzada de tipo planar, está relacionado con la migración de rizaduras con crestas rectas o sinuosas, y corresponde a ambientes de aguas someras, y puede estar asociado con el desarrollo de bancos aislados de arenas (Sorby, 1908; Nevin y Trainer, 1927; Thompson, 1937; Mckee, 1957a; Leopold y Wolman, 1957; Mckee y Steerret, 1961; Hoyt, 1962). Bridge (1997) señala que la laminación cruzada representa una de las estructuras más comunes desarrolladas en ambientes

fluviales, formadas por la migración de rizaduras y dunas. Bhattacharya y Davies (2001) sugieren que las fallas normales sin-sedimentarias son producto de la deformación en sedimentos semi-consolidados, cuyo origen puede ser sincrónico con el desarrollo de estratificación cruzada, durante el depósito de arenas densas sobre lodos poco consolidados. Por otro lado, Rider (1978) propone que el crecimiento de las fallas sintectónicas es el resultado de la progradación del frente deltáico, en el cual las arenas poco consolidadas son depositadas sobre lodos dentro del prodelta. La *suite* icnofaunística de la facies **A1** comprende trazas de organismos que muestran estructuras morfológicas simples, correspondientes a organismos alimentados del sustrato y carnívoros, como también escasas estructuras verticales o inclinadas relacionadas con organismos que se alimentan de material en suspensión.

3.3.2.2 Facies A2: Arenisca con estratificación cruzada tipo *Hummocky* o *Swaley*

La facies **A2** constituye el 10% del total de facies de areniscas de la clase de facies arenosa. La presencia de estratificación cruzada tipo *Hummocky* (**Figuras 3.7a y 3.7b; Tabla 3.1**) y/o *Swaley* (**Figuras 3.7c y 3.7d; Tabla 3.1**), dentro de estratos de areniscas de grano medio a grueso, caracteriza a esta facies. Los estratos muestran espesores medios (17-25 cm), geometrías paralelas, poco continuas y ondulantes. La estratificación cruzada de tipo *Hummocky* se presenta en *sets* de laminaciones de bajo ángulo (<10°) con espesores de 5 a 7 cm, las cuales se truncan para dar un aspecto hamacado como lo ha descrito Harms *et al.* (1975; **Figura 3.7b**). La base de los estratos exhiben gradación normal, observándose ocasionalmente fragmentos fósiles retrabajados de *Inoceramus labiatus*. En algunos afloramientos, es común observar surcos de erosión con tamaños que varían entre 2 y 4 cm. La cima de los estratos pueden presentar rizaduras simétricas con longitudes de onda que varían entre 8 cm y 12 cm. Los estratos de arenisca exhiben ocasionalmente a la cima estructuras truncadas correspondientes a estratificación cruzada tipo *Swaley*, con longitudes que oscilan entre 15 y 20 cm. El índice de bioturbación que presenta la facies **A2** varía de escaso a poco común (BI 1-2; **Tabla 3.1**) y está representado por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Skolithos* sp., *Planolites*

sp., (**Figura 3.8a**) *Palaeophycus* sp., (**Figura 3.8b**) y ocasionalmente *Ophiomorpa* sp., localizados hacia la base de los estratos.

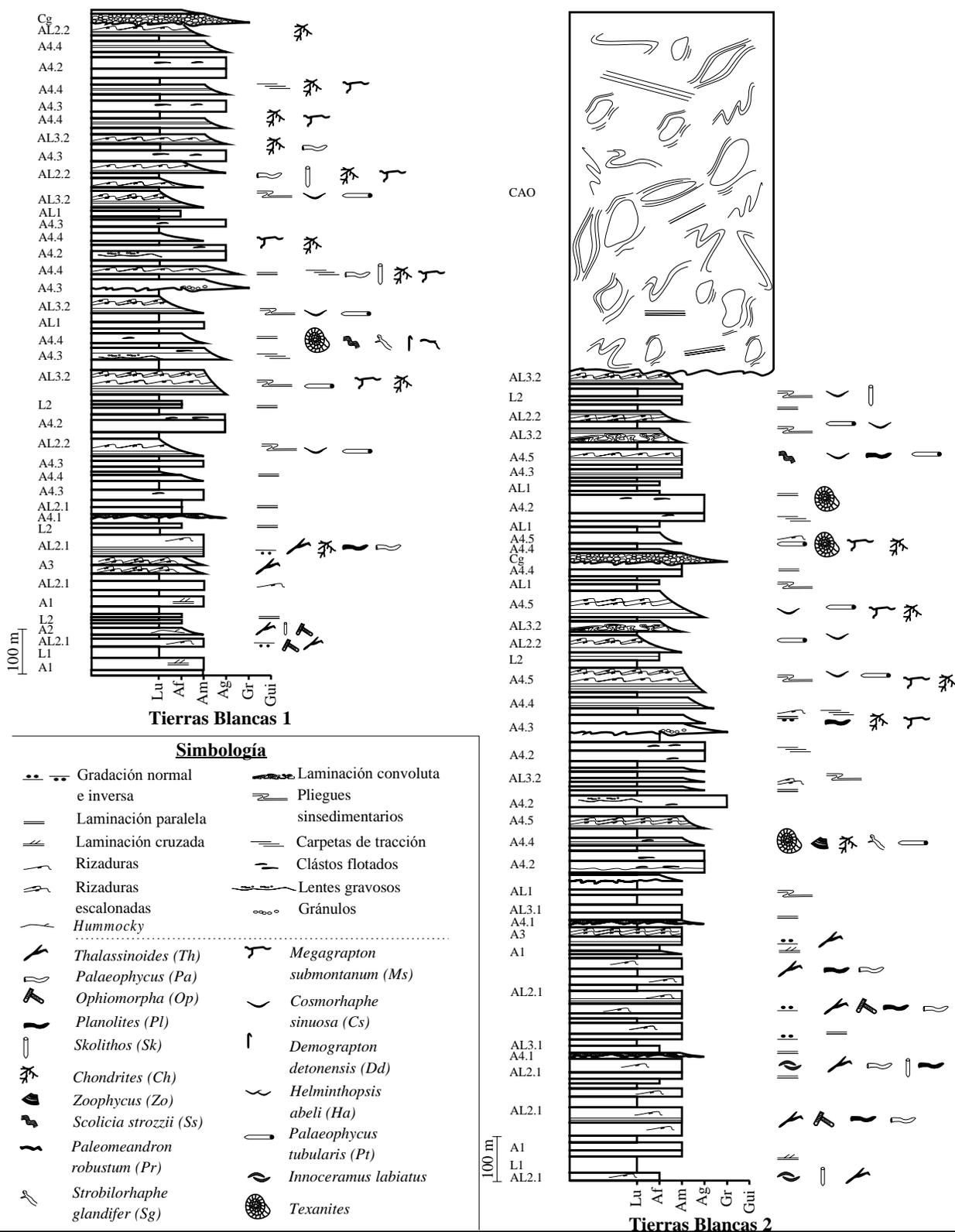


Figura 3. 5 Perfiles sedimentológicos condensados que ilustran las facies y sub facies de los perfiles Tierras Blancas 1 y Tierras Blancas 2, localizados en la porción frontal del anticlinal La Caja.

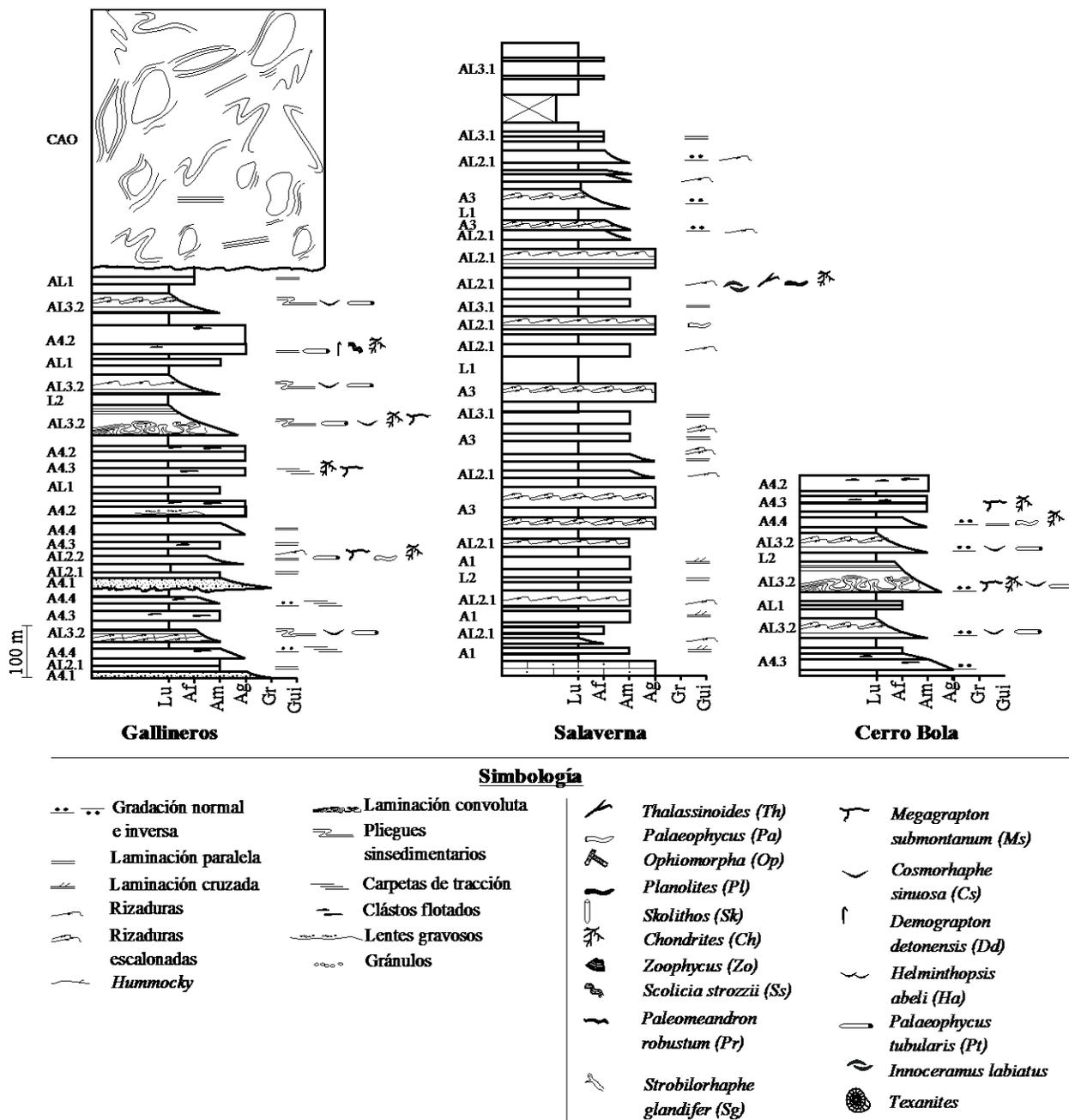


Figura 3. 6 Perfiles sedimentológicos condensados que ilustran las facies y sub facies de los perfiles Gallineros y Cerro Bola, ubicados en la porción frontal del anticlinal La Caja, y Salaverna, localizado en la parte trasera del anticlinal La Caja.

La facies se presenta en el perfil Tierras Blancas 2 (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), (**Figura 3.5**), en donde sobreyace de manera erosiva a la sub facies **AL2.1**, y subyace a la facies **L2** y a la sub facies **AL2.1** (**Figura 3.5**).

Interpretación hidrodinámica

La estratificación cruzada tipo *Hummocky* es una estructura formada por la interacción del oleaje y las tormentas (Harms *et al.*, 1975; Dott y Bourgeois,

1982; Aigner, 1985; Collinson y Thompson, 1989; Yang *et al.*, 2006). Dott y Bourgeois (1982) señalan que la formación de la estratificación cruzada tipo *Hummocky* esta comúnmente asociada con sedimentos de tamaños de arenas finas, derivados del *offshore* o *shoreface*, los cuales son depositados sobre el nivel base del oleaje.

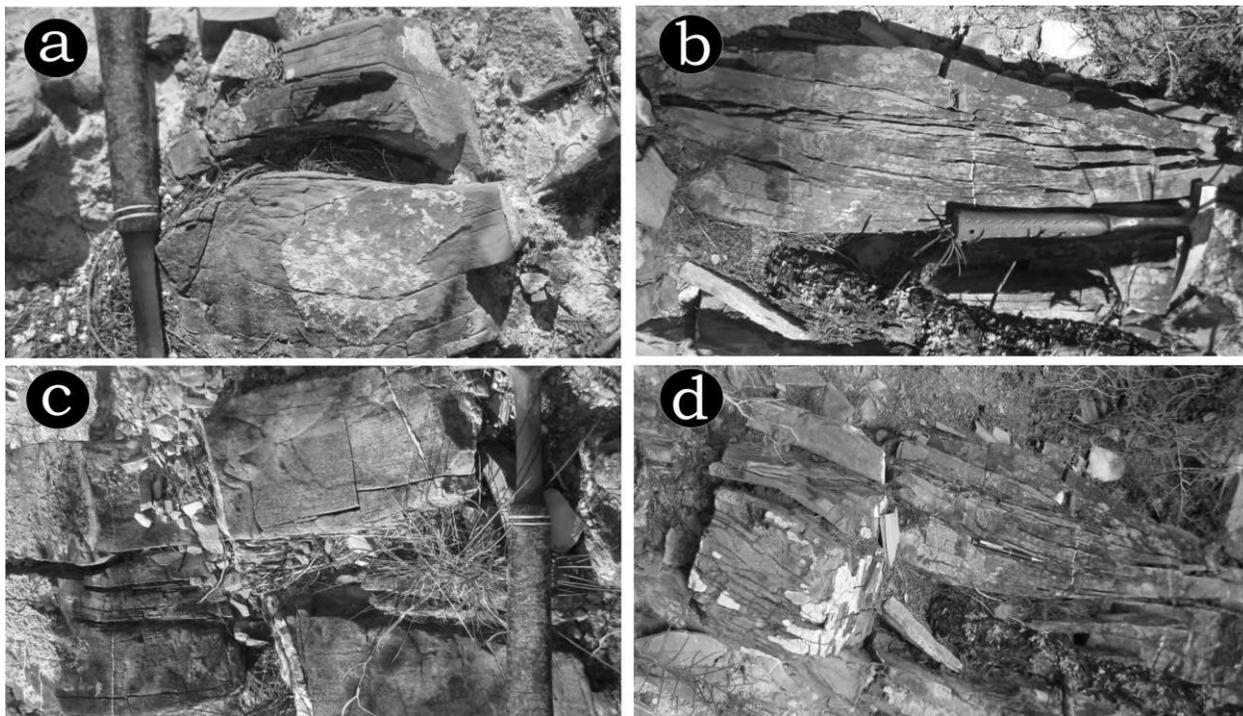


Figura 3. 7 Fotografías de la FA3: (a) y (b) estratificación cruzada tipo *Hummocky*; (c) y (d) estratificación cruzada tipo *Swaley*.

El proceso de depósito de la estratificación cruzada tipo *Hummocky* involucra la caída del sedimento en suspensión y desarrollo del flujo de tracción lateral, debido a la oscilación del oleaje (Dott y Bourgeois, 1982; Duke, 1985). Dott y Bourgeois (1982) señalan que bajo flujos intensamente oscilatorios, olas de gran tamaño, pueden atrapar arena sobre una superficie irregular y moldearla dentro de hamacas y *swales* circularmente rugosas y carentes de orientación. Los mismos autores afirman que las condiciones hidrodinámicas que rigen la formación de estratificación cruzada tipo *Hummocky* son análogas con la transición de condiciones de estratos dentro de un régimen de flujo superior, que se desarrollan en flujos unidireccionales. La estratificación cruzada tipo *Swaley* representa una variante de la estratificación cruzada tipo *Hummocky*, en la cual la parte superior hamacada se trunca, debido a corrientes

posteriores y únicamente se preserva la parte inferior (*swales*; Leckie y Walker, 1982; Dott y Bourgeois, 1982).

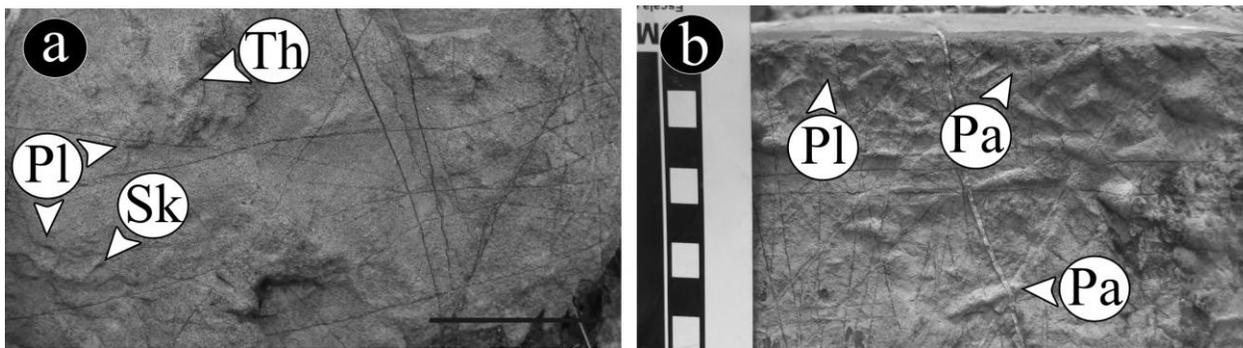


Figura 3. 8 Fotografías de los icnogéneros de Facies A2: (a) Th= *Thalassinoides* sp., Pl=*Planolites*, Sk=*Skolithos* sp., y (b) Pl=*Planolites* sp., Pa=*Palaeophycus* sp. Tamaño de la barra 5 cm.

Las trazas de *Thalassinoides* sp., y *Skolithos* sp. representan organismos alimentados del sustrato y carnívoros, como también organismos que se alimentan de suspensión.

3.3.2.3 Facies A3: Arenisca con rizaduras escalonadas y *Thalassinoides*

La facies **A3** representa el 10% del total de facies que conforman la clase de facies arenosa (**CFA**; **Tabla 3.1**), consiste de areniscas con granulometría de arenas finas. Presenta estratos delgados con espesores de 5 a 10 cm, que exponen geometría tabular y erosiva. Las estructuras sedimentarias que caracterizan a esta facies son rizaduras escalonadas con longitudes de 13 a 18 cm y espesores que oscilan entre y 10 cm, presentes en *sets* de 7 a 15 cm (**Figuras 3.9a y 3.9b**; **Tabla 3.1**). El índice de bioturbación de esta facies varia de ausente a escaso (BI 0-1), representado por el icnofosil de *Thalassinoides* sp., (**Figuras 3.10a y 3.10b**; **Tabla 3.1**). En la base de los estratos ocasionalmente se presentan depósitos de granos con tamaños de gránulos y/o arenas gruesas, así como marcas de arrastre de partículas y turboglifos con longitudes de 2 a 4 cm. Esta facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y Tierras Blancas 2 (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), donde sobreyace las facies **A1**, **L1**, sub facies **AL3.1**, y subyace a la facies **L1**, sub facies **AL2.1** y **A4.1** (**Figura 3.5**).

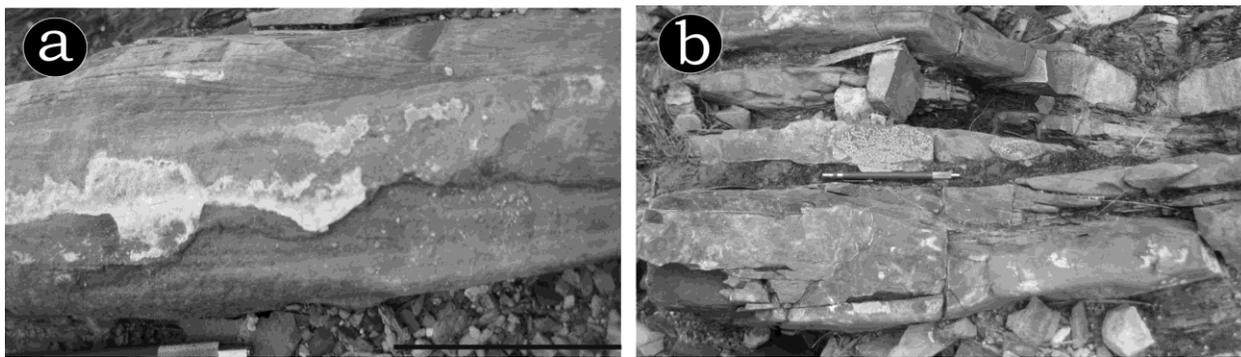


Figura 3. 9 Fotografías de la FA3: (a) y (b) areniscas de estratificación delgada con rizaduras escalonadas. Tamaño de la barra 7 cm.

Interpretación hidrodinámica

Las rizaduras escalonadas resultan de la remoción incompleta del sedimento y de la migración de rizaduras dentro de un régimen de flujo constante, lo cual favorece la superposición de las rizaduras superiores sobre las rizaduras inferiores. Dichas estructuras representan un transporte de corrientes de fondo y altas tasas de sedimentación de la carga en suspensión, dentro de un régimen de flujo inferior (Walker, 1963; Srodon, 1974; Allen, 1968). Las rizaduras escalonadas están asociadas con flujos no uniformes, que se expanden por la pérdida de confinamiento o disminución en el gradiente de la pendiente, lo cual favorece que la intensidad de la turbulencia disminuya en distancias relativamente cortas (Zane *et al.*, 2012), propiciando la pérdida abrupta de su capacidad de transporte de sedimentos (cf., Hiscott, 1994; Kneller, 1995), y el depósito rápido de la carga en suspensión (Zane *et al.*, 2012). Las rizaduras escalonadas pueden representar tasas de sedimentación de corta duración (Sorby, 1908; Walker, 1969; Allen, 1970 y 1973), cuya formación deriva de corrientes unidireccionales desarrolladas en montes de barras, sistemas deltáicos influenciados por ríos (Ashley *et al.*, 1982; Van der Berg y Gelder, 1993; Li *et al.*, 2010), como sistemas turbidíticos (canales, *levee*; Sorby y 1908). Allen (1973) señala que el estudio de rizaduras escalonadas permite el entendimiento de procesos de inundación relacionados con ríos y corrientes turbidíticas. La presencia de *Thalassinoides* sp., representa trazas inclinadas y verticales de organismos alimentados del material en suspensión, en tanto que los bajos índices de bioturbación y la escasa variedad de icnogéneros refleja condiciones altamente estresantes (MacEachern *et al.*, 2007).



Figura 3. 10 Fotografías de los icnogéneros de la Facies A3: (a) y (b) Th=Thalassinoides.

3.3.2.4 Facies A4: Arenisca con estratificación gruesa a media

La facies de arenisca con estratificación gruesa a media (**A4**; **Tabla 3.1**) constituye el 65% del total de facies arenosas que conforman la **CFA** (**Tabla 3.1**). La facies **A4** se caracteriza por la presencia de (**Tabla 3.1**): i) depósitos de arenisca con estratificación gruesa a media, granulometría de arenas medias a gruesas; ii) estratos de arenisca amalgamados; iii) estratos de arenisca masivos; iv) laminación paralela; v) rizaduras; vi) clástos flotados; vi) índice de bioturbación que oscila entre ausente y abundante (BI 0-4), representado por los icnogéneros: *Megagraption submontanum*, *Palaeophycus* sp., *Chondrites* sp., *Scolicia strozzii*, *Planolites* sp., *Zoophycus* sp., (**Tabla 3.1**). La facies **A4** se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras blancas 2, Gallineros y Cerro Bola (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1).

Considerando la presencia y/o ausencia de estructuras sedimentarias y el contenido icnofaunístico, la facies **A4** se divide en cinco sub facies (**Tabla 3.1**).

3.3.2.4.1 Sub Facies A4.1: Arenisca masiva de grano grueso-medio con límites erosivos y estratos acuñaados

La sub facies **A4.1** se caracteriza por presentar estratos masivos de areniscas de grano grueso, que muestran coloración rojiza y contactos altamente erosivos (**Figura 3.11a**; **Tabla 3.1**). El espesor de los estratos varía de delgado (~10 cm) a medio (~45 cm) con geometría acuñaada. Las estructuras de base consisten de surcos de erosión (**Figura 3.11b**) y turboglifos, que se muestran en tamaños medianos y pequeños (~10 a 5 cm). Esta facies carece de fósiles traza (BI-0; **Tabla 3.1**). La sub facies **A4.1** se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Cerro Bola (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), donde

sobreyace de manera erosiva a la facies **A3**, **L2**, sub facies **AL2.1** y subyace a la sub facies **A4.4**, **AL2.1** y **AL3.1** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

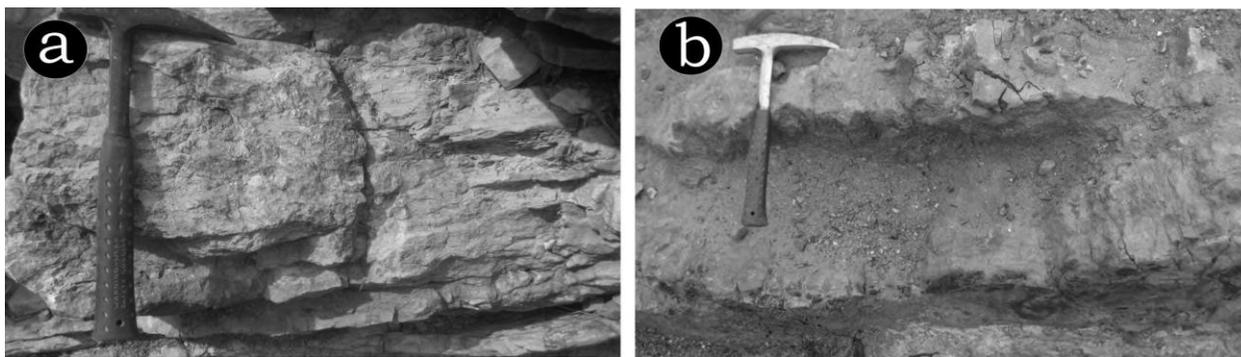


Figura 3. 11 Fotografías de la sub facies A4.1: (a) y (b) estratos de arenisca masiva de grano grueso, con límites erosivos.

Interpretación hidrodinámica

Blatt et al. (1972), **Reineck y Singh** (1980) y **Ricci-Lucchi** (1995), han documentado que los estratos de areniscas masivos que carecen de estructuras sedimentarias representan el depósito rápido del sedimento transportado en suspensión, evidenciando la ausencia de la fase de tracción durante el proceso de depósito. Otros autores atribuyen la ausencia de estructuras sedimentarias de carácter interno a: i) altas y continuas tasas de sedimentación asociadas a corrientes turbidíticas de alta densidad (cf., **Arnott y Hand**, 1989; **Allen** 1991; **Sparks**, 1993; **Stevenson y Peakall**, 2010), que posibilitan el decaimiento rápido del flujo (cf., **Kneller y Branney**, 1995; **Arnott y Hand**, 1989); ii) erosión post-deposicional de las divisiones Tb y Tc de Bouma, debido a corrientes de fondo (**Baas**, 2004) y, iii) al decaimiento total del flujo, donde la estabilidad de la corriente turbidítica de alta densidad, es relativamente corta para propiciar la formación de las divisiones Tb y Tc (**Allen y Friend**, 1976; **Baas**, 2004).

3.3.2.4.2 Sub Facies A4.2: Arenisca masiva con estratos gruesos y amalgamados

La sub facies **A4.2** consta de areniscas de grano grueso y se caracteriza por presentar estratos masivos con espesores gruesos a medios (25 a 70 cm). La geometría de los estratos es tabular y paralela, ocasionalmente erosiva, y frecuentemente se presentan amalgamados (**Figuras 3.12a y 3.12b**; **Tabla 3.1**). Esta facies no muestra estructuras sedimentarias internas (**Figura 3.12c**).

En algunos estratos es común observar cláustos flotados de lutitas de 2 a 12 cm de largo y 2 a 3 cm de ancho a la cima del estrato (**Figura 3.12d; Tabla 3.1**). El índice de bioturbación de la sub facies **A4.2** es ausente (BI-0; **Tabla 3.1**). Dicha sub facies aflora en las localidades de Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Gallineros (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), donde sobreyace a la facies **AL1**, sub facies **A4.3**, **A4.4**, **4.5**, **AL2.2** y **AL3.2**, y subyace a las facies **AL1**, **L2**, sub facies **A4.3**, **A4.4** y **AL3.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

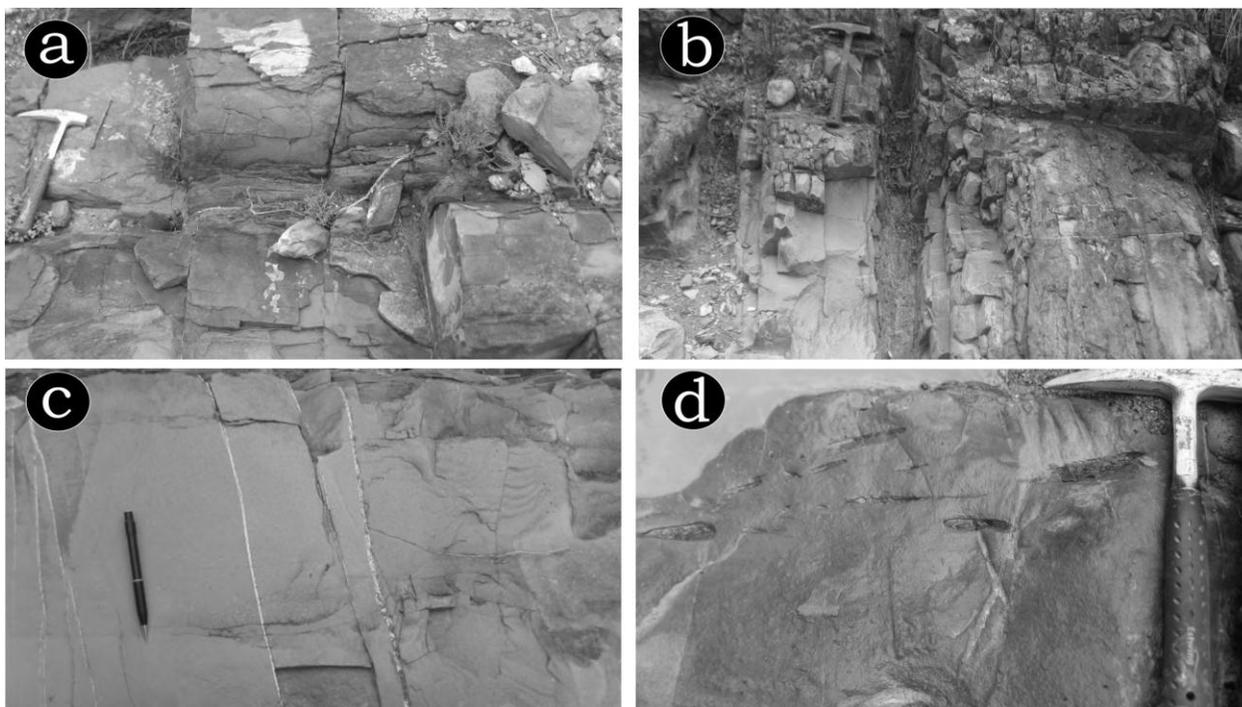


Figura 3. 12 Fotografías de la sub facies **A4.2**: (a), (b) y (c) estratos de arenisca masiva de grano grueso, con estratos amalgamados y (d) cláustos flotados de lutita.

Interpretación hidrodinámica

Las características de la sub facies **A4.2**, como son estratos amalgamados de arenisca carentes de estructuras sedimentarias internas y la presencia de cláustos flotados de lutitas, son similares a las descritas en la facies **B1.1** dentro de la propuesta de Pickering *et al.* (1989) para depósitos profundos, quienes sugieren que el transporte corresponde a corrientes turbidíticas de alta concentración.

Los mismos autores, interpretan que el proceso de depósito resulta de la caída rápida del sedimento, debido al desarrollo de fricción intergranular a la base del

flujo. Mutti y Normark (1987) interpretan que las areniscas masivas con cláston flotados representan la aceleración del flujo y el depósito rápido de la carga de sedimento, debido a períodos de intensa turbulencia que se desarrollan durante un brinco hidráulico.

3.3.2.4.3 Sub Facies A4.3: Arenisca masiva de estratos delgados y grano grueso

La sub facies **A4.3** se caracteriza por presentar estratos de areniscas gruesas dentro de estratos delgados (~13 cm; **Tabla 3.1**). Los contactos entre los estratos son principalmente erosivos y rectos. El tamaño de grano es grueso y en menor proporción se presentan granos con tamaños de arenas medias (**Figuras 3.13a y 3.13b; Tabla 3.1**). Ocasionalmente, se presenta el depósito de material del tamaño de arenas muy gruesas hacia la base del estrato. La sub facies **A4.3** muestra cláston flotados de 1 a 3 cm de eje corto y de 5 a 15 cm de

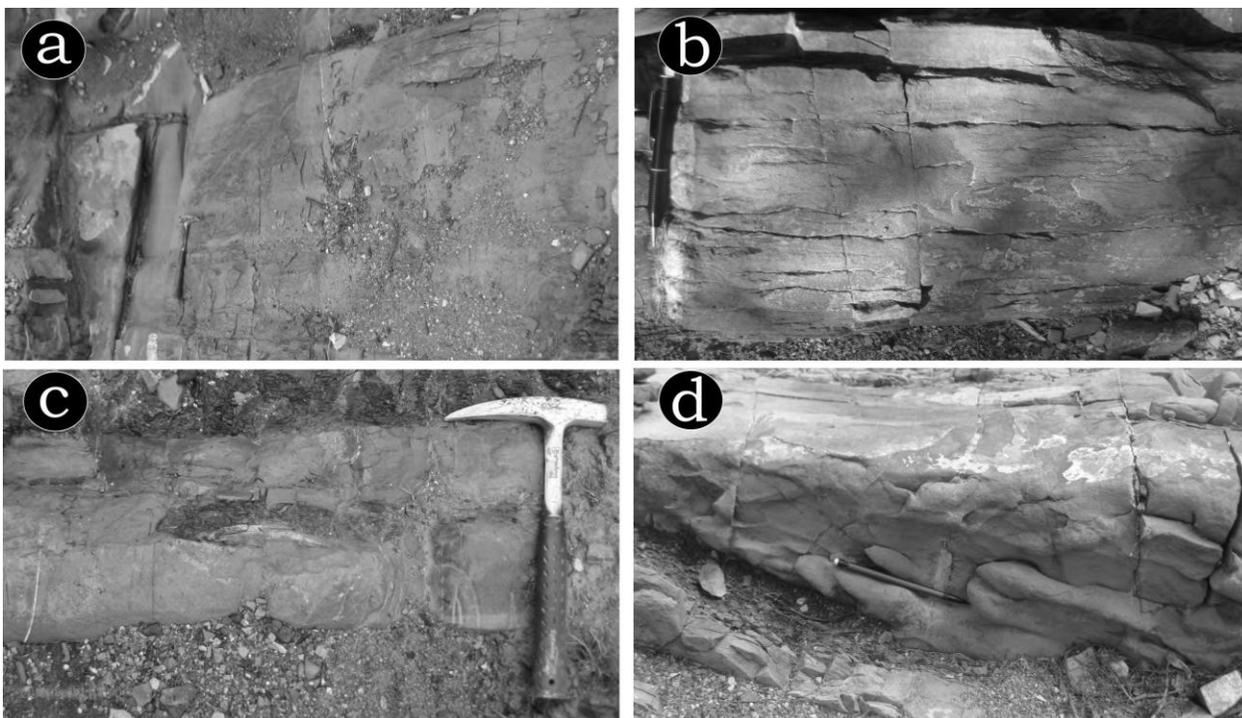


Figura 3. 13 Fotografías de la sub facies A4.3: (a) y (b) arenisca de grano grueso con estratos delgados, masivo, amalgamados, (c) cláston flotados de lutita y (d) surcos de erosión.

eje largo (**Figura 3.13c; Tabla 3.1**).

En la base muestran marcas de arrastre de partículas y surcos de erosión (**Figura 3.13d**). La sub facies **A4.3** se diferencia de la sub facies **A4.2** por la presencia de icnofósiles, muestra un índice de bioturbación que oscila entre

ausente y moderado (BI 0-3; **Tabla 3.1**), el cual esta representado por los icnogéneros *Megagraption submontanum* (**Figura 3.14a**) y *Chondrites* sp., presentes a la base y parte media de los estratos.

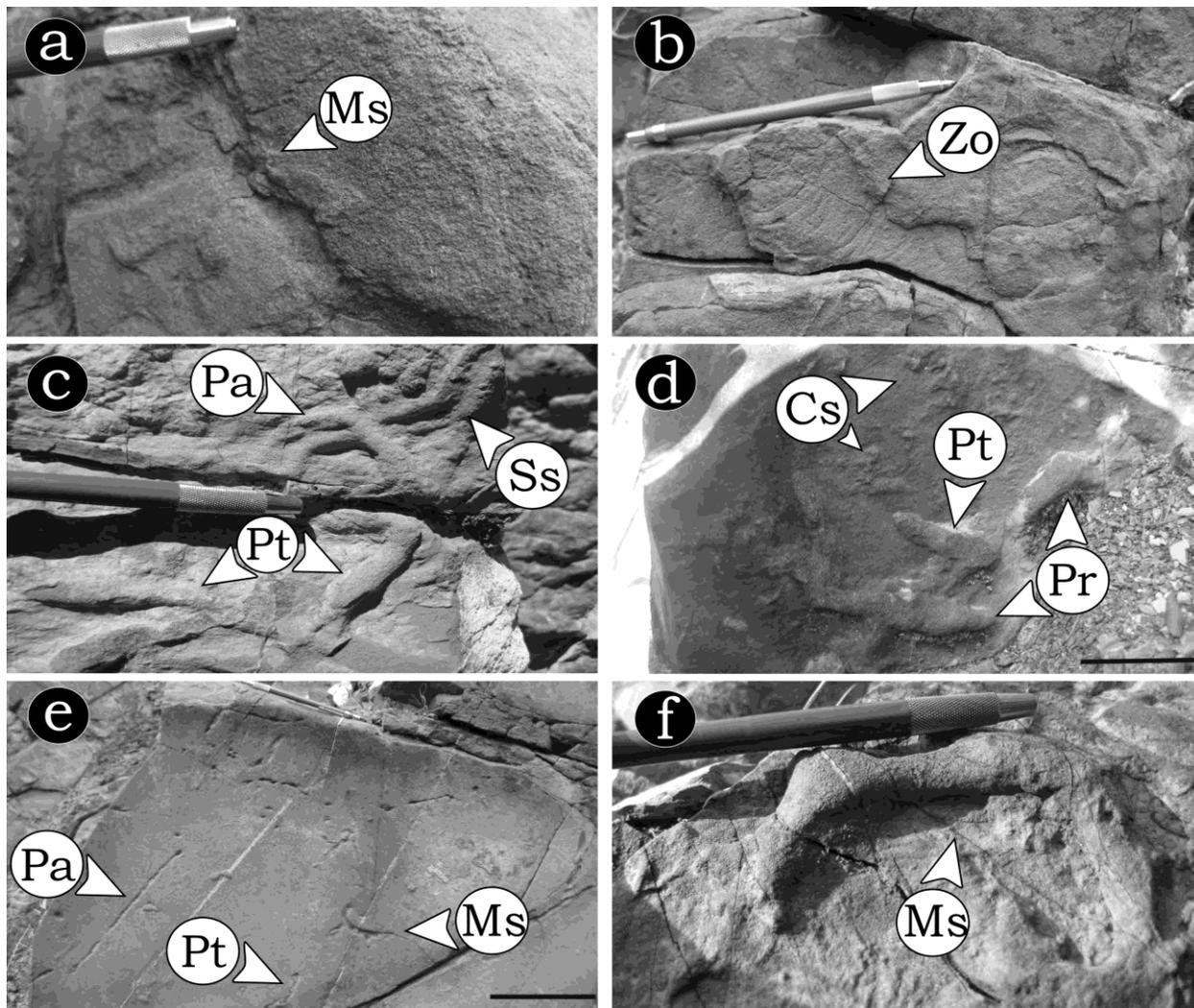


Figura 3. 14 Fotografías de los icnogéneros de la Facies A4: sub facies A4.2, (a) Ms=*Megagraption submontanum*, sub facies A4.3 (b) Zo= *Zoophycus*, (c) Pt=*Palaeophycus tubularis*, Pa=*Palaeophycus* y (d) Pr= *Paleomeandron robustum*, Pt=*Palaeophycus tubularis*, Cs=*Cosmophorae sinuosa*, sub facies A4.5 (e) Pa=*Palaeophycus*, Pt=*Planolites*, Ms=*Megagraption submontanum* (f) Ms=*Megagraption submontanum*. Tamaño de la barra 10 cm.

Se distribuye en los afloramientos de Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Cerro Bola, donde sobreyace a la facies **AL1**, subfacies **A4.2**, **A4.4**, **AL2.1**, **AL2.2**, **AL3.2**, y subyace a la facies **AL1**, sub facies **A4.2**, **A4.4**, **A4.5**, **AL2.2**, **AL3.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**; **Tabla 3.1**).

Interpretación hidrodinámica

La sub facies **A4.3** puede ser interpretada como un depósito de *lag*, asociado con procesos de tracción, donde el transporte de los sedimentos puede estar relacionado con fuertes corrientes de fondo, bajo condiciones de alta densidad (Pickering *et al.*, 1986; Ghibaud, 1992). Las características que presenta la sub facies **A4.3** son similares a las descritas para la facies **B1.2**, dentro del modelo propuesto por Pickering *et al.* (1986). Los fósiles traza de la sub facies **A4.3** corresponden a organismos cuyo patrón de perforación es regular y se atribuye a la combinación de actividad de alimentación y vivienda (e.g., Heard y Pickering, 2008).

3.3.2.4.4 Sub Facies A4.4: Arenisca con laminación paralela y carpetas de tracción

La sub facies **A4.4** consiste de areniscas de tamaño de arenas gruesas a medias, dentro de estratos con espesores que varían entre 20 y 35 cm, que exhiben geometría paralela y tabular (**Figura 3.15a; Tabla 3.1**). Las estructuras que distinguen a la sub facies **A4.4** consisten en gradación normal y/o inversa y laminación paralela (**Figura 3.15a; Tabal 3.1**). Ocasionalmente, se presentan cláustos flotados de lutitas, en la parte media y superior de los estratos, con tamaños que varían de 3 a 15 cm de eje largo y 1 a 2 cm de eje corto (**Figura 3.15b**). Hacia la base de los estratos se observan surcos de erosión (**Figura 3.15c**), marcas de arrastre y ocasionalmente se presentan pequeños rellenos de surcos. El contenido paleontológico de la sub facies **A4.4** consiste de amonites de la especie *Texanites*. Los icnogéneros presentes en esta facies son *Zoophycus* sp., (**Figura 3.14b**), *Chondrites* sp., *Scolicia strozzii*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* sp., *Strobilorhapse glandifer* (**Figuras 3.14b-3.14d**), los cuales representan un índice de bioturbación que varía de bajo a moderado (BI 1-3; **Tabla 3.1**). Esta sub facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Salaverna (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Sobreyace a las facies **AL1, Cg**, sub facies **A4.2, A4.3, AL2.1, AL3.2**, y subyace a las facies **AL1, L2, Cg**, sub facies **A4.1, A4.2, A4.3, A4.5, AL2.2, AL3.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

Interpretación hidrodinámica

Los estratos de arenisca con laminación paralela, gradación normal e inversa de la sub facies **A4.4** coinciden con las características descritas por Hiscott y Middleton (1979) para una facies similar de la Formación Tourelle (Ordovícico

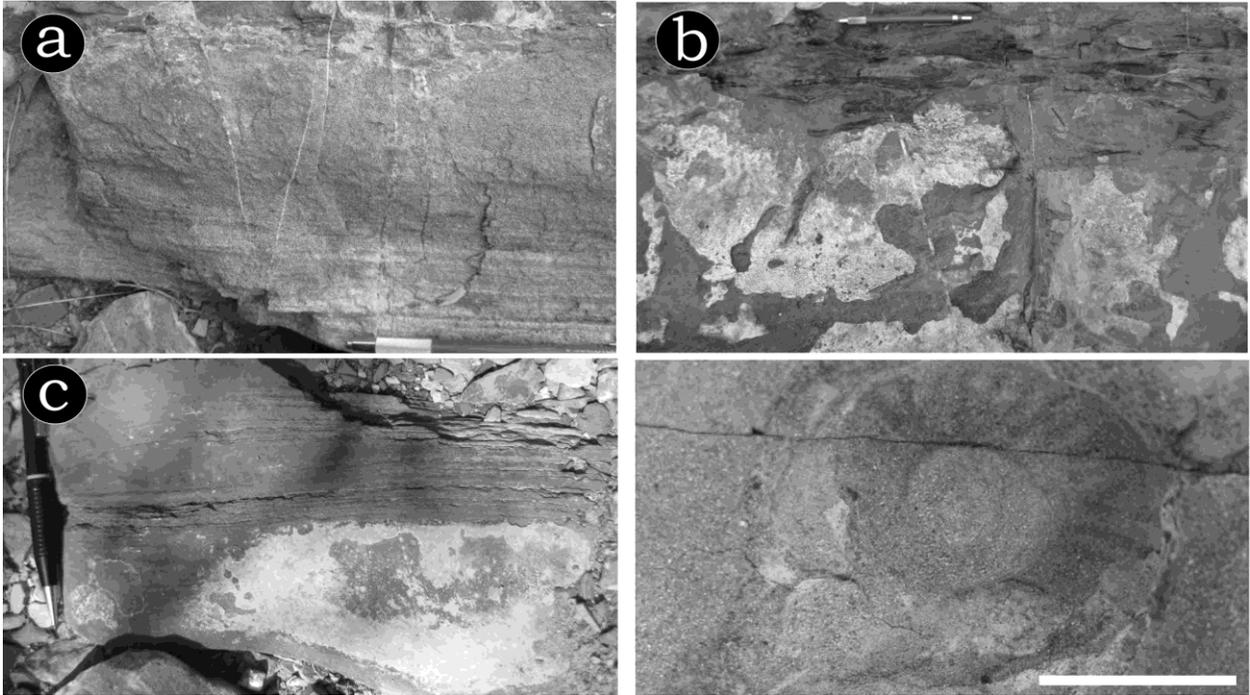


Figura 3. 15 Fotografías de la sub facies A4.4: (a) arenisca de grano grueso a medio que muestra carpetas de tracción y laminación paralela; (b) gradación normal y clastos flotados de lutita; (c) carpetas de tracción y surcos de erosión; (d) impresión de Amonite *Texanites* sp.

Temprano), en Quebec, Canadá; quienes además describen una superficie basal horizontal erosiva, una subdivisión inversamente gradada y una subdivisión masiva a la cima del estrato. Las características de la sub facies **A4.4** son similares a las de la facies A2.6 detallada por Pickering *et al.* (1986), quienes interpretan que el transporte de los sedimentos esta asociado con corrientes turbidíticas altamente concentradas, donde el mecanismo deposicional del sedimento que se encuentra en suspensión es rápido y grano a grano, debido al congelamiento por fricción que se produce en la base de la corriente turbidítica. Hendry (1972) señaló que el depósito de sedimentos de grano grueso y la presencia de laminación paralela pueden estar asociadas con fuertes corrientes de fondo. Las estructuras de los icnogéneros, tales como *Scolicia strozzii*, *Palaeophycus tubularis* y *Planolites* sp., corresponden a

organismos alimentados por el depósito, como también organismos que combinaban las actividades de vivienda y alimentación (Zhang, *et al.*, 2008).

3.3.2.4.5 Sub Facies A4.5: Arenisca con gradación normal y rizaduras asimétricas

La sub facies **A4.5** consiste de arenisca que presentan una granulometría de arenas gruesas a finas, con una rango de estratificación que varía de delgada a media (7 a 20 cm), geometrías rectas y ocasionalmente erosivas (**Figuras 3.16a y 3.16b; Tabla 3.1**). Esta sub facies se caracteriza por el desarrollo de gradación normal y rizaduras asimétricas, que presentan longitudes de onda que varían entre 10 y 15 cm y espesores de 7 a 10 cm (**Figuras 3.16a-3.16d; Tabla 3.1**). A la base de los estratos es común observar surcos de erosión, marcas de arrastre de partículas y turboglifos, y ocasionalmente gránulos o arenas gruesas.

Las trazas de la suite icnofaunística representan un índice de bioturbación que oscila entre moderado y común (BI 3-4; **Tabla 3.1**), consiste de los icnogéneros *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* sp., *Megagraption submontanum* con tamaños que varían de 7 a 15 cm de longitud, localizados hacia la base de estrato y

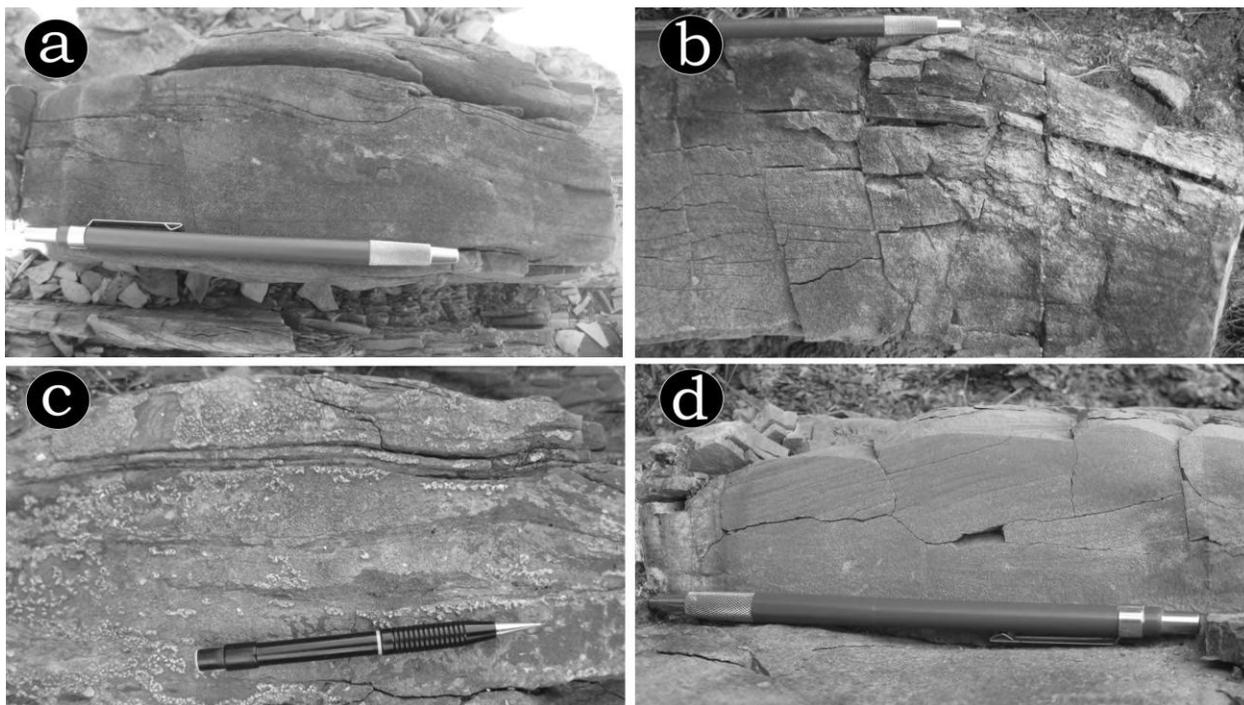


Figura 3. 16 Fotografías de la sub facies A4.5: (a), (b), (c) y (d) estratos de arenisca con gradación normal y rizaduras asimétricas.

ocasionalmente en la parte media (**Figuras 3.14e-3.14f; Tabla 3.1**). Se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros y Salaverna (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Sobreyace a la sub facies **A4.3** y **AL3.2**, y subyace a las facies **AL1** y **L2**, sub facies **A4.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

Interpretación hidrodinámica

La presencia de gradación normal y rizaduras en la sub facies **A4.5** son características similares a las descritas para la facies B2.2 dentro de la propuesta de Pickering *et al.* (1986), quienes interpretan un proceso de transporte de sedimentos por corrientes turbidíticas diluidas o fuertes corrientes de fondo dentro de canales confinados. El proceso deposicional ha sido asociado a: i) suspensión intermitente, debido a la dispersión de granos; ii) desarrollo de avalanchas (Mutti, 1977; Hiscott y Middleton, 1979; Pickering *et al.*, 1986). Los icnofósiles de la sub facie **A4.5** exponen patrones de perforación que registran la combinancia de las actividades de vivienda y alimentación del material en suspensión y del sustrato, en tanto que los índices de bioturbación reflejan condiciones estables de energía y aporte de nutrientes.

3.3.3 Clases de Facies de Areniscas Lodosas (CFAL)

La clase de facies de areniscas lodosas representa el 40% de las diferentes facies presentes en el área de estudio. Se caracteriza por presentar: i) estratos con espesor delgado a medio; ii) la secuencia parcialmente de Bouma (Tbc, Tbcd, Tcde); iii) pliegues sinsedimentarios; iv) índice de bioturbación que varía de moderado a abundante (BI 3-5), caracterizado por la presencia de los icnogéneros: *Chondrites* sp., *Scolicia strozzii*, *Strobilorhaphé glandifer*, *Lorenzina plana*, *Palaeophycus tubularis*, *Cosmophorae sinuosa*, *Megagraptón submontanum* (**Tabla 3.1**). Esta clase de facies se encuentra distribuida en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras blancas 2, Gallineros y Cerro Bola (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Considerando la presencia y/o ausencia de la Secuencia Bouma, el espesor de los estratos y el contenido icnofaunístico, la **CFAL** se divide en tres facies y cinco sub facies (**Tabla 3.1**).

3.3.3.1 Facies AL1: Arenisca lodosa masiva de estratificación media-delgada

La facies **AL1** representa el 15% del total de las facies de areniscas lodosas, se caracteriza por la intercalación de lutitas y areniscas con ausencia de estructuras sedimentarias. La facies de arenisca presentan una relación 55%-45%, con respecto a la de lutita. Las areniscas consisten de estratos con espesores medios a muy delgados (5 a 18 cm), con geometría ondulada y ocasionalmente recta. La granulometría de los depósitos de arenisca varían entre arenas medias y finas (**Tabla 3.1**). La arenisca de la facies **AL1** carece de estructuras sedimentarias internas (**Figuras 3.17a y 3.17b; Tabla 3.1**); sin embargo, esporádicamente se observan posibles *mud chips* (**Figura 3.17c**), estructuras de carga, marcas de arrastre de partículas a la base y límites altamente erosivos (**Figura 3.17d**). Los depósitos de lutitas exhiben espesores de 7 a 10 cm y presentan laminación paralela en sets de 0.5 a 1 cm.

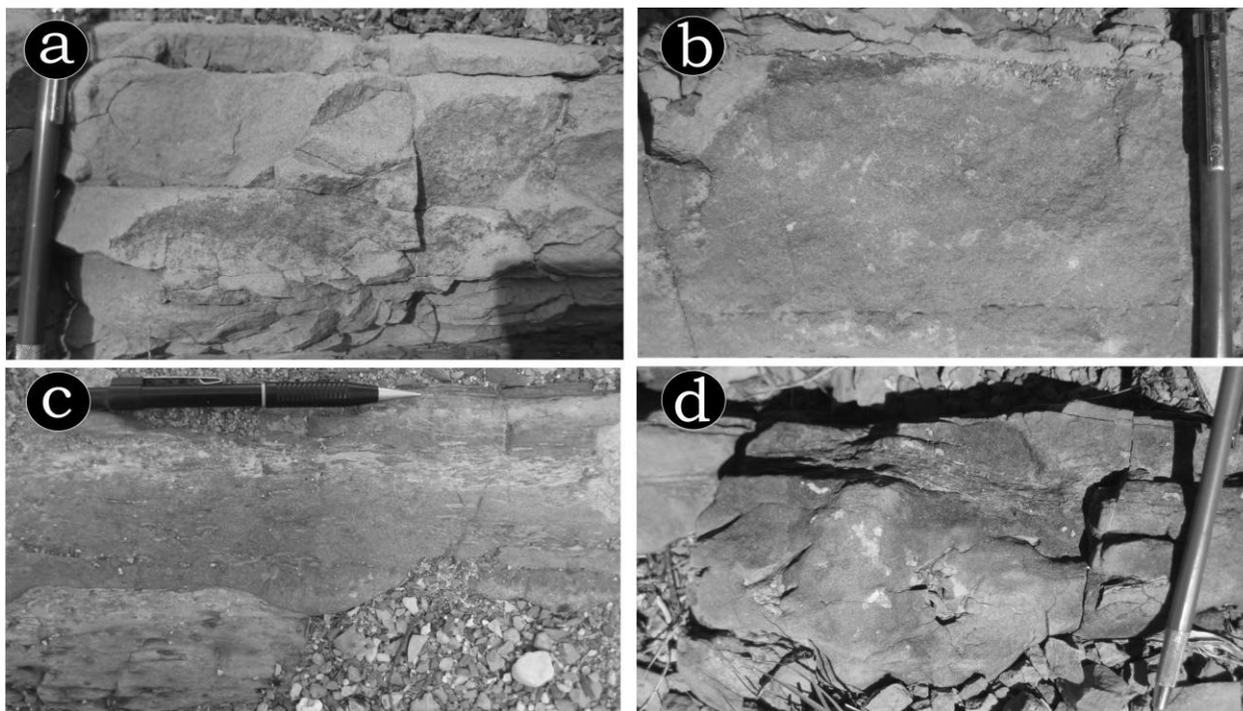


Figura 3. 17 Fotografías de la sub facies AL1: (a) y (b) estratos masivos de arenisca lodosa, (c) *mud chips*, (d) estratos masivos de arenisca lodosa con límites altamente erosivos.

La facies **AL1** presenta un índice de bioturbación que varía de moderado a abundante (BI3-5; **Tabla 3.1**), representado por trazas de *Scolicia strozzii*, *Palaeophycus tubularis*, *Strobilorhapse glandifer*, *Protopaleodictyon spinela*

(Figura 3.18a) y *Chondrites* sp. (Figura 3.18.b). La facies **AL1** se distribuye en los afloramientos de Salaverna, Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Gallineros (Figura 1.1; ver Capítulo 1). Subyace a las sub facies **A4.2**, **A4.3**, **A4.4**, **A4.5**, **AL3.1**, **AL3.2**, y sobreyace a las sub facies **A4.2**, **A4.4**, **A4.4**, **AL3.2** y **CAO** (Figuras 3.5 y 3.6).

Interpretación hidrodinámica

Las características sedimentológicas de la facies **AL1** son similares a las descritas por Pickering *et al.* (1986) para la facies C1.1, quienes interpretan que este tipo de secuencias se generan mediante el transporte de corrientes turbidíticas de alta concentración ricas en lodo o por flujos de escombros arenosos.

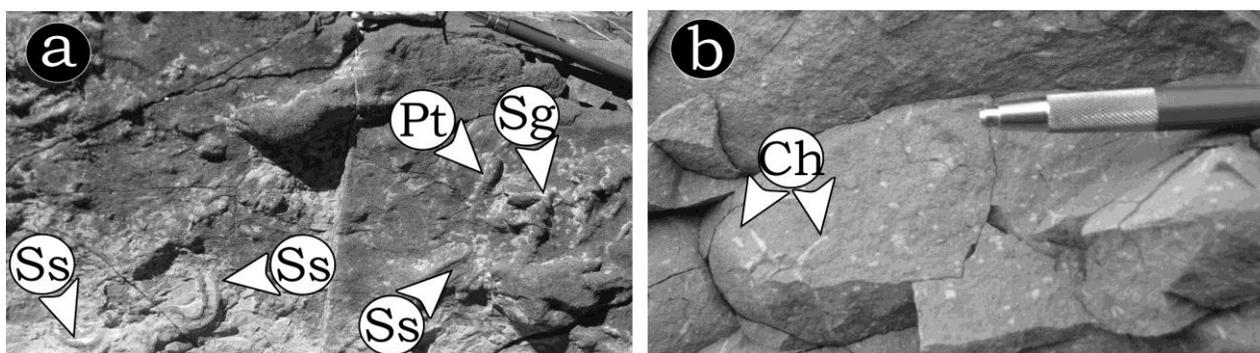


Figura 3. 18 Fotografías de los icnogéneros presentes en la Facies AL1: Ss=*Scolicia stronzzii*, Pt=*Palaeophycus tubularis*, Sg=*Strobilorhapse glandifer*; (b) Ch=*Chondrites* sp.

El proceso de depósito puede atribuirse al incremento de la fricción intergranular o al aumento de la cohesión entre los granos, asociado a depósitos en masa (Pickering *et al.*, 1989). Los icnogéneros presentes en la facies **AL1** representan patrones de perforación de organismos que se alimentan del sustrato (Zhang, *et al.*, 2008; Heard y Pickering, 2008). Los icnogéneros presentes en la facies **AL1** representan estructuras de organismos que se alimentan del sustrato bajo condiciones de flujo que oscilan de moderado a alto (Zhang *et al.*, 2008; Heard y Pickering, 2008).

3.3.3.2 Facies AL2: Arenisca lodosa de estratificación media

La facies **AL2** constituye el 55% del total de las facies de areniscas lodosas y se caracteriza por la presencia de: i) estratos de arenisca y lutita con espesores

medios (15 a 20 cm); ii) gradación normal; iii) laminación paralela; iv) rizaduras; v) índice de bioturbación que varía de bajo a abundante (BI 2-4), representado por trazas de *Thalassinoides* sp., *Chondrites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Paleophycus* sp., *Planolites* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Megagraption submontanum*, *Helmenthopsis abeli* (?) y *Cosmorhappe sinuosa*, distribuidos predominantemente a la base de los estratos de arenisca, como también en la parte media y cima de los depósitos de lutita (**Tabla 3.1**). La facies **AL2** se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Considerando las características sedimentológicas y el contenido icnofaunístico, la facies **AL2** se ha dividido en dos sub facies (**Tabla 3.1**), las cuales se describen a continuación:

3.3.3.2.1 Sub Facies AL2.1: Arenisca lodosa con gradación normal, laminación paralela y rizaduras

La sub facies **AL2.1** representa el 60% del total de la facies **AL2**, consiste de una alternancia rítmica de arenisca y lutita, en relaciones promedio de 45%-55%. La arenisca exhibe una granulometría de arenas medias a finas, dentro de los estratos que varían de delgados a medios (12 a 20 cm), con geometría paralela y ocasionalmente ondulada hacia la cima (**Figuras 3.19a y 3.19b; Tabla 3.1**). A la base de los estratos predomina gradación normal y laminaciones paralelas en sets de 3 a 7 cm, que pueden gradar a rizaduras asimétricas (**Figuras 3.19b y 3.19c; Tabla 3.1**) con línea de cresta sinuosa y longitud de onda que varía de 10 a 15 cm, así como con 8 cm de ancho (**Figuras 3.19a-3.19c; Tabla 3.1**). A la base de los estratos se observan límites erosivos con pequeños surcos de erosión y escasas marcas de arrastre de partículas (**Figura 3.19d; Tabla 3.1**). La sub facies **AL2.1** se diferencia de la sub facies **AL2.2** por el contenido icnofaunístico (**Tabla 3.1**), caracterizado por fósiles trazas situados a la base de los estratos de arenisca y en la parte media de los depósitos de lutita, con tamaños que varían entre 2 y 5 cm, correspondientes a los icnogéneros de *Paleophycus* sp., *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp., y *Chondrites* sp., (**Figuras 3.20a-3.20d**). El índice de bioturbación varía de poco común a común (BI 2-4; **Tabla 3.1**). Esta facies se distribuye en toda el área de estudio (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1),

donde sobreyace a las facies **A1**, **A3**, **L1**, sub facies **A4.1**, **AL3.1**, y subyace a las facies **A1**, **A2**, **A3**, **L2**, a las sub facies **A4.1**, **A4.4**, **AL3.1** (Figuras 3.5 y 3.6).

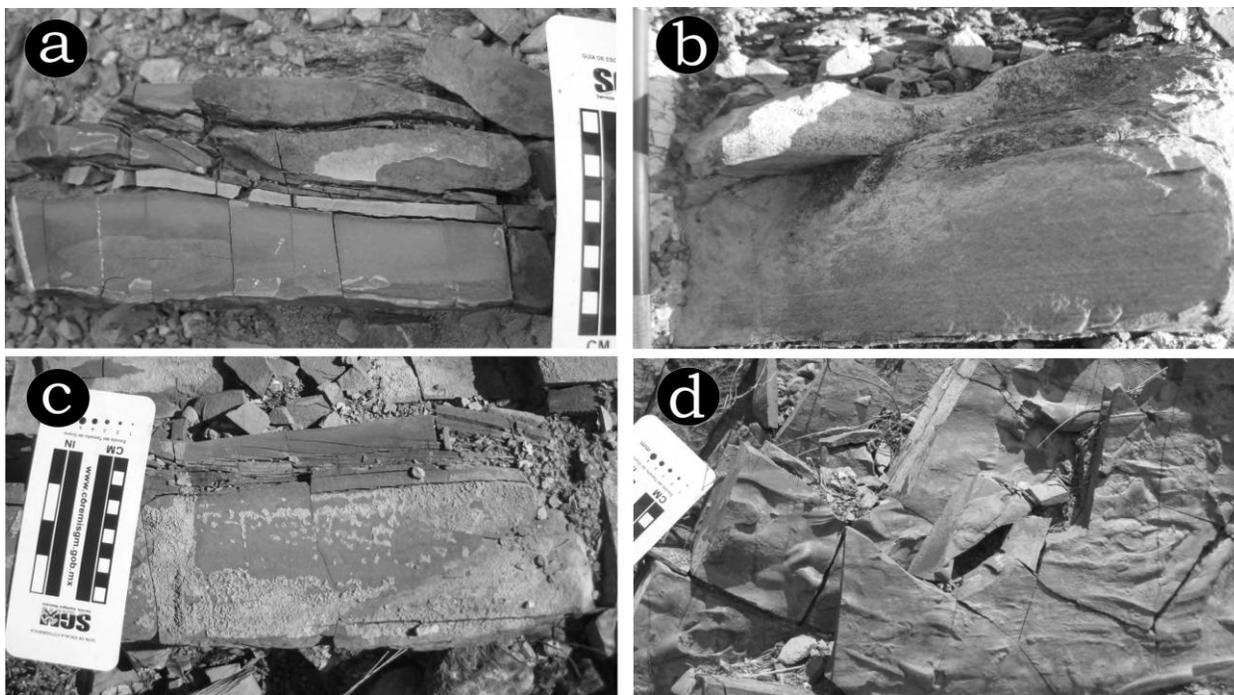


Figura 3. 19 Fotografías de la sub facies AL2.1: (a), (b) y (c) gradación normal, laminación paralela y rizaduras asimétricas, (d) marcas de arrastre de partículas y turboglifos hacia la base de estratos delgados de arenisca de grano medio.

Interpretación hidrodinámica

El desarrollo de gradación normal se asocia con cambios de densidad de los granos que son transportados en suspensión y representan la disminución paulatina de la velocidad del flujo, debido al transporte por tracción (de Vries, 1965). Otros autores (Allen, 1982; Boggs, 2006) señalan que el origen de la gradación normal puede relacionarse con la transición de un flujo turbulento a un flujo laminar. El desarrollo de laminación paralela y su transición a rizaduras asimétricas han sido relacionados con procesos que implican el incremento de las condiciones hidrodinámicas, tales como turbulencia, documentados en corrientes turbidíticas de baja densidad (Allen, 1971; Stow, 1979). El proceso deposicional de esta sub facies puede ser interpretado como producto de flujos episódicos de baja energía (Allen, 1971). El ensamble icnofaunístico de la sub facies **AL2.1** representa trazas de organismos

comedores del sustrato y del material en suspensión, así como estructuras de vivienda.

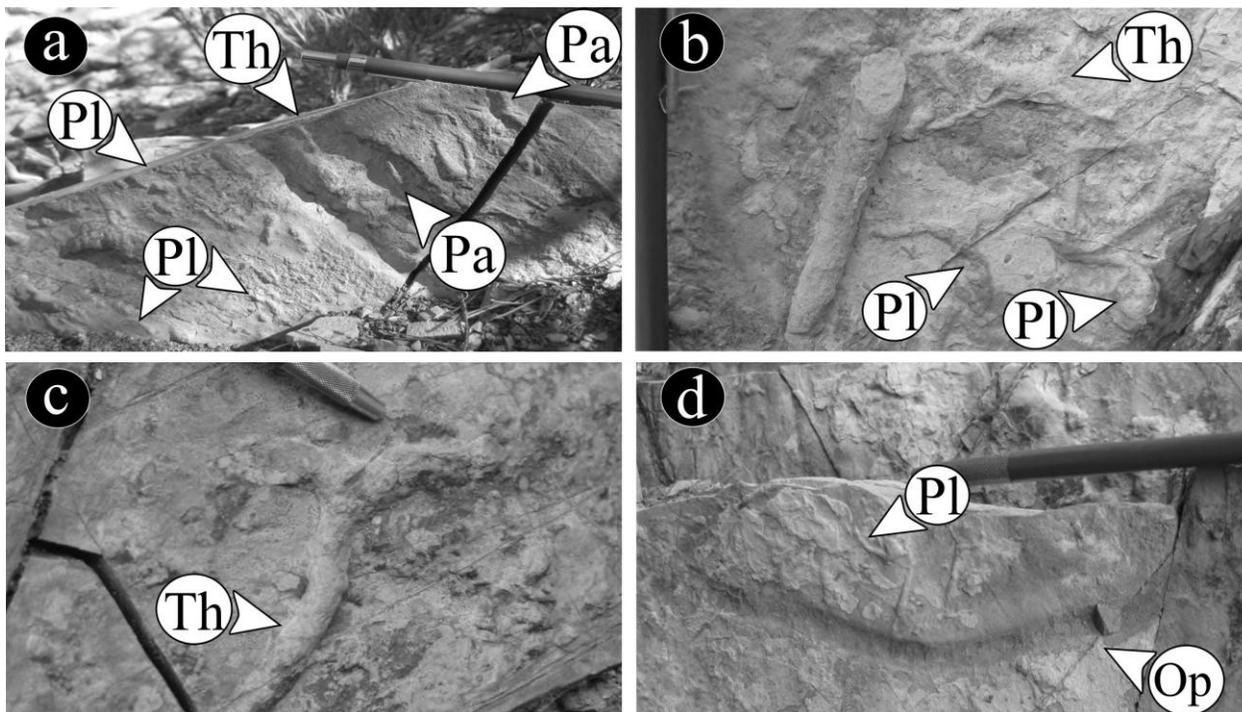


Figura 3. 20 Fotografías de los icnogéneros de la sub facies AL2.1: (a) Pl= *Planolites* sp., Th=*Thalassinoides* sp., Pa=*Palaeophycus* sp., (b) Th=*Thalassinoides* sp., Pl= *Planolites* sp., (c) Th=*Thalassinoides* sp., (d) Pl= *Planolites* sp., Op=*Ophiomorpha* sp.

3.3.3.2.2 Sub Facies AL2.2: Arenisca lodosa con gradación normal, laminación paralela, rizaduras e icnofósiles profundos

La sub facies **AL2.2** representa el 40% de la facies **AL2**, se caracteriza por presentar una intercalación de estratos con espesores medios de arenisca y lutita, con proporciones de 65%-35%. Las areniscas presentan granulometría que varía de arenas gruesas a finas, con estratos de espesores medios (12 y 25 cm), con geometría ondulada y ocasionalmente erosiva o recta (**Figuras 3.21a y 3.21b; Tabla 3.1**). La estructuras sedimentarias de carácter interno son (**Tabla 3.1**): i) gradación normal (**Figura 3.21**); ii) laminación paralela, en *sets* de 5 a 7 cm; iii) rizaduras asimétricas, con longitudes de 13 a 17 cm, y 3 a 5 cm de ancho (**Figuras 3.21a-3.21c**); iv) ocasionalmente pliegues sin-sedimentarios (**Figura 3.21d**). La base de los estratos de arenisca exhiben estructuras de carga, surcos de erosión y marcas de arrastre de partículas. Los depósitos de

lutita presentan espesores de 13 y 15 cm y exhiben laminación paralela en *sets* de 0.3 a 0.5 cm.

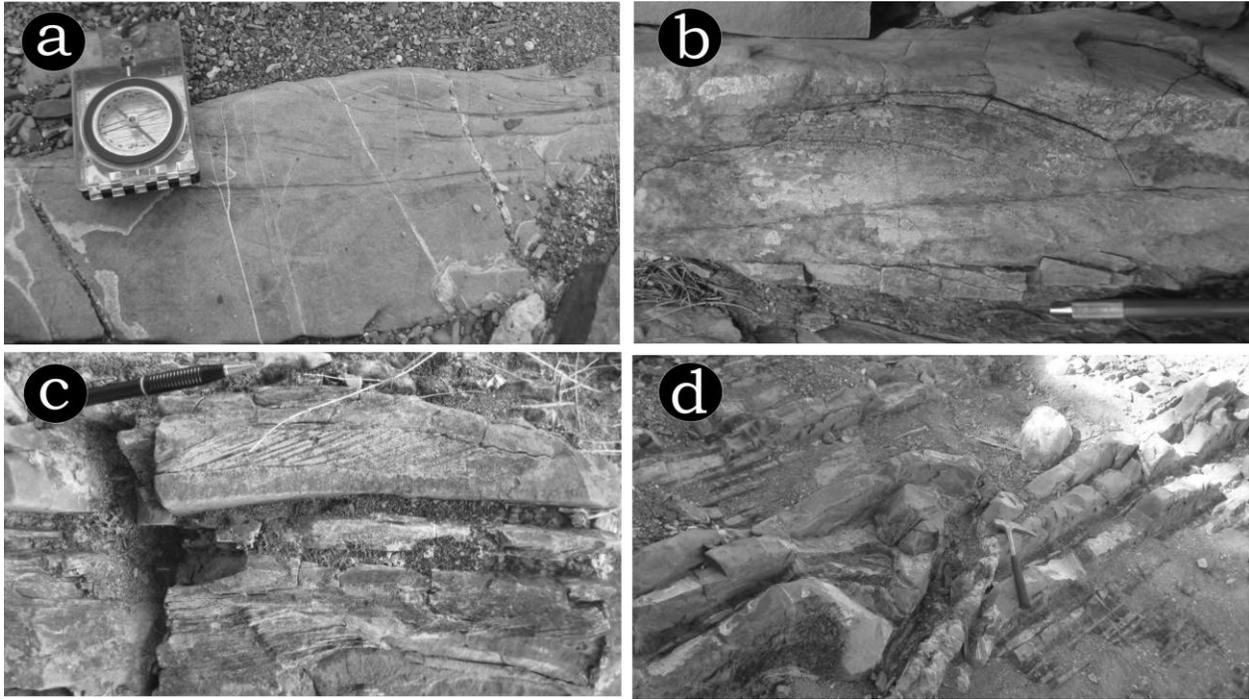


Figura 3. 21 Fotografías de la sub facies AL2.2: (a) laminación paralela y rizaduras asimétricas, (b) y (c) gradación normal y rizadura asimétrica y (d) pliegues sinsedimentarios.

La sub facies **AL2.2** presenta un índice de bioturbación moderado (BI-3; **Tabla 3.1**), representado por los icnogéneros *Palaeophycus tubularis*, *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmorhapse sinuosa* (**Figura 3.22a**), *Megagraption submontanum* (**Figura 3.22b**), distribuidos a la base de los estratos de arenisca, como en la parte media y cima de los depósitos de lutita (**Figuras 3.22a y 3.22b**). La sub facies aflora en los perfiles de Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Gallineros (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Sobreyace a la facies **L2**, subfacies **A4.3**, **A4.4**, **AL3.2**, y subyace a las faies **L2**, **Cg**, subfacies **A4.2**, **A4.3**, **AL3.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**; **Tabla 3.1**).

Interpretación hidrodinámica

La presencia de las divisiones Ta, Tb y Tc de la Secuencia Bouma en la sub facies **AL2.2**, son similares a las descritas por Pickering *et al.* (1986) para la facies C2.1. Dichos autores interpretan que el sedimento es transportado por

corrientes turbidíticas de alta concentración, en tanto que el mecanismo deposicional se desarrolla por la segregación grano a grano de las partículas en suspensión. Las estructuras de los fósiles traza presentes en la sub facies **AL2** corresponden a organismos que se alimentaban del sustrato y/o del sedimento en suspensión, como también organismos que vivían en el sustrato.

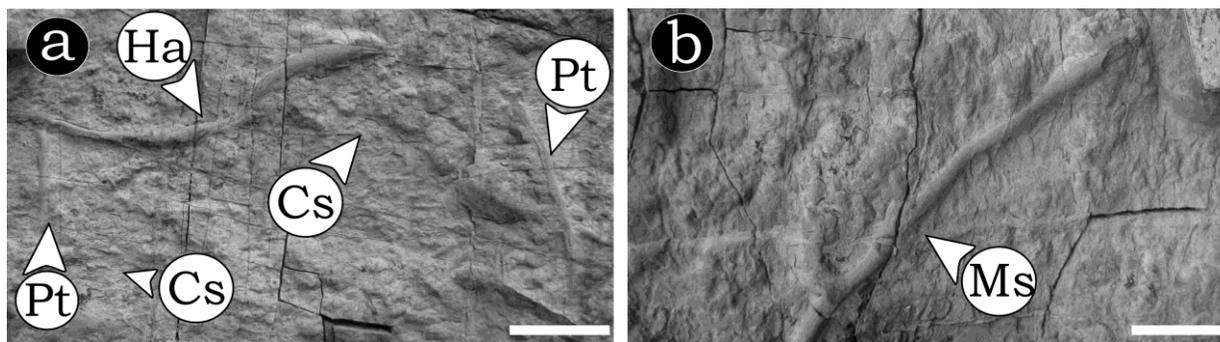


Figura 3. 22 Fotografías de los icnogéneros de la sub facies AL2.2: (a) Ha=*Helmenthopsis abeli* (?), Cs=*Cosmophorae sinuosa*, Pt=*Palaeophycus tubularis*, Ph=*Palaeophycus heberti*, y (b) Ms=*Megagraption submontanum*. Tamaño de la barra 5 cm.

3.3.3.3 Facies AL3: Arenisca lodosa de estratificación delgada

La facies **AL3** constituye el 30% del total de la clase facies de areniscas lodosas y se caracteriza por la presencia de (**Tabla 3.1**): i) estratos delgados de arenisca intercalados con lutita; ii) laminación paralela; iii) rizaduras escalonadas; iv) laminación convoluta; v) pliegues sin sedimentarios y, vi) un índice de bioturbación que varía de ausente a moderado (BI0-3; **Tabla 3.1**), representado por la presencia de *Cosmophorae sinuosa*, *Palaeophycus tubularis*, *Desmograption dertonensis*, distribuidos predominantemente en la base de los estratos de arenisca y en la parte media y cima de los depósitos de lutita. La facies **AL2** se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1). Tomando en consideración las estructuras sedimentarias y el contenido icnofaunístico, la facies **AL2** ha sido dividida en dos sub facies, las cuales son descritas a continuación:

3.3.3.3.1 Sub Facies AL3.1: Arenisca lodosa con laminación paralela

La sub facies **AL3.1** representa el 25% del total de la facies **AL3**, se caracteriza por presentar una alternancia de estratos delgados de arenisca y lutita, que exhiben una relación 45%-55%. Los depósitos de arenisca presentan granulometría de arenas medias, con estratos de espesores delgados (5 a 7 cm) y geometrías tabulares que se caracterizan por exhibir laminaciones paralelas en *sets* de 3 a 5 cm (**Figuras 3.23a y 3.23b**). Los estratos de arenisca de la sub facies **AL3.1**, ocasionalmente, exhiben volcanes de arena, observados en corte vertical, los cuales muestran forma cónica y presentan un diámetro de 4 cm, así como laminación paralela en los flancos. Así mismo en la parte superior de los flancos se observan pequeños diques (3-4 cm de longitud) de arenas gruesas. Esporádicamente, los estratos de arenisca presentan estructuras en disco y plato, que representan pequeñas discontinuidades cóncavas hacia la cima, con longitudes que varían de 2 a 5 cm. Los depósitos de lutitas muestran espesores de 7 a 10 cm y presentan laminación paralela en *sets* de 0.3 a 1 cm. La sub facies **AL3.1** presenta un índice de bioturbación ausente (BI-0; **Tabla 3.1**). Dicha sub facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Gallineros (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1).

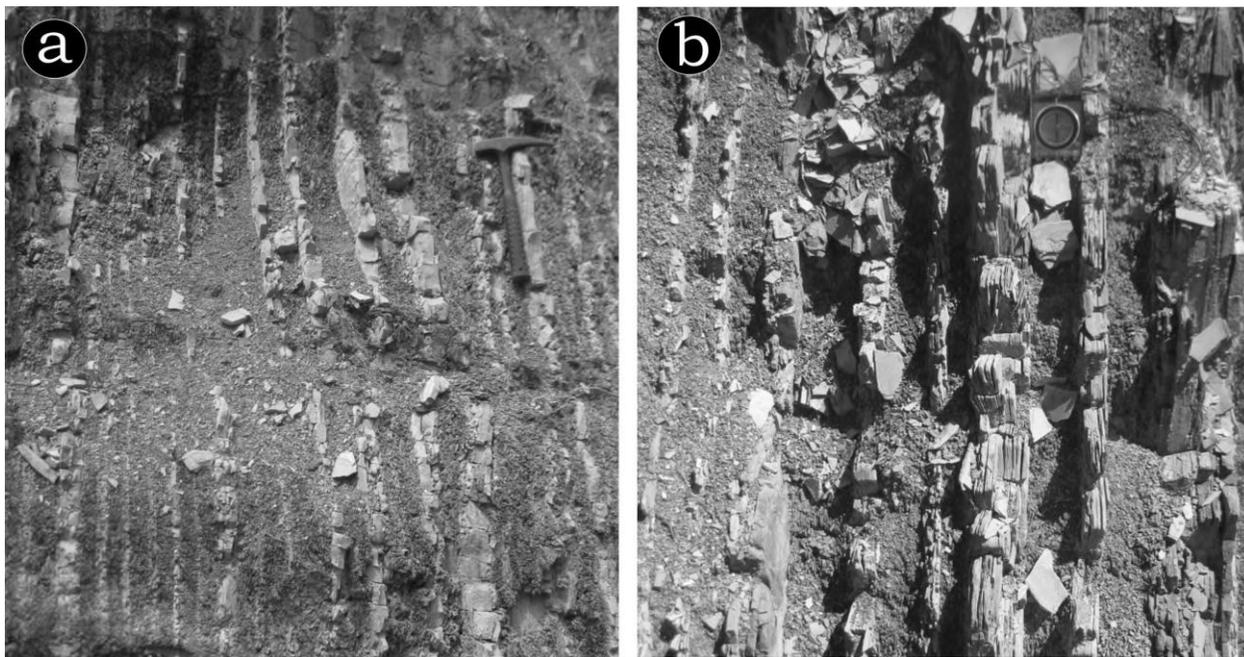


Figura 3. 23 Fotografías de la sub facies AL3.1: (a) y (b) estratos delgados a muy delgados de arenisca de granos fino, con laminación paralela.

Sobreyace a la facies **A3**, sub facies **A4.1**, **AL2.1**, y subyace a las facies **A3**, **AL1**, sub facies **AL2.1** (**Figuras 3.5 y 3.6; Tabla 3.1**).

Interpretación hidrodinámica

Diversos autores señalan que el desarrollo de laminación paralela esta asociada con un flujo de régimen superior, en el que ocurre la separación grano a grano debido a las diferencias de densidad entre los granos que se transportan en suspensión (Cheel y Middleton, 1985; Paola *et al.*, 1989). El desarrollo de los volcanes de arena se ha atribuido a la expulsión de agua del sedimento semi-consolidado; dicho proceso permite la introducción y depósito de sedimento alrededor de la fuente para formar un cono o un cráter central (Burne, 1970; Collinson y Thompson, 1989). Algunos autores señalan que la formación de dicha estructura depende de las tasas de licuefacción, como la fluidización y la compactación del sedimento que es expulsado (Burne, 1970; Ross *et al.*, 2011). Los volcanes de arena pueden formarse como resultado de procesos de compactación sedimentaria post y sin-deposicional (Ross *et al.*, 2011) y pueden reflejar la disminución de presión de una unidad sedimentaria que ha experimentado licuefacción (Collinson y Thompson, 1989). El desarrollo de las estructuras de disco y plato, ha sido atribuido a procesos de presión sobre estratos semi-consolidados, propiciando la expulsión de agua hacia la superficie (Lowe, 1976). Las estructuras cóncavas son producto de la reorganización interna de los lodos, debido a la expulsión de agua (Leeder, 1999). Los volcanes de arena y las estructuras de disco y plato, representan estructuras que se desarrollan por procesos de licuefacción y fluidización, y se presentan dentro de ambientes sedimentarios marinos someros, fluviales, islas de barreras y ambientes marinos profundos (Ross *et al.*, 2011).

3.3.3.3.2 Sub Facies AL3.2: Arenisca lodosa con laminación paralela, rizaduras escalonadas y laminación convoluta

La sub facies **AL3.2** consiste de una alternancia de arenisca y lutita, que presentan una relación 40%-60%. Los estratos de arenisca exhiben rizaduras asimétricas con línea de cresta sinuosa, rizaduras escalonadas (**Figura 3.24a**) y laminación convoluta (Divisiones “Tbc” de la Secuencia Bouma; **Figuras 3.24b-**

3.24d; Tabla 3.1), así como pliegues sin sedimentarios (**Figura 3.9; Tabla 3.1**) y ocasionalmente el desarrollo de estratificación cruzada tipo tangencial. A la base de los estratos arenosos se presentan surcos de erosión y esporádicamente estructuras de carga (**Figura 3.24b**). La sub facies **AL3.2** presenta un índice de bioturbación moderado a común (BI3-4; **Tabla 3.1**), caracterizado por los icnogéneros *Desmograption dertonensis*, *Cosmorhaphie sinuosa*, *Palaeophycus tubularis* (**Figuras 3.25a y 3.25b; Tabla, 3.1**), distribuidos principalmente a la base de los estratos de arenisca y en la parte media y cima de los depósitos de lutita. La sub facies se distribuye en los afloramientos Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2 y Gallineros (**Figura 1.1; ver Capítulo 1**), donde sobreyace a las facies **AL1, L2**, sub facies **A4.2, A4.3, A4.4, A4.5, AL2.2**, y subyace a las facies **AL1, L2, CAO**, sub facies **A4.3, A4.4, A4.4, AL2.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

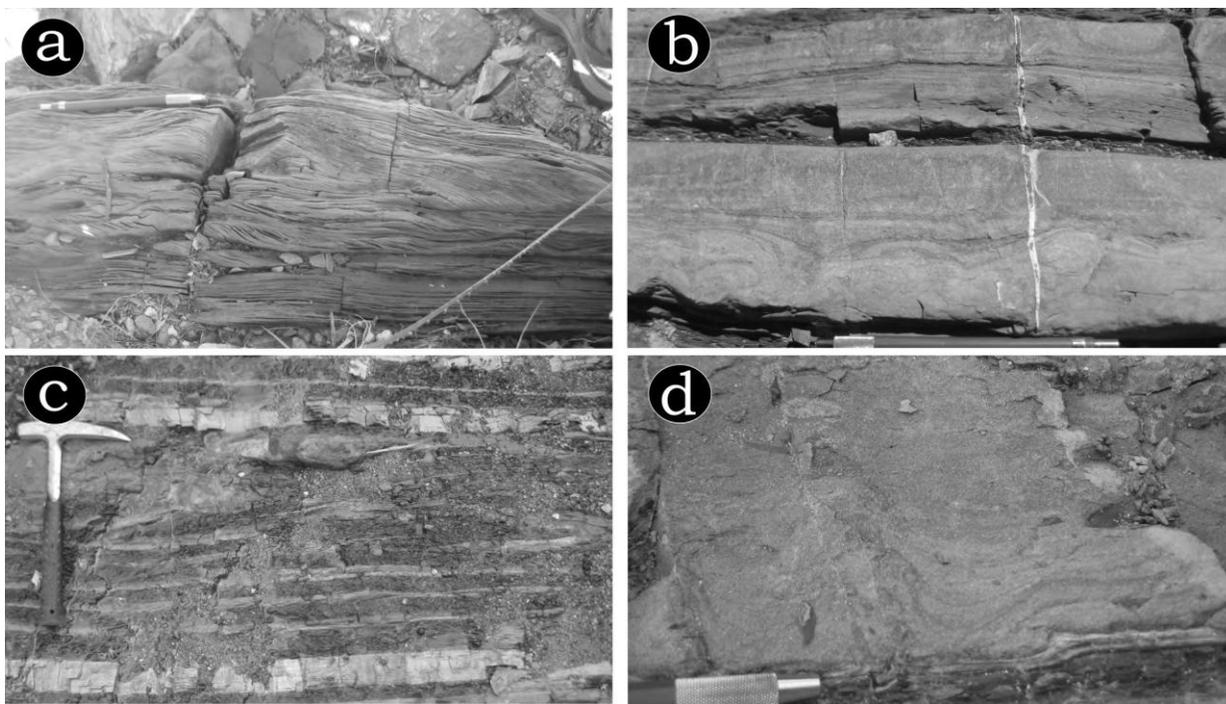


Figura 3. 24 Fotografías de la sub facies AL3.2: (a) laminación paralela y rizaduras escalonadas, (b) laminación convoluta y laminación paralela, (c) areniscas con pliegues sinsedimentarios y, (d) areniscas con laminación convoluta.

Interpretación hidrodinámica

La presencia de laminación paralela, rizaduras escalonadas y laminación convoluta en la sub facies **AL3.2**, corresponden a las características descritas por Pickering *et al.* (1986) para la facies C2.2. Dichos autores atribuyen un proceso de transporte asociado a corrientes turbidíticas de carácter intermedio o corrientes de fondo; interpretan que el mecanismo de depósito de las partículas en suspensión se realiza por la segregación grano a grano.

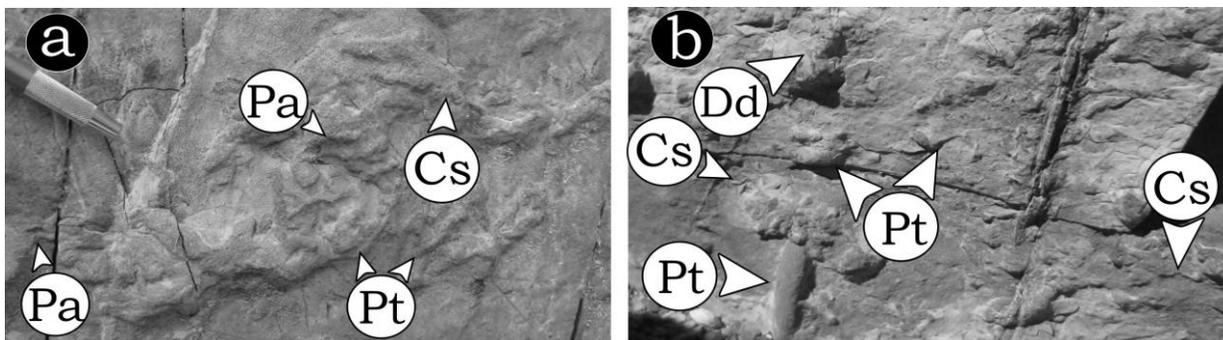


Figura 3. 25 Fotografías de los icnogéneros de la sub facies AL3.2: (a) Pt=*Palaeophycus* sp., Ph=*Palaeophycus tubularis*, y (b) Cs= *Cosmophorae sinuosa*, Pt= *Palaeophycus tubularis*, Dd=*Demograption dertonensis* (?).

Los icnofósiles presentes en la sub facies **AL3.2** representan estructuras de organismos que habitan en el sustrato, como también organismos que se alimentan del sedimento en suspensión (Zhang, *et al.*, 2008; Heard y Pickering, 2008).

3.3.4 Clase de Facies Lodosas (CFL)

La clase de facies lodosas constituye el 15% de total de facies en el área de estudio. Se caracteriza por presentar: i) depósitos de limolita masivas; ii) lutitas laminadas interestratificadas con areniscas de estratificación muy delgada a delgada; iii) ausencia de trazas fósiles. Dicha clase de facies se encuentra distribuida en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras blancas 2 y Salaverna (**Figura 1.1; ver Capítulo 1**). Considerando la granulometría y la presencia y/o ausencia de estructuras sedimentarias la **CFL** se ha dividido en dos facies.

3.3.4.1 Facies L1: Limolitas masivas

La facies **L1** está constituida por limolitas masivas de color café, interestratificadas con material fino de color blanco, correspondiente a

paleosuelo (**Figuras 3.26a y 3.26b**). Esta facies se caracteriza por la ausencia de estructuras sedimentarias y material arenoso.

El grado de bioturbación es ausente (IB 0). Se distribuye en los afloramientos Tierras Blancas 1 y Salaverna (**Figura 1.1; ver Capítulo 1**), donde sobreyace a las facies **A1**, **A3**, sub facies **AL2.1**, y subyace a la facies **A1**, sub facies **AL2.1** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

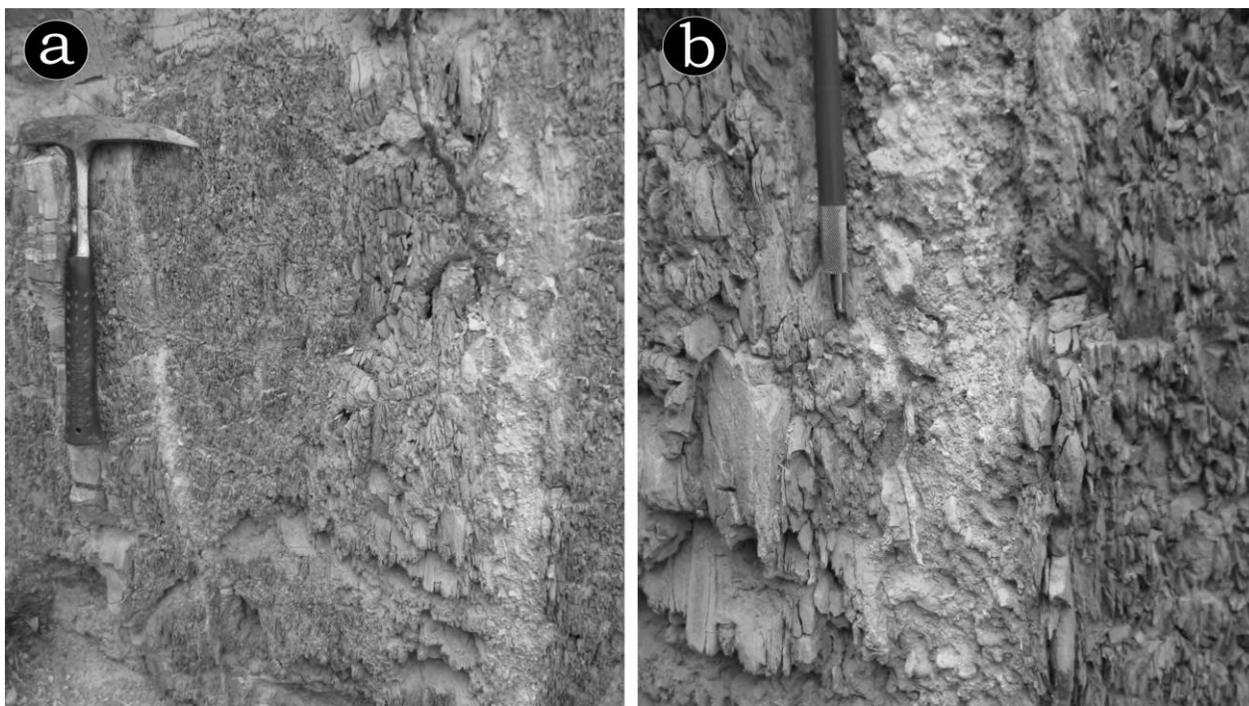


Figura 3. 26 Fotografías de la sub facies L1: (a) y (b) depósitos de limos, carentes de estructuras sedimentarias de carácter interno.

Interpretación hidrodinámica

Los depósitos masivos de limolitas carentes de fósiles trazas pueden representar el depósito de flujos de lodos en suspensión, mediante procesos que implican el depósito grano a grano del sedimento (MacEachern *et al.*, 2005; Bhattacharya y MacEachern, 2009). El depósito de la carga de sedimentos finos se desarrolla dentro de la interface agua-aire-sedimento, y esta asociado con períodos de exposición subaérea (Wright, 1986).

3.3.4.2 Facies L2: Lutitas laminadas intercaladas con areniscas

La facies **L2** se caracteriza por la presencia de lutitas laminadas ocasionalmente intercaladas con estratos de arenisca de grano fino a medio

(Figura 3.27a; Tabla 3.1). Los estratos son rectos u ondulados (Figuras 3.27a-3.27c; Tabla 3.1). Las estructuras sedimentarias presentes en las lutitas son laminaciones paralelas, en tanto que los estratos arenosos muestran rizaduras asimétricas con línea de cresta sinuosa (Figuras 3.27a-3.27c). Esta facies carece de la presencia de trazas fósiles. Se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1, Tierras Blancas 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna (Figura 1.1; ver Capítulo 1), donde sobreyace a la facies A2, sub facies A4.2, A4.5, AL2.1, AL3.2, y subyace a la facies A1, sub facies A4.1, AL2.2, AL3.2 (Figuras 3.5 y 3.6).

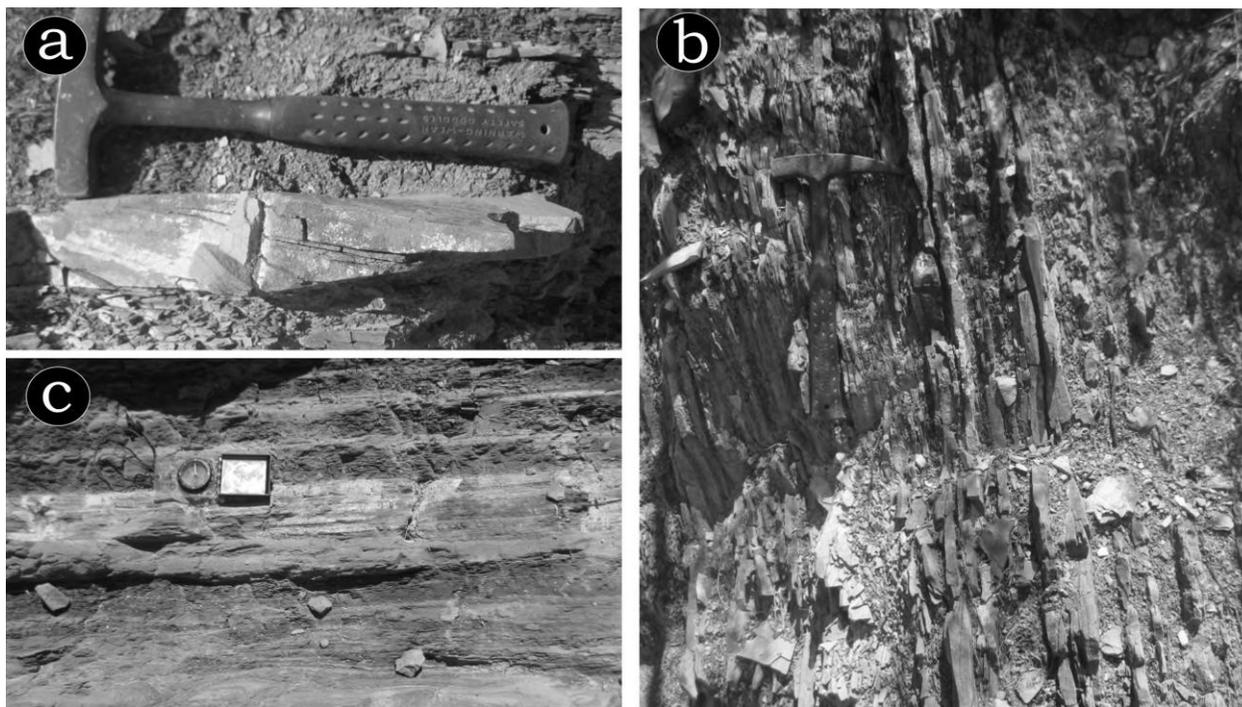


Figura 3. 27 Fotografías de la sub facies L2: (a) rizaduras asimétrica, (b) y (c) depósitos de lutita y arenisca con rizaduras asimétricas.

Interpretación hidrodinámica

La intercalación de lutitas laminadas con areniscas de grano fino a medio con estratificación muy delgada a delgada, son similares a las características presentes en la facies D2.1 descrita por Pickering *et al.* (1986). Dichos autores señalan que los sedimentos de la facies D2.1 son transportados por corrientes turbidíticas de baja concentración y determinan que el proceso de depósito es efectuado por la sedimentación de la suspensión que ocurre grano a grano.

3.3.5. Clase de Facies Caótica (CFC)

La clase facies caótica representa el 10% del total de las clases de facies documentadas en el área de estudio. Esta clase de facies se caracteriza por la presencia de intercalaciones caóticas de arenisca y lutita, en proporciones variables, pliegues sinsedimentarios, clastos exóticos y estratos contorneados-deformados. La **CFC** está compuesta únicamente por la facies caótica (**CAO**).

3.3.5.1 Facies CAO: Areniscas y lutitas caóticas, con pliegues sinsedimentarios y estratos contorneados

La facies **CAO1** se caracteriza por la presencia de depósitos caóticos de arenisca y lutita con relaciones variables (**Tabla 3.1**). Los estratos de arenisca presentan una granulometría de arenas gruesas a finas, mostrando estructuras sedimentarias internas como son rizaduras, rizaduras escalonadas y ocasionalmente laminación y/o estratificación convoluta. La facies **CAO** exhibe: i) espesores variables de 250 a 400 m; ii) clastos exóticos y estratos contorneados y deformados (**Figuras 3.28a-3.28d**); iii) pliegues sinsedimentarios con ejes de pliegue verticales y orientaciones preferenciales N-S, caracterizados por exhibir flancos paralelos con frecuente erosión del flanco superior, muestran ángulos inter flanco que varían de cerrados (20 cm) a abiertos (2 m; **Figuras 3.28b y 3.28c**). Los pliegues sinsedimentarios se diferencian de los generados por procesos tectónicos por presentar: 1) estratos no deformados que pueden sobreyacer y subyacer al pliegue sinsedimentario; 2) desarrollo de discordancia erosiva hacia la cima de los pliegues, la cual es evidenciada por el truncamiento de la deformación hacia la parte superior del pliegue sinsedimentario, y por la restauración de la superficie horizontal del depósito. A la base de los estratos de arenisca se presentan surcos de erosión y/o marcas de carga. Dicha facies presenta bloques de estratos exóticos con fósiles trazas documentados en sub facies anteriores, mismas que no guardan relación con las características litológicas y estructuras sedimentarias de la facies **CAO**; los icnogéneros alóctonos presentes consisten de *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., y *Paleophycus* sp. La facies **CAO** se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 2 y Gallineros (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1), donde sobreyace a la facies **AL1** y a la sub facies **AL3.2** (**Figuras 3.5 y 3.6**).

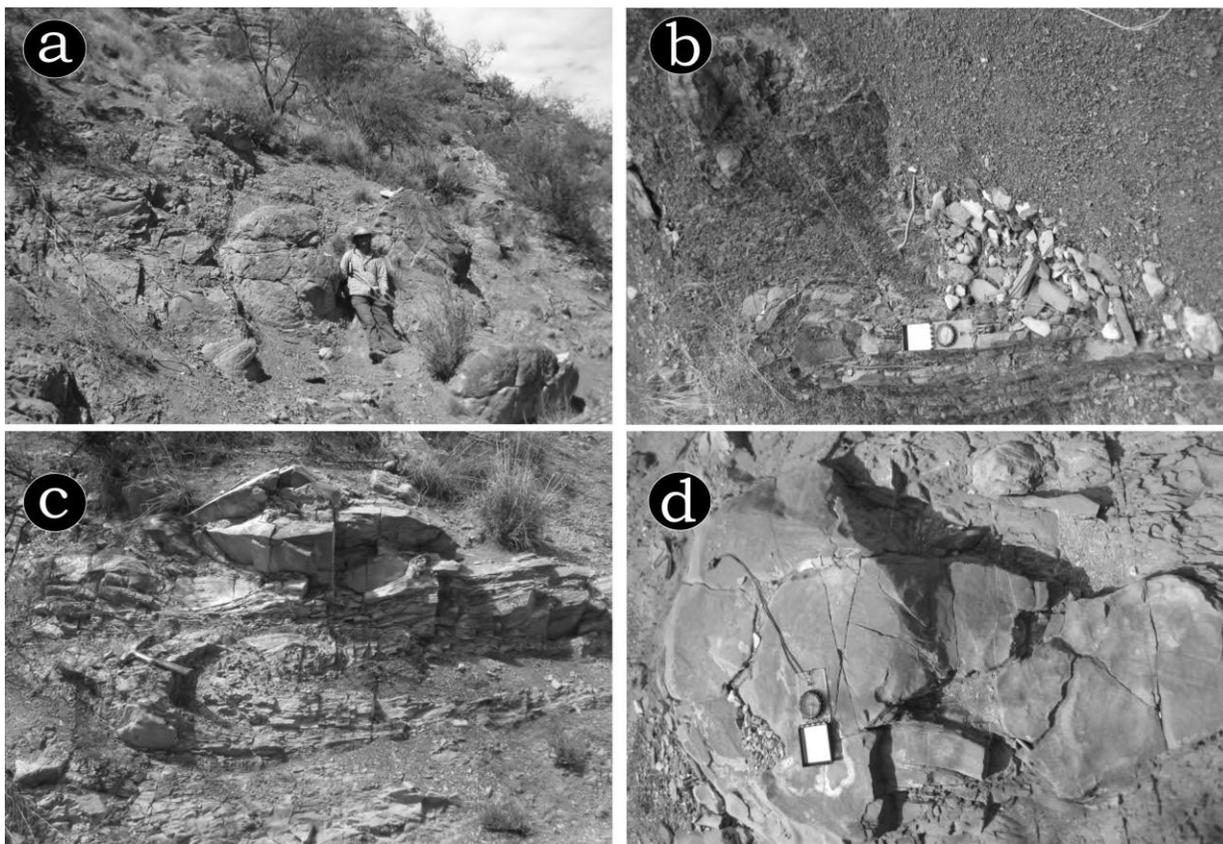


Figura 3. 28 Fotografías de la Clase de Facies de Caóticas: (a) cláustos de arenisca contorneados de 1-2 m de diámetro, (b) y (c) pliegues sinsedimentarios contorneados y (d) estrato contorneado de arenisca.

Interpretación hidrodinámica

Los cláustos exóticos y estratos contorneados y deformados, los depósitos caóticos de arenisca y lutita, muestran características similares a las descritas por Pickering *et al.* (1986) dentro de la facies F2.1. Dichos autores interpretan un transporte en masa por gravedad del sedimento, mediante *slumps*, y señalan que éstos pueden ser transicionales al depósito de flujos de escombro cohesivos. Stow *et al.* (1996) propusieron que los depósitos asociados a *slumps* pueden presentarse en pendientes con bajos gradientes, donde existe un gran aporte de sedimentos de grano fino. El movimiento en masa del *slump* se desarrolla comúnmente en material no consolidado y exhibe una deformación plástica interna compleja con respecto al movimiento pendiente abajo.

3.4 Asociaciones de facies

El análisis de facies y la caracterización icnofaunística permiten describir diez asociaciones de facies (**Tabla 3.2; Figuras 3.36-3.38**), las cuales documentan diez ambientes sedimentarios, asociados con el desarrollo de una línea de costa

deltáica controlada/influenciada por oleaje que evoluciona hacia depósitos de abanico submarino durante el Turoniano-Campaniano Inferior. Es importante mencionar que una facies puede estar presente dentro de diversas asociaciones de facies (**Tabla 3.2**).

3.4.1. Asociación de Facies 1 (AF1): Frente deltáico influenciado/dominado por ríos

La asociación de facies 1 (AF1) está compuesta por las facies **A1**, **A3**, **L2** y las sub facies **AL2.1**, **AL3.1** (**Tabla 3.2**), caracterizada por presentar: (1) secuencias estrato y grano-crecientes (**Figura 3.29**), (2) facies heterolíticas y lodosas, (3)

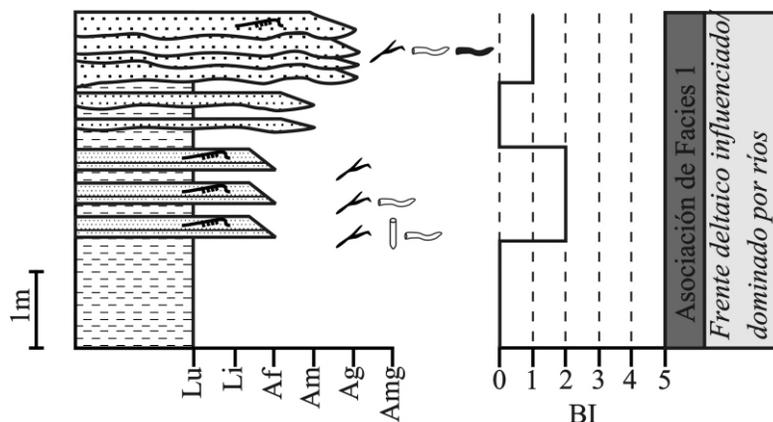


Figura 3. 29 Perfil sedimentológico medido en la sección Salaverna, representativo de la asociación de facies 1. La leyenda se muestra en las figuras 3.5 y 3.6.

estratos con gradación normal e inversa, (4) volcanes de arena con forma cónica (**Figura 3.30a**), (5) estructuras en disco (**Figura 3.30b**), (6) micro-fallas de tipo normal (**Figura 3.31**), (7) índice de bioturbación que varía de ausente a poco común (BI 0-2; **Tabla 3.2**), representado por los icnogéneros de *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp., y *Palaeophycus* sp. (**Figura 3.32**),

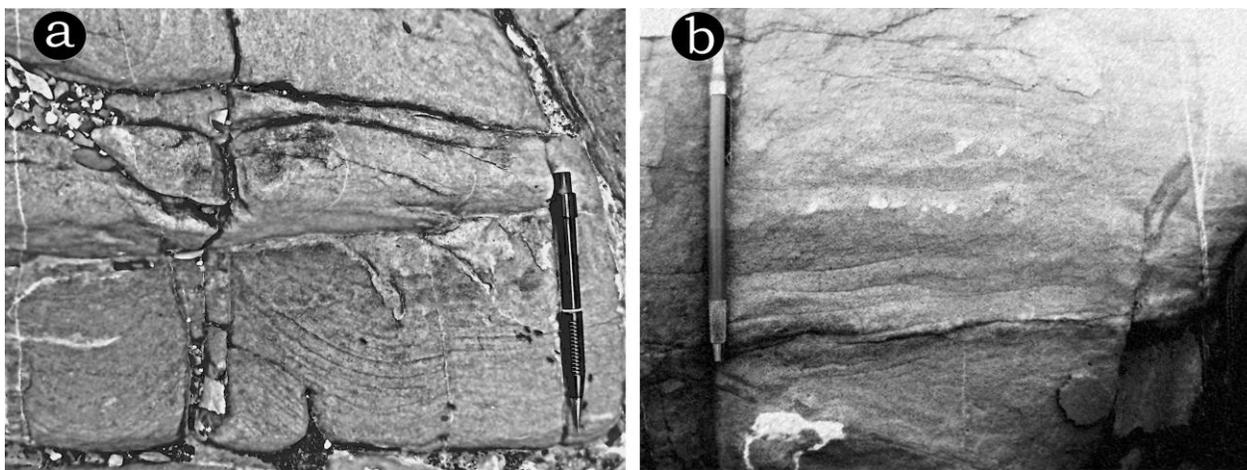


Figura 3. 30 Estructuras de la AF1: a) Volcán de arena, de forma cómica y laminación paralela en los flancos; b) estructuras en disco y plato cóncavas hacia arriba.

correspondientes a la icnofacies de *Cruziana*, con tamaños que varían entre 2 y 5 cm de longitud, como 0.5 a 1 cm de diámetro.

3.4.1.1 Interpretación

Las características sedimentológicas e icnológicas marcan diferentes condiciones físico-químicas dentro de las sucesiones del frente deltáico proximal influenciado/dominado por ríos (**Figura 3.32a**). La presencia de gradación normal y ocasionalmente inversa marcan incrementos y disminuciones de procesos favorecidos por flujos

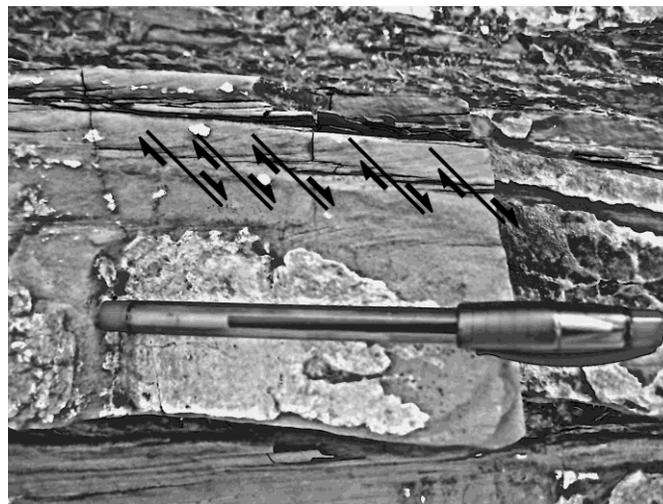


Figura 3. 31 Micro-fallas de tipo normal localizadas en la facies A1.

hiperpícnos derivados del río, los cuales tienden a incrementar la turbulencia del agua debido a la inestabilidad del frente deltáico y la periodicidad de las corrientes turbidíticas de baja densidad. Casos similares han sido documentados por Mulder *et al.* (2003), Bhattacharya (2006), Bhattacharya y MacEachern (2009) y Ocampo-Díaz (2011). Por otro lado, Bhattacharya y Davies (2001) señalan que el desarrollo de fallas normales sinsedimentarias ocurren en áreas dinámicas dentro de frentes deltáicos, antes de la compactación completa de arenas. Los periodos de alta sedimentación propician la introducción constante de alimentos, mediante los cuales se nutren los organismos que se alimentan de la suspensión (cf., Gringas *et al.*, 1998; MacEachern *et al.*, 2005; Coates y MacEachern, 2007; Bhattacharya y MacEachern, 2009). Los pequeños incrementos en el índice de bioturbación que muestra la **AF1** se interpretan como el resultado de la colonización del sustrato entre periodos de inundación por ríos, cuando el área del delta ha regresado a las condiciones marinas normales (**Figura 3.33**; cf., Hansen y MacEachern, 2008; Li *et al.*, 2010). El ensamble icnofaunístico sitúa a la **AF1** dentro de la icnofacies de *Cruziana* en su expresión proximal a media.

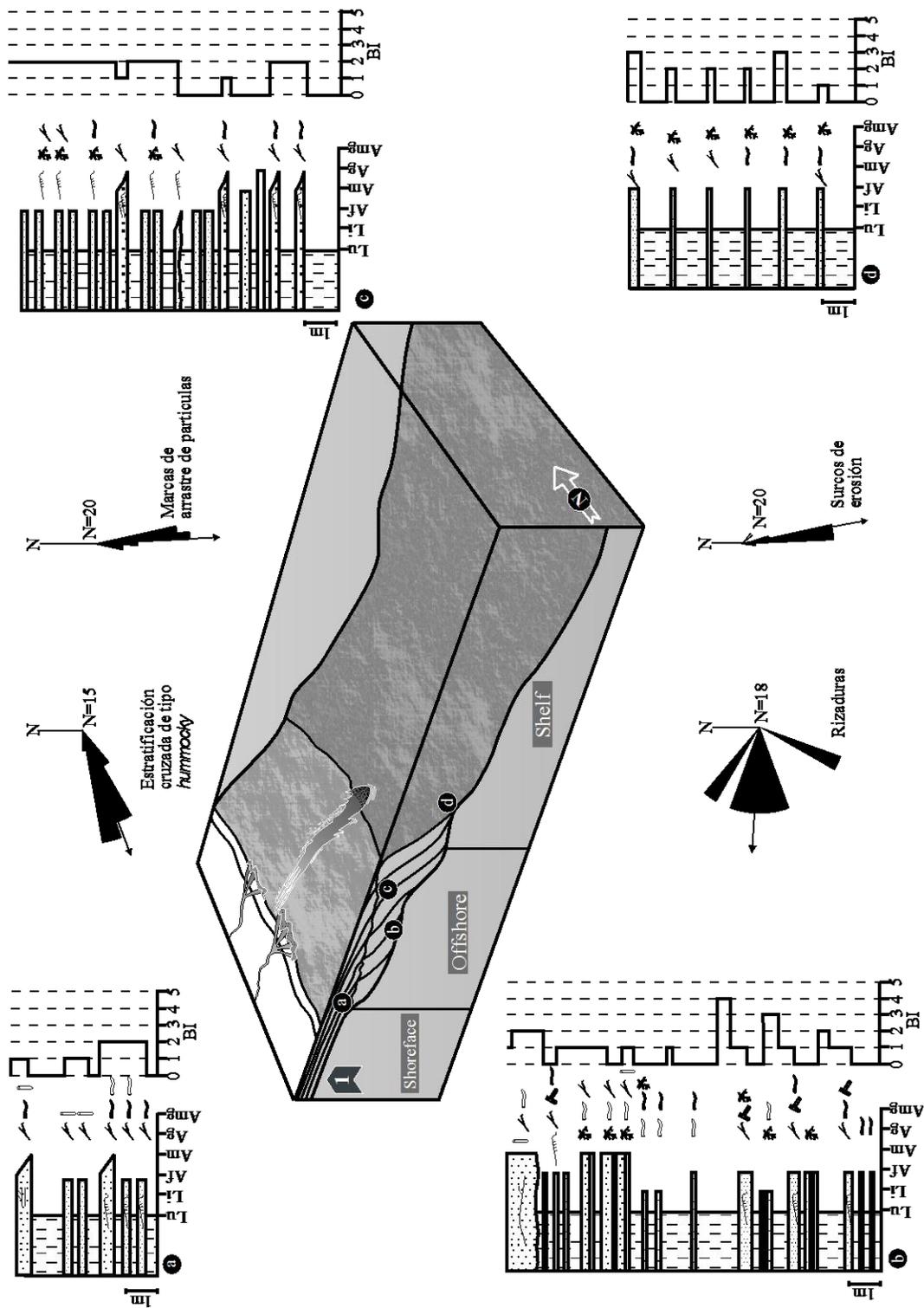


Figura 3.32 Modelo deposicional idealizado del estadio de depósito 1, caracterizado la presencia de secuencias de frente deltaico influenciado dominado por ríos (a), frente deltaico influenciado/dominado por oleaje (b) y prodelta (c).

El frente deltáico influenciado/dominado por ríos puede ser afectado por eventos esporádicos como tormentas, oleaje o mareas. Esta mezcla de procesos esta evidenciada por la ocurrencia de rizaduras y estratificación cruzada dentro de los estratos del frente deltáico (**Figura 3.33**; cf., Bhattacharya y MacEachern, 2009; Li *et al.*, 2010). La ocurrencia de pequeños intervalos bioturbados truncados por estratos gradados sin bioturbación indican la frecuencia y periodicidad de emplazamientos de flujos hipopiciales o corrientes turbidíticas dentro del frente deltáico (MacEachern *et al.*, 2005; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Li *et al.*, 2010), procesos que

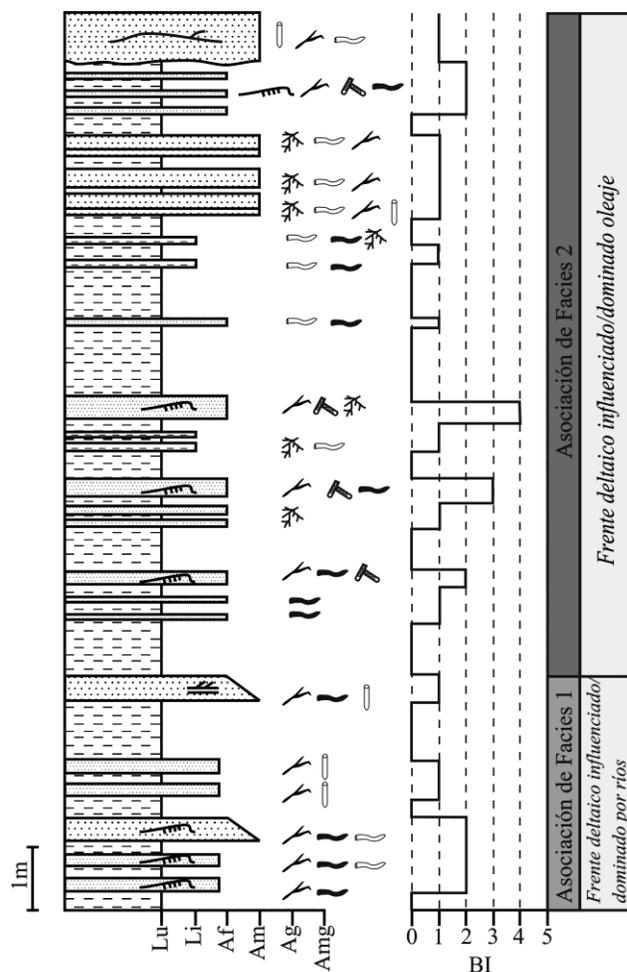


Figura 3. 33 Perfil sedimentológico representativo de las asociaciones de facies 1 y 2, medido en la sección Tierras Blancas 1.

incrementan el estrés del medio, ocasionando que la colonización sea realizada por organismos que se alimentan de la suspensión y desfavorece el desarrollo de organismos que desarrollan madrigueras (cf., Hansen y MacEachern, 2008; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Li *et al.*, 2010).

Tabla 3. 2. Características de las asociaciones de facies

Asociación de facies	Tipo de secuencia	Bases de la interpretación	Relación con las AF	Ambiente deposicional
AF1	Grano y estrato-creciente	Facies heterolíticas y lodosas; estratos con gradación normal e inversa; laminación cruzada tipo tangencial; rizaduras asimétricas; volcanes de arena; estructuras en disco y plato; micro-fallas; índice de bioturbación ausente a poco común (BI 0-2): <i>Skolithos</i> sp., <i>Thalassinoides</i> sp., <i>Planolites</i> sp., <i>Palaeophycus</i> sp.	Sobreyace: AF2 Subyace: AF3, AF4	Frente deltáico influenciado/dominado por ríos

Tabla 3.2 (Continuación). Características de las asociaciones de facies				
Asociación de facies	Tipo de secuencia	Bases de la interpretación	Relación con las AF	Ambiente deposicional
AF3	Grano y estrato-decreciente	Laminación paralela, rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas; estratos con contactos concordantes, gradacionales o erosivos; índice de bioturbación nulo a bajo (BI0-2): <i>Thalassinoides</i> sp., <i>Planolites</i> sp., <i>Chondrites</i> sp.	Sobreyace: AF2 Subyace: AF2, AF5	Montes de barras distributarias
AF4	Grano y estrato-creciente	Laminación paralela, gradación normal, rizaduras asimétricas; índice de bioturbación nulo a bajo (BI 0-3): <i>Planolites</i> sp., y <i>Chondrites</i> sp.	Sobreyace: AF2 Subyace: AF6	Prodelta
AF5	Grano y estrato-decreciente	Depósitos conglomeráticos sobreyacidos por secuencias arenosas y lodosas, estratos amalgamados, acuñaamiento lateral de los estratos, clástos flotados; índice de bioturbación nula a moderada (BI 0-3), representada por los icnofósiles de <i>Palaeophycus</i> sp., <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Cosmorhapse sinuosa</i> y <i>Scolicia strozzii</i> .	Sobreyace: AF3 Subyace: AF7, AF8	Canal submarino de tipo mixto
AF6	Grano y estrato-decreciente	Estratos gruesos amalgamados, gradación normal y depósito de gránulos hacia la base, surcos de erosión, carpetas de tracción, clástos flotados, lentes de gránulos e icnofauna nula a escasa (BI 0-2): <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Chondrites</i> sp., y <i>Megagraption submontanum</i>	Sobreyace: AF7 Subyace: AF7, AF8	Canal submarino de tipo deposicional
AF7	Grano y estrato-decreciente	Clástos flotados, rizaduras escalonadas, laminación convoluta, laminación paralela, e índices de bioturbación nulos a moderados (BI 0-3): <i>Chondrites</i> sp., <i>Scolicia strozzii</i> , <i>Planolites</i> sp., y <i>Palaeophycus</i> sp.	Sobreyace: AF5, AF6 Subyace: AF5, AF6, AF8	Overbank
AF8	Grano y estrato-decreciente Grano y estrato-creciente	Gradación normal y/o inversa, gránulos hacia la base de los estratos, areniscas de estratificación media-delgada con rizaduras asimétricas, clástos flotados, surcos de erosión; índice de bioturbación moderado a abundante (BI 0-2): <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Palaeophycus</i> sp., <i>Chondrites</i> sp., <i>Scolicia strozzii</i> , <i>Megagraption submontanum</i> .	Sobreyace: AF7, AF6 Subyace: AF7, AF9	Transición lóbulo-canal
AF9	Grano y estrato-creciente	Ciclos de compensación, buen desarrollo de las estructuras que caracterizan a la secuencia Bouma, clástos flotados; índice de bioturbación poco común a abundante (BI 2-5): <i>Zoophycus</i> sp., <i>Scolicia strozzii</i> , <i>Strobilorhapse glandifer</i> , <i>Cosmorhapse sinuosa</i> , <i>Helminthopsis abeli</i> (?) y <i>Megagraption submontanum</i> .	Sobreyace: AF7, AF8 Subyace: AF7	Lóbulo
AF10	Caótica	Sedimentos caóticos, pliegues sinsedimentarios, repetición de secuencias caóticas someras, clástos exóticos y estratos contorneados y deformados.	Sobreyace AF7	<i>Slump</i>

3.4.2 Asociación de Facies 2 (AF2): Frente deltáico influenciado/dominado por oleaje

La asociación de facies 2 representa depósitos de frente deltáico influenciado/ dominado por oleaje. Dicha asociación está constituida por las facies **A1**, **A2**, y la sub facies **AL2.1** (Tabla 3.2), las cuales muestran la influencia de períodos de oleaje y tormenta. La **AF2** se caracteriza por presentar: (1) secuencias estrato y grano-crecientes (Figuras 3.34 y 3.35); Tabla 3.2), (2) areniscas de grano grueso-fino, (3) rizaduras asimétricas, con línea

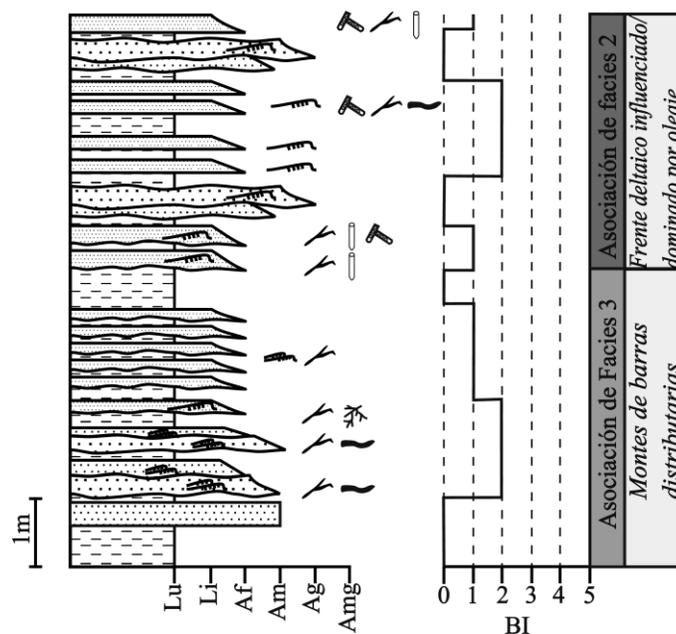


Figura 3. 34 Perfil sedimentológico medido en la sección de Tierras Blancas 1, representativo de las asociaciones de facies 2 y 3.

de cresta sinuosa (Figuras 3.34 y 3.35; Tabla 3.2), (4) laminación cruzada tipo tangencial, (5) estratificación cruzada de tipo *Hummocky*, (6) micro-fallas en la parte superior del estrato y (7) contenido icnofaunístico, que exhiben índices de bioturbación que varían de ausentes a bajos (BI 0-2), cuya suite icnofaunística esta compuesta por trazas de *Thalassinoides* sp., *Palaeophycus* sp., *Planolites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Skolitos* sp., *Chondrites* sp., de tamaños pequeños (2-4 cm de longitud; Figuras 3.34 y 3.35; Tabla 3.2).

3.4.2.1 Interpretación

El desarrollo de rizaduras, laminación cruzada y estratificación cruzada tipo *Hummocky* está asociado con depósitos de frente deltáico influenciado/dominado por oleaje y/o tormentas (Figura 3.32b; cf., MacEachern *et al.*, 2005; Hansen y MacEachern, 2008; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Li *et al.*, 2010; Buatois *et al.*, 2012; Figuras 3.34 y 3.35). La periodicidad de procesos de inundación relacionados con flujos hiperpicnales y el desarrollo de plumas flotantes post-tormenta, así como corrientes turbidíticas de baja densidad pueden originar areniscas con

rizaduras simétricas, estratificación cruzada tipo *Hummocky* parcial o completa y sucesiones de lutitas carentes de bioturbación (MacEachern *et al.*, 2005; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Li *et al.*, 2010). La mezcla de agua, producto de la continua agitación por efecto de los proceso de oleaje, favorece la colonización de organismos que se alimentan del depósito y carnívoros (cf., Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern, 1994). El índice de bioturbación es mayor en las zonas alejadas de la desembocadura de los ríos, donde el aporte de oxígeno es suficiente y el ambiente es poco estresante (Hansen y MacEachern, 2008).

El ensamble icnofaunístico sitúa a la **AF2** dentro de la icnofaices de *Cruziana* en su expresión distal y *Skolithos* en su expresión proximal. La presencia de icnofósiles característicos de la expresión arquetípica de las facies de *Skolithos* y *Cruziana*, evidencian el desarrollo de un ambiente de frente deltáico con influencia parcial del oleaje (Figura 3.32b; Li *et al.*, 2010; Buatois *et al.*, 2012).

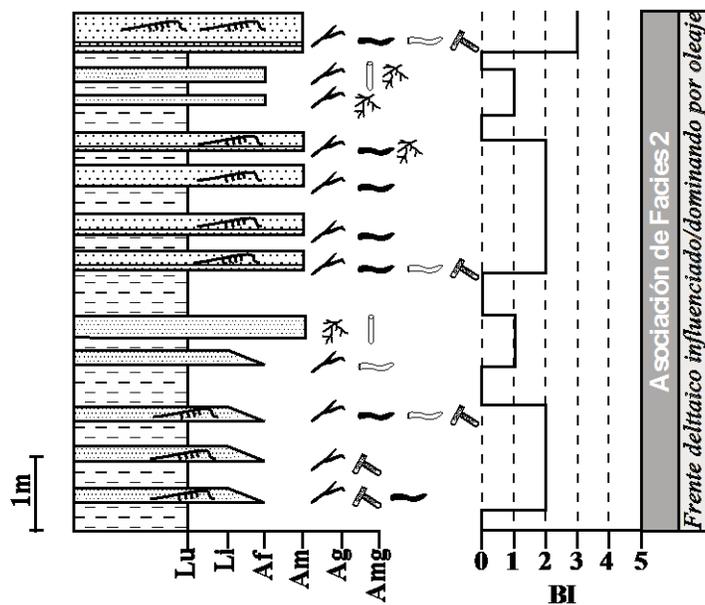


Figura 3.35 Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 2, medido en la sección de Tierras Blancas 2.

3.4.3 Asociación de Facies 3 (AF3): Montes de barras distributarias

La asociación de facies **AF3** esta compuesta por las facies **A3**, y las sub facies **A4.1**, **AL2.1** y **AL3.1** (Tabla 3.2), la cual muestra: (1) secuencias grano y estrato-decrecientes, (2) laminación paralela, (3) contactos concordantes gradacionales o erosivos, (4) rizaduras asimétricas, (5) rizaduras escalonadas, y (6) bajos índices de bioturbación (BI0-2), representados por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp., *Chondrites* sp (Figuras 3.35 y 3.36; Tabla 3.2).

3.4.3.1 Interpretación

Las características sedimentológicas que muestran las facies que conforman la **AF3** permiten interpretarla como depósitos de montes de barras distributarias, dentro de un sistema deltáico influenciado/dominado por oleaje/ríos (**Figura 3.32c**). Los depósitos de montes de barras muestran clinofórmulas deltáicas que consisten de sucesiones arenosas de grano fino-medio con

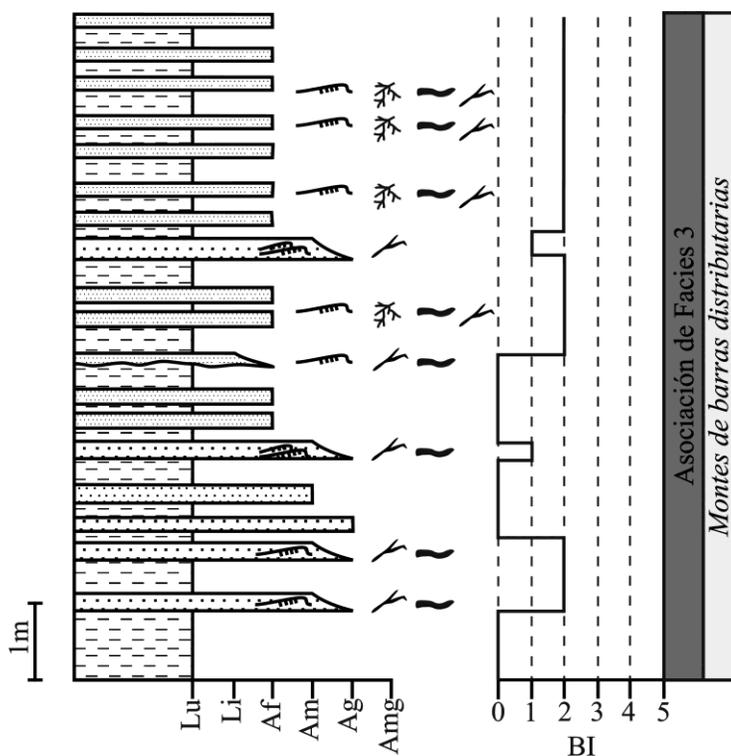


Figura 3. 36 Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 3, medido en la sección Tierras Blancas 2.

espesores de decímetros que exhiben escasa o nula bioturbación (MacEachern *et al.*, 2005; Hansen y MacEachern, 2008; Li *et al.*, 2010). Las secuencias estrato y grano- decrecientes indican períodos de inundación, en tanto que la predominancia de facies con laminaciones paralelas marcan el decaimiento del sedimento en suspensión y el depósito de los sedimentos originados por plumas hipopicales. Las intercalaciones de lutitas y limolitas con lodos entrampados representan el abandono temporal de los montes de barra. Los bajos índices de bioturbación representados por trazas de 2 a 5 cm de longitud y 0.5 a 1 cm de diámetro, correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* que evidencian condiciones ambientales estresantes.

3.4.4 Asociación de Facies 4 (AF4): Prodelta

La asociación de facies 4 está compuesta por las facies **A1**, **L1**, y **L2** (**Tabla 3.2**), caracterizada por: **(1)** secuencias estrato y grano crecientes (**Figura 3.37**), compuestas por estratos de areniscas de grano muy fino a fino y lutitas en proporciones de 35%-65%, **(2)** laminación paralela (**Tabla 3.2**), **(3)** gradación normal (**Figura 3.38**), **(4)** rizaduras asimétricas (**Figura 3.38**), **(5)** icnofacies de

Cruziana en su expresión distal, representada por trazas de *Planolites* sp., y *Chondrites* sp., (**Figuras 3.37 y 3.38; Tabla 3.2**). Los depósitos de prodelta se caracterizan por la presencia de lutitas intercaladas con areniscas de grano fino, con gradación normal y limolitas (**Figuras 3.37 y 3.38**). Los estratos de arenisca ocasionalmente exhiben rizaduras asimétricas, los depósitos de lutita exhiben laminación paralela, en tanto que las sucesiones de limolitas se presentan de forma masiva. Los fósiles trazas presentan un índice de bioturbación ausente a moderado (BI 0-3; **Figuras 3.37 y 3.38; Tabla 3.2**) y muestran morfologías simples de organismos comedores del depósito, así como trazas inclinadas relacionadas con organismos comedores de la suspensión, representadas por los icnogéneros de *Palaeophycus* sp., *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., y *Chondrites* sp., correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* con características estresadas.

3.4.4.1 Interpretación

Las sucesiones de lutitas y limolitas y estratos delgados de arenisca de grano fino, han sido documentadas dentro de ambientes de aguas relativamente profundas correspondientes a depósitos de prodelta (**Figura 3.32d**; Hansen y

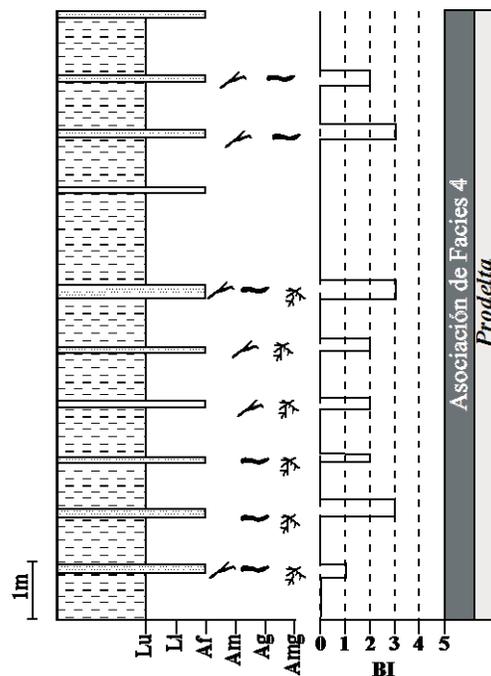


Figura 3. 37 Perfil sedimentológico medido en la sección Tierras Blancas 1, representativo de la asociación de facies 4.

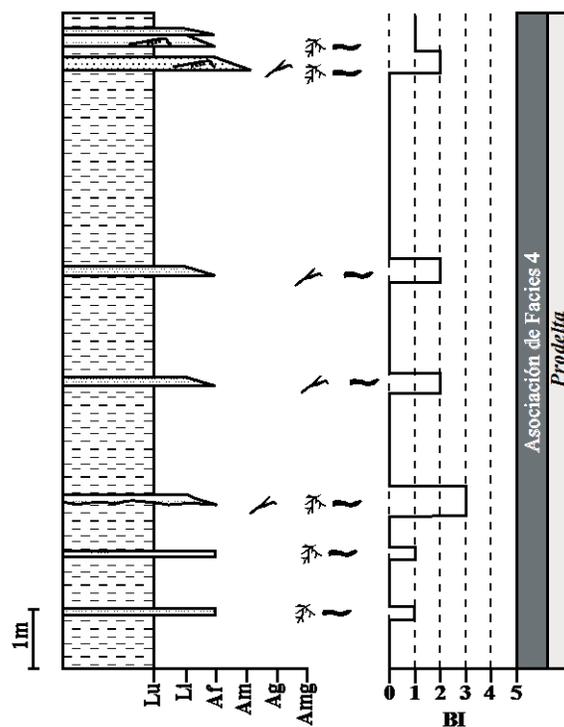


Figura 3. 38 Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 4, medido en la sección Salaverna.

MacEachern, 2008), el cual ha sido tradicionalmente interpretado como el área donde lodo fino y arcilla son depositados por sedimento transportado en suspensión (cf., Bhattacharya, 2006). El proceso deposicional del sedimento lodoso dentro del prodelta, resulta de la introducción de plumas flotantes concentradas dentro el piso oceánico, las cuales tienden a formar un flujo lodoso que puede mantenerse en suspensión por los procesos relacionados con el oleaje o las mareas o removido por los eventos de tormentas (Allison *et al.*, 2000). Otra hipótesis sobre el depósito de sedimentos lodosos dentro del prodelta, implica la introducción de flujos hiperpicnales, directamente del piso oceánico (cf., Mulder y Syvitski, 1995). Dichas secuencias se caracterizan por presentar espesores de centímetros a decímetros, interestratificados con arenas gradadas, escasa laminación paralela y bajos índices de bioturbación (Kuehl *et al.*, 1986; Allison *et al.*, 2000; MacEachern *et al.*, 2005). El desarrollo de trazas pequeñas pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana* en su expresión media a distal, indican condiciones ambientales relativamente estresantes, asociadas posiblemente con ambientes de prodelta, casos similares han sido documentados por Hansen y MacEachern (2008).

3.4.5 Asociación de Facies 5 (AF5): Canal submarino de tipo mixto

La **AF5** esta constituida por las facies **Cng**, **L3** y las sub facies **A4.2**, **A4.3**, **A4.4**, **A4.5**, **AL2.2** (Tabla 3.2), caracterizada por mostrar: (1) depósitos conglomeráticos sobreyadidos por secuencias arenosas y lodosas (Figura 3.39), (2) secuencias del tipo estrato y grano-decrecientes (Figura 3.39 y 3.40; Tabla 3.2), (3) estratos gruesos de areniscas amalgamadas (Figuras 3.39 y 3.40; Tabla 3.2), (4)

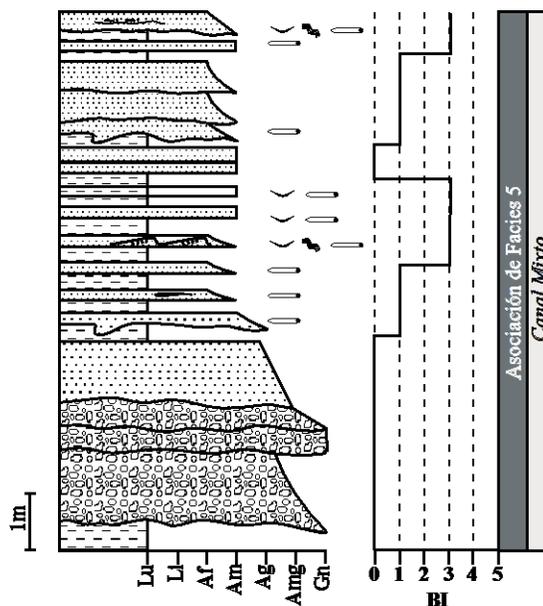


Figura 3. 39 Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 5 (AF5), medido en la sección Tierras Blancas 2.

acuñamiento lateral de los estratos, predominantemente de los estratos conglomeráticos (**Figura 3.40**), (**5**) clastos flotados de lutitas (**Tabla 3.2**), (**6**) carpetas de tracción (**Tabla 3.2**), (**7**) una suite icnofaunística con índices de bioturbación nula a moderada (BI 0-2; **Figuras 3.39 y 3.40**), representada por los icnofósiles de *Palaeophycus* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Cosmorhapse sinuosa* y *Scolicia strozzii* (**Figuras 3.39 y 3.40; Tabla 3.2**).

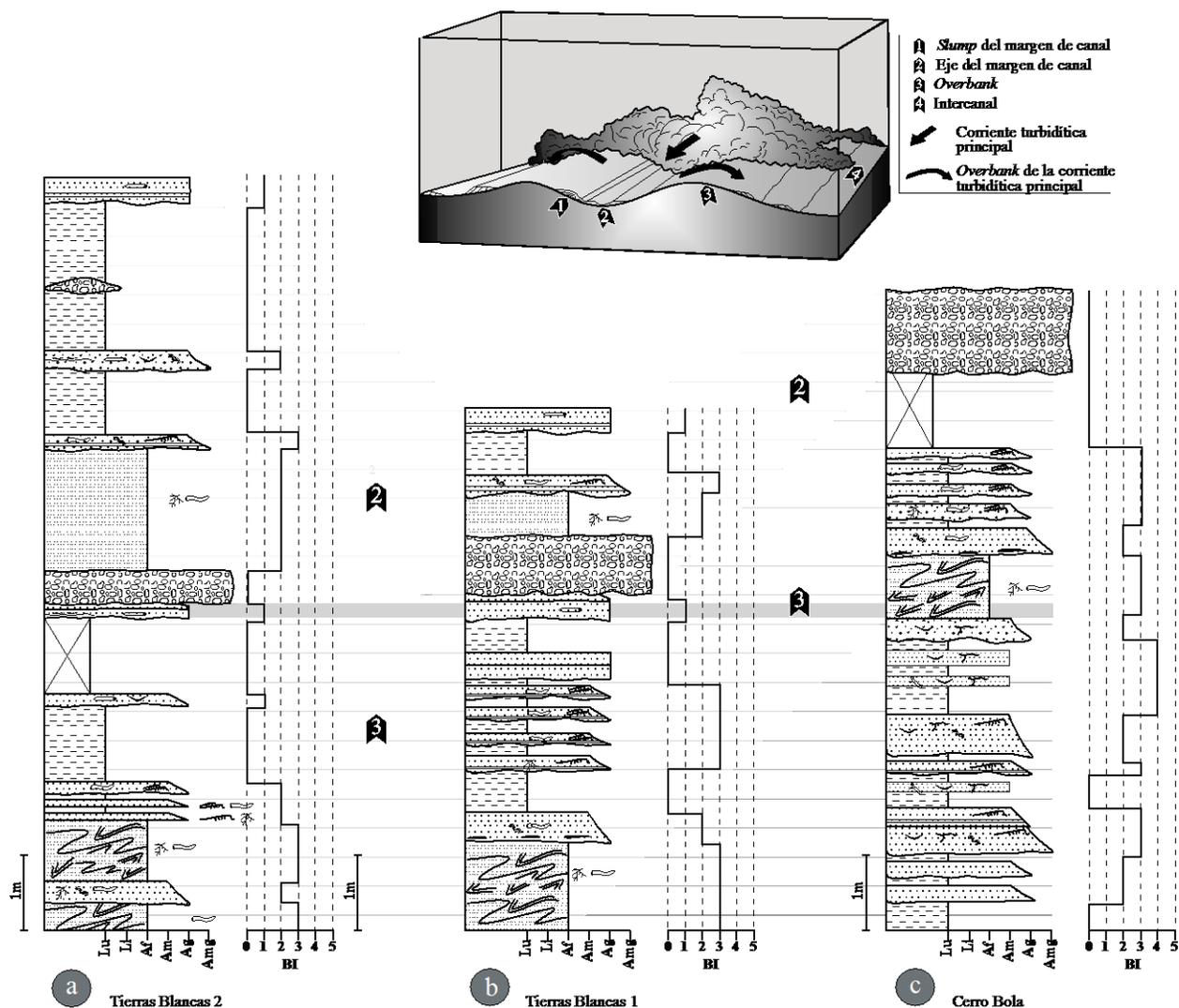


Figura 3. 40 Correlación de secuencias de relleno de canal y *overbank* en las secciones Tierras Blancas 2, Tierras Blancas 1 y Cerro Bola, y su ubicación dentro de un modelo conceptual que muestra la relación espacial entre la corriente turbidítica principal y las corrientes turbidíticas de *overbank* de acuerdo a Shanmugan *et al.*, (1995).

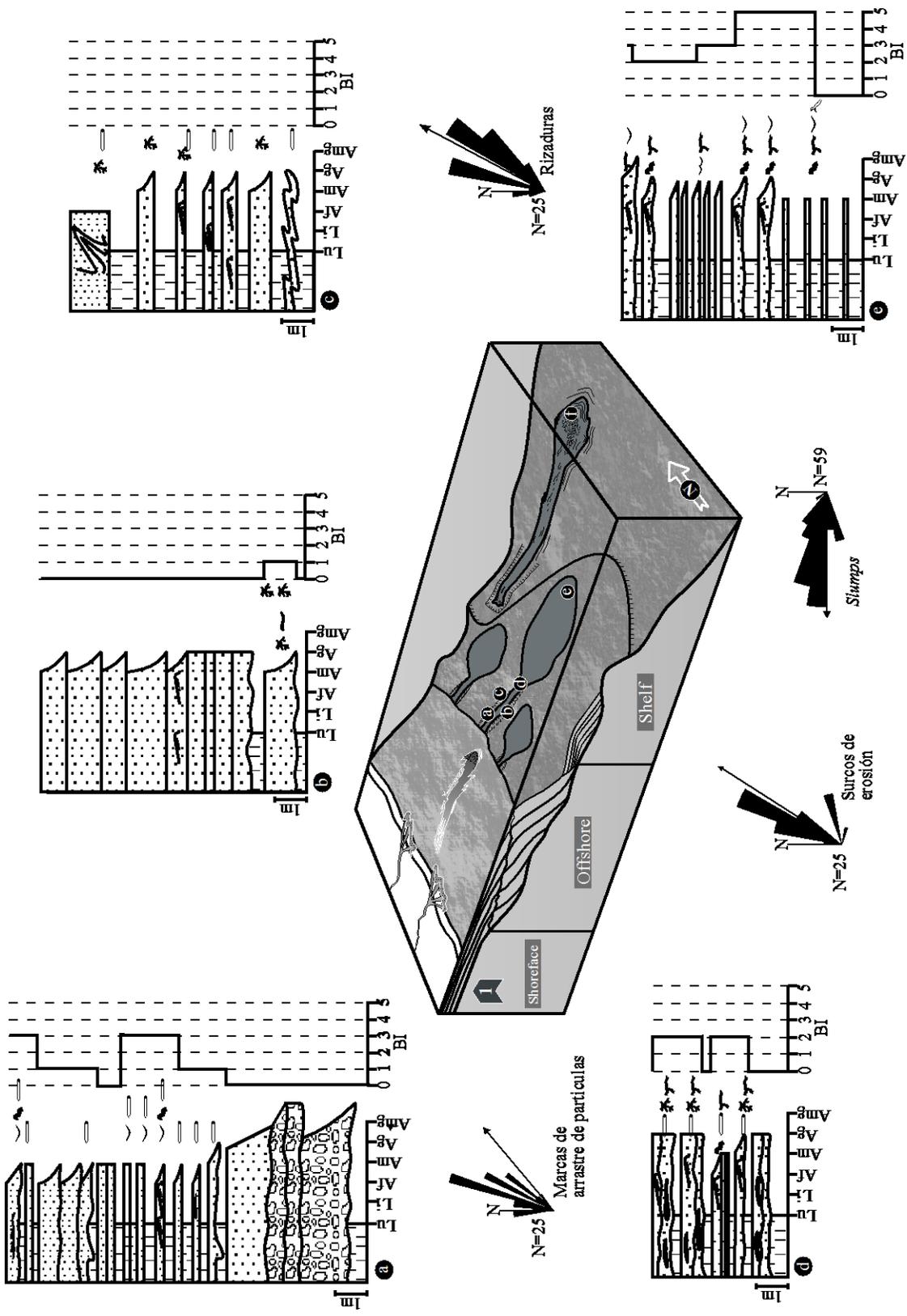


Figura 3. 41 Modelo deposicional idealizado del estadio de depósito 2 , caracterizado por el desarrollo de abanicos submarinos, representados por secuencias de canal mixto (d), *overbank* (e), transición lóbulo-canal (f) y lóbulo (g).

3.4.5.1 Interpretación

La presencia de secuencias estrato y grano-decrecientes, sucesiones de facies conglomeráticas, arenosas y areno-lodosas de estratificación media-delgada, permite interpretar la **AF5** como depósitos de canal submarino tipo mixto, de acuerdo al esquema propuesto por Mutti y Normark (1987; **Figuras 3.41a**), desarrollados en la porción más proximal del abanico medio (cf., Mutti y Ricci Lucchi, 1972). El desarrollo de carpetas de tracción, abundantes surcos de erosión y contactos erosivos, representan características asociadas a corrientes turbidíticas de alta y baja densidad (cf., Mutti y Ricchi Lucci, 1972; Mutti y Normark, 1987; Clark y Pickering, 1996). El depósito de secuencias de canales mixtos se desarrolla más comúnmente dentro del abanico medio en su parte proximal dentro del esquema de abanico submarino propuesto por Mutti y Ricci-Lucchi (1972; **Figura 3.41a**). Los icnogéneros presentes en la **AF5**, permiten documentar que: i) *Palaeophycus tubularis* con longitud de 5 a 7 cm y diámetros de 1 a 1.5 cm, han sido reportado en ambientes de márgenes de canal (Heard y Pickering, 2008); ii) *Scolicia strozzii*, referida a una estructura horizontal u oblicua, con relleno cóncavo y 2-5 cm de diámetro aproximadamente, es común en la parte interna del canal submarino y en los bordes de *overbank* (Callow *et al.*, 2012). Las trazas fósiles sitúan a la **AF5** dentro de las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus*.

3.4.6 Asociación de Facies 6 (AF6): Canal submarino de tipo deposicional

La **AF6** esta constituida por las sub facies **A4.1**, **A4.4** y **AL2.2** (**Tabla 3.2**), caracterizada por mostrar: **(1)** secuencias estrato y grano-decrecientes, **(2)** areniscas con estratos gruesos amalgamados, **(3)** areniscas con gradación normal y depósito de gránulos hacia la base, **(4)** surcos de erosión, **(5)** carpetas de tracción, **(6)** cláastos flotados, **(7)** lentes de gránulos (**Figuras 3.40, 3.41b y 3.42**), e **(8)** índice de bioturbación que varía de nulo a escaso (BI 0-3), representado por los icnogéneros de *Palaeophycus tubularis*, *Chondrites* sp., y *Megagraption submontanum* (**Figura 3.42; Tabla 3.2**).

3.4.6.1 Interpretación

La presencia de secuencias de areniscas gradadas, amalgamadas y abundantes surcos de erosión sobreyacidas por estratos más delgados de arenisca de grano fino intercaladas con lutitas, representa secuencias de relleno de canal dentro del abanico medio en su porción “proximal-media” (cf., Mutti y Ricci Lucchi, 1972; **Figura 4.41b**). Secuencias similares han sido documentadas por Mutti y Normark (1991) y Mutti *et al.* (1999), en los depósitos del Eoceno del Grupo Santa Liestra, hacia la porción sur-centro de los Pirineos. Otro caso similar ha sido documentado por Pirmez *et al.* (1997), quienes describen canales arenosos

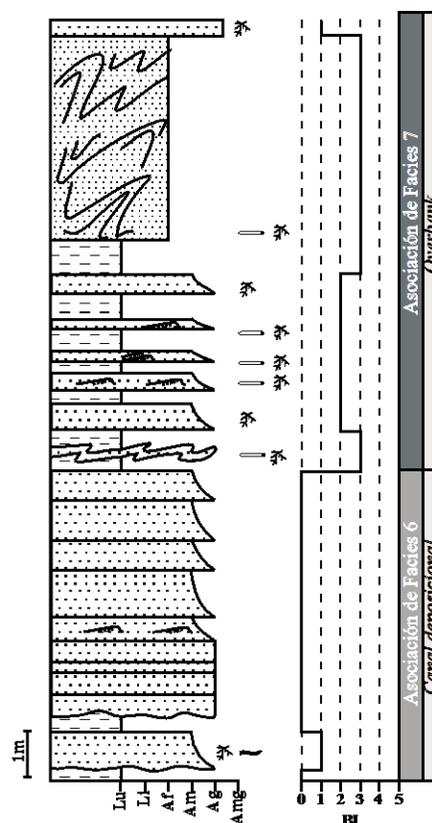


Figura 3.42 Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 6 y 7, medido en la sección Tierras Blancas 2.

deposicionales en el abanico reciente Amazon, mencionando que los canales deposicionales mixtos se localizan en dentro abanico medio y se caracterizan por una sucesión de areniscas gruesas amalgamadas con abundantes surcos de erosión y clastos flotados. Las trazas fósiles de la **AF6** están representados por *Megagraption submontanum*, con longitudes que varían entre 5 y 10 cm, *Chondrites* sp., que presenta tamaños de 3 a 5 cm, *Palaeophycus tubularis* con longitudes que oscilan entre 5 cm y 7 cm, los cuales muestran estructuras de organismos alimentados del material en suspensión y representan condiciones de régimen de flujo altas a moderadas, y sitúan a la **AF6** dentro de las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus* (**Figuras 3.40, 3.41b y 3.42**).

3.4.7 Asociación de Facies 7 (AF7): Depósitos de overbank

La **AF7** esta compuesta por las sub facies **A4.1**, **A4.2**, **AL3.2** (Tabla 3.2), caracterizada por mostrar: **(1)** secuencias estrato y grano-decrecientes (**Figuras**

3.40, 3.41c, 3.43a y 3.43b), constituidas por estratos de areniscas de grano grueso a fino, con relaciones de 55%-45%, (2) clastos flotados (Figura 3.43a), (3) rizaduras escalonadas (Figuras 3.43a y 3.43b), (4) laminación convoluta (Figuras 3.43a, 3.43b, 3.44a y 3.44b), (5) laminación paralela, y (6) índices de bioturbación BI 0-3, relacionados con los icnogéneros de *Chondrites* sp., *Palaeophycus* sp., *Planolites* sp., y *Scolicia strozzii* (Figuras 3.43a y 3.43b; Tabla 3.2).

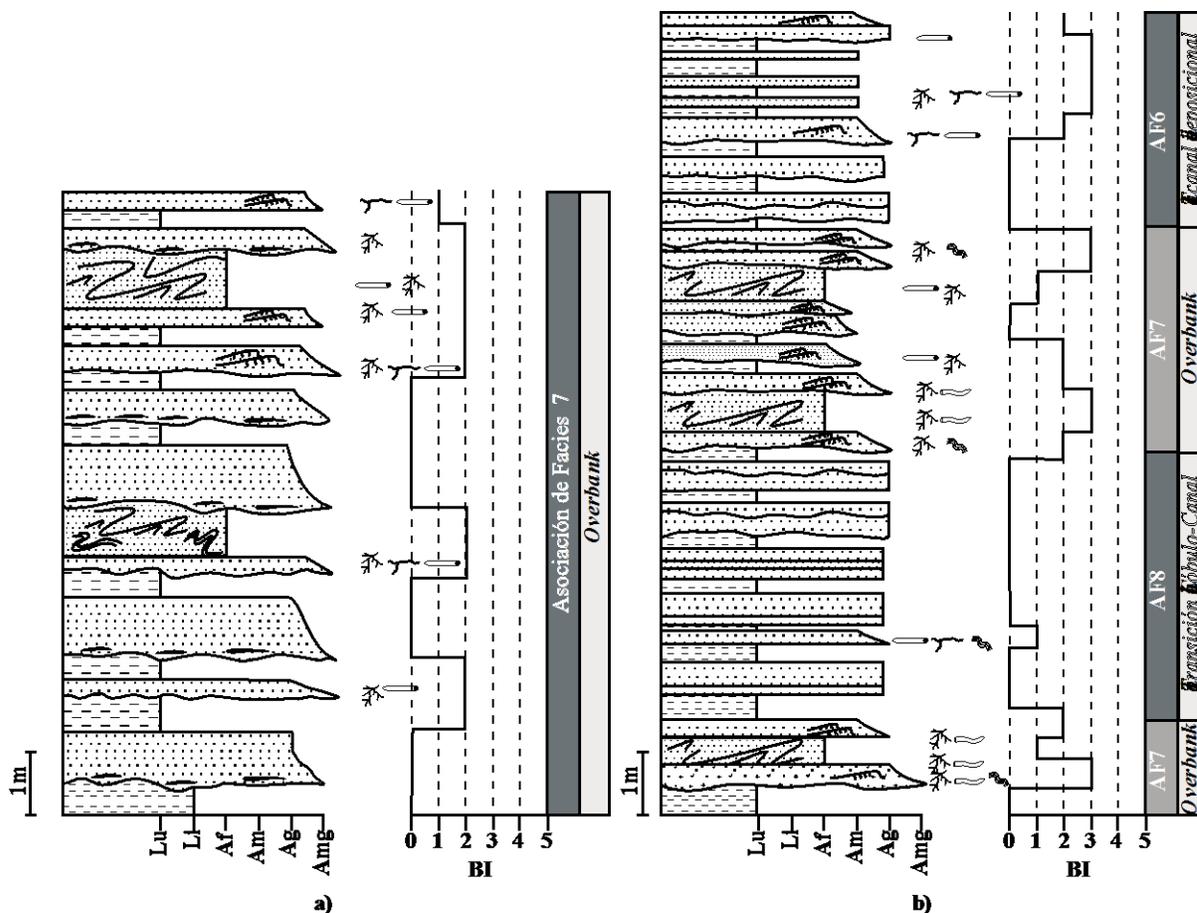


Figura 3. 43: a) Perfil sedimentológico medido en la sección Tierras Blancas 2, representativo de la asociación de facies 7; b) perfil sedimentológico medido en la sección Cerro Bola, representativo de las asociaciones de facies 6, 7 y 8.

3.4.7.1 Interpretación

Las características sedimentológicas que exhibe la **AF7** permiten interpretarla como secuencias de *overbank* (Mutti y Normark, 1987; Figuras 3.40, 3.41c y 3.43a y 3.43b), desarrolladas dentro del abanico medio en su porción media a distal (cf., Mutti y Ricchi-Lucci, 1972). El origen de secuencias de *overbank* “CCC” está relacionado con corrientes turbidíticas diluidas, que no fueron

transportadas a través de canales confinados (Mutti y Normark, 1987). Los índices de bioturbación varían de nulos a moderados (BI 0-3) y presentan una baja variedad de icnogéneros, representado por los icnogéneros: i) *Scolicia strozzii* con longitudes que varían de 3 a 7 cm, y diámetros que varían entre 1 y 2 cm ha sido reportada en ambientes de *overbank* (Heard y Pickering, 2008); ii) *Planolites* sp., pueden desarrollarse en ambientes correspondientes a la cresta de *overbank*, dentro de litofacies de grano más fino. El ensamble icnofaunístico permite situar a la **AF7** dentro de las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus* en su expresión proximal.

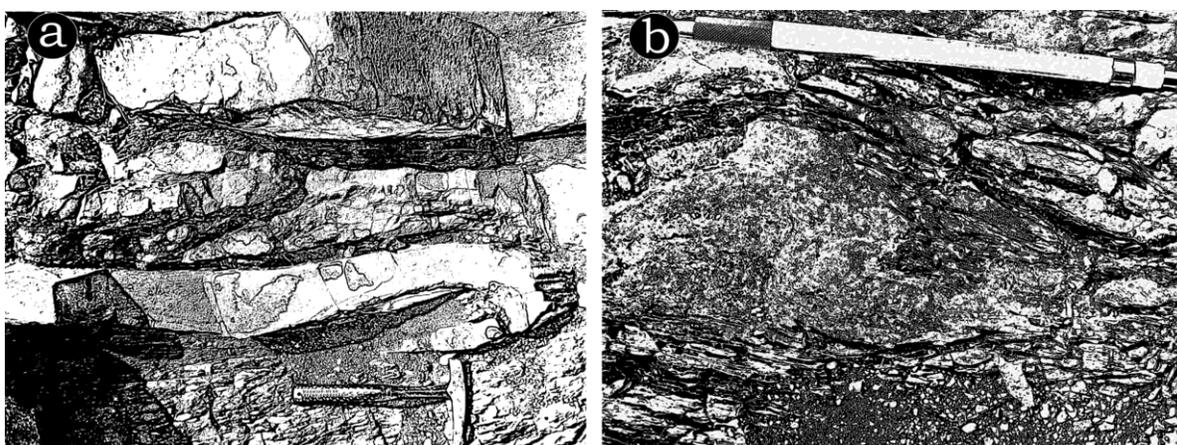


Figura 3. 44. a) y b) Pliegues sin sedimentarios de la asociación de facies 6, localizados en la sección Tierras Blancas 2.

3.4.8 Asociación de Facies 8 (AF8): Transición lóbulo-canal

La **AF8** esta constituida por las facies **A7**, **A8**, **A9**, **AL2**, **AL3** (Tabla 3.2), caracterizada por presentar: **(1)** secuencias estrato y grano-crecientes, así como estrato y grano-decrecientes, **(2)** areniscas de estratificación gruesa con gradación normal y/o inversa, **(3)** gránulos hacia la base de los estratos, **(4)** areniscas de estratificación media-delgada con rizaduras asimétricas, **(5)** abundantes clástos flotados y surcos de erosión y, **(6)** trazas fósiles escasas o ausentes, con índices de bioturbación BI 0-2, correspondientes a los icnogéneros de *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus* sp., *Chondrites* sp., y en menor proporción *Scolicia strozzii* y *Megagraption submontanum* (Figura 3.45; Tabla 3.2).

3.4.8.1 Interpretación

Las facies que integran a esta asociación de facies, permiten interpretarla como depósitos de la transición lóbulo-canal (**Figuras 3.41d**) depositada dentro del abanico medio en su porción distal, de acuerdo con el modelo de abanico submarino propuesto por Mutti y Ricchi-Lucci (1972). Las secuencias de transición lóbulo-canal se han interpretado como producto del depósito rápido del sedimento en suspensión, durante o inmediatamente después de haber ocurrido el brinco hidráulico (Mutti y

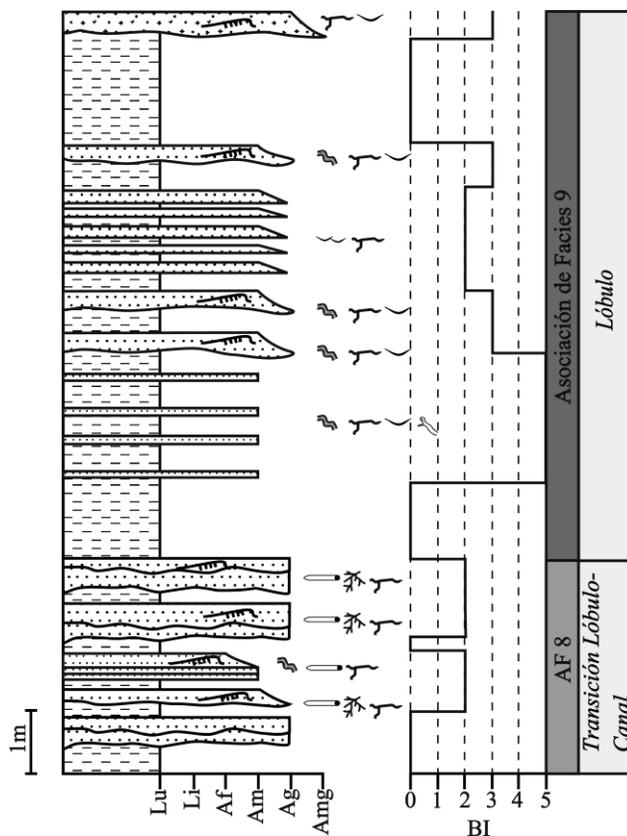


Figura 3. 45 Perfil sedimentológico medido en la sección Cerro Bola, representativo de las asociaciones de facies 8 y 9.

Normark, 1987). La **AF8** presenta un índice de bioturbación que varía de ausente a poco común (BI 0-2), representado por trazas de 7 cm de *Palaeophycus tubularis* y *Chondrites* sp., que muestra tamaños de 3 a 5 cm; dichos icnogéneros han sido documentados por Heard y Pickering (2008) en afloramientos de transición lóbulo-canal, de la cuenca del Eoceno Medio Ainsa-Jaca, en los Pirineos Españoles. El ensamble icnofaunístico está conformado por organismos de las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y *Zoophycus*.

3.4.9 Asociación de Facies 9 (AF9): Lóbulo

La **AF9** está compuesta por las facies **A7**, **A8**, **A9**, **AL1**, **AL2.2**, **AL3.2**, **L3** (**Tabla 3.2**), caracterizada por mostrar: **(1)** secuencias estrato y grano-crecientes, como también estrato y grano-decrecientes, **(2)** ciclos de compensación conformados por secuencias de areniscas y lutitas, **(3)** clastos flotados de lutita y, **(4)** una suite icnofaunística que exhibe una gran variedad

de icnogéneros representados por los icnofósiles de *Zoophycus* sp., *Scolicia strozzii*, *Strobilorhapse glandifer*, *Cosmorhapse sinuosa*, *Helminthopsis abeli* (?) y *Megagraption submontanum*, con índices de bioturbación que varían entre poco comunes y abundantes (BI 2-5; **Figura 3.46a y 3.46b; Tabla 3.2**).

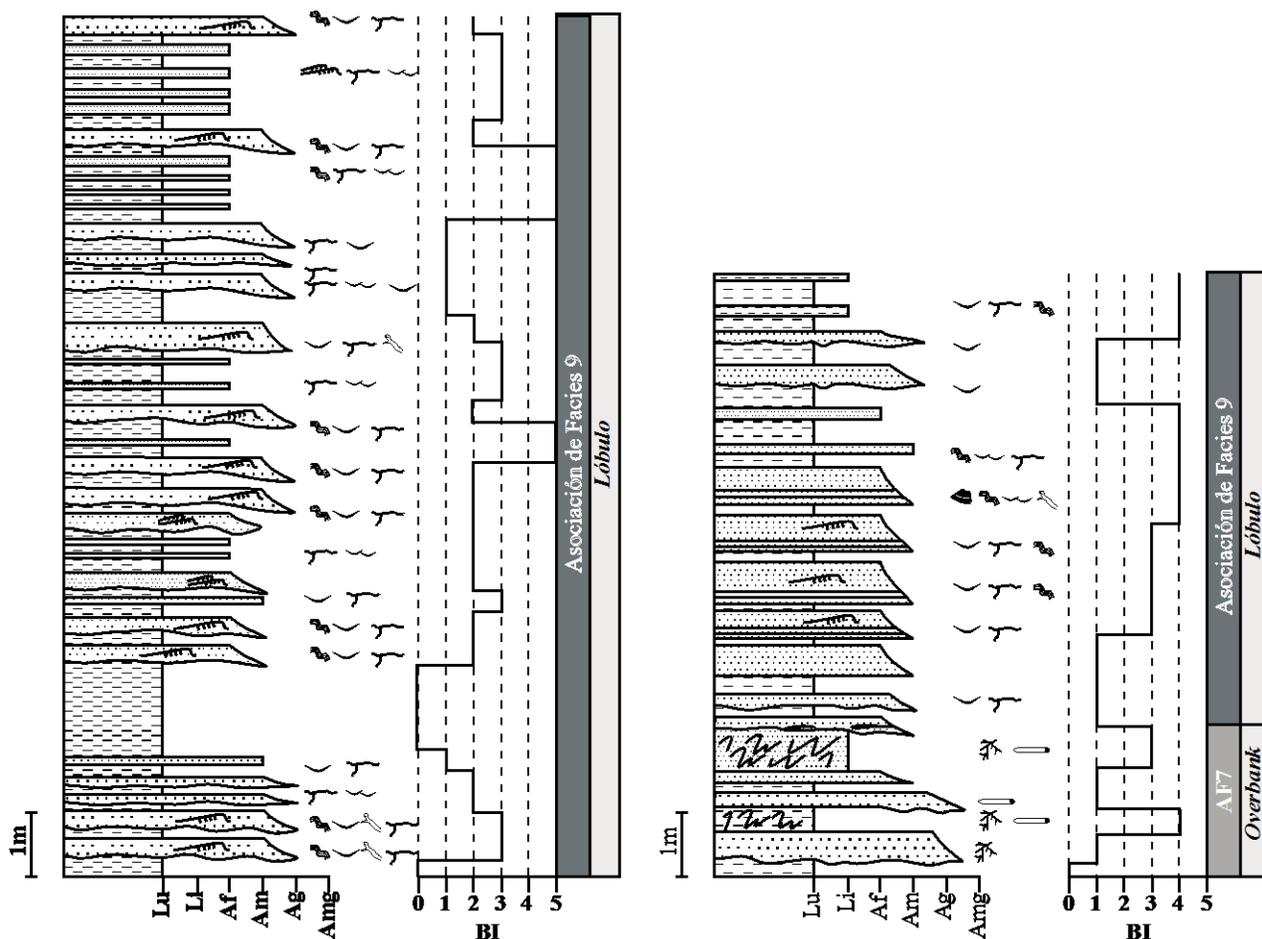


Figura 3. 46. a) Perfil sedimentológico medido en la sección Cerro Bola, representativo de la asociación de facies 9 y b) perfil sedimentológico medido en la sección Tierras Blancas 2, representativo de la asociación de facies 7 y 9.

3.4.9.1 Interpretación

Las características sedimentológicas e icnológicas que exhibe la asociación de facies **FA9**, permiten interpretarla como depósitos de lóbulos (**Figuras 3.41e**) dentro del abanico medio dentro del modelo propuesto por Mutti y Ricchi-Lucci (1972). El desarrollo de ciclos de compensación de facies arenosas y lodosas, tanto estrato y grano-decrecientes como estrato y grano-crecientes, han sido atribuidos a secuencias de lóbulo, cuyo depósito resulta de corrientes

turbidíticas de alta concentración y corrientes de fondo (Mutti y Ricchi-Lucci, 1972; Walker, 1978; Shanmugan y Moiola, 1985). Las facies más arenosas con la presencia completa de la secuencia Bouma, caracterizan secuencias de lóbulo proximal, en tanto que las facies con mayor predominancia de depósitos de lodos, corresponden a secuencias de lóbulo proximal.

La asociación de los icnogéneros de *Zoophycus sp.*, con tamaños de 7 cm, *Scolicia strozzii*, que presenta una longitud de 3 a 5 cm y *Strobilorhappe glandifer*, que exhibe tamaños que varían entre 4 y 6 cm, pueden evidenciar depósitos de lóbulo (Heard y Pickering, 2008). El ensamblaje icnofaunístico corresponde a las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y *Zoophycus* en su expresión arquetípica.

3.4.10 Asociación de Facies 10 (AF10): Slump

La **AF10** esta constituida únicamente por la facies **CAO (Tabla 3.2)**, consiste de una mezcla de sedimentos caóticos que incluye facies de aguas someras y profundas. Se caracteriza por presentar: **(1)** sedimentos caóticos constituidos por intercalaciones de areniscas y lutitas en relaciones variables, **(2)** un espesor variable de ~250 a 400 m, **(3)** pliegues sinsedimentarios que presentan ejes de pliegue verticales (**Figura 3.47**), con ángulos inter flanco que varían de cerrados (20 cm) a abiertos (2 m), que presentan una orientación preferencial N-S, en los cuales el flanco superior se encuentra frecuentemente truncado.

3.4.10.1 Interpretación

Las características sedimentológicas, icnológicas y desarrollo de estructuras sinsedimentarias permiten interpretar que la asociación de facies **A10** representa el emplazamiento de sedimentos transportados en masas, por medio de deslizamientos rotacionales o *slumps* (cf., Ricci-Lucchi, 1972; Clari y Ghibaudo, 1979; Pickering *et al.*, 1986; **Figura 3.41f**). Los factores que controlan el desarrollo de *slumps* son: presencia de una pendiente moderada a inclinada, material poco consolidado como generador de una excesiva presión de poro (Allen, 1970). Reading (1996) señala que los depósitos de *slumps* pueden presentar espesores que varían de >100 m hasta cientos de kilómetros, y mostrar de estructuras de deformación penetrativa, dentro de las cuales es

posible reconocer remanentes de la estructuras sedimentarias primarias, tales como estratificación, laminación, así como contenido fósil e icnofósil.

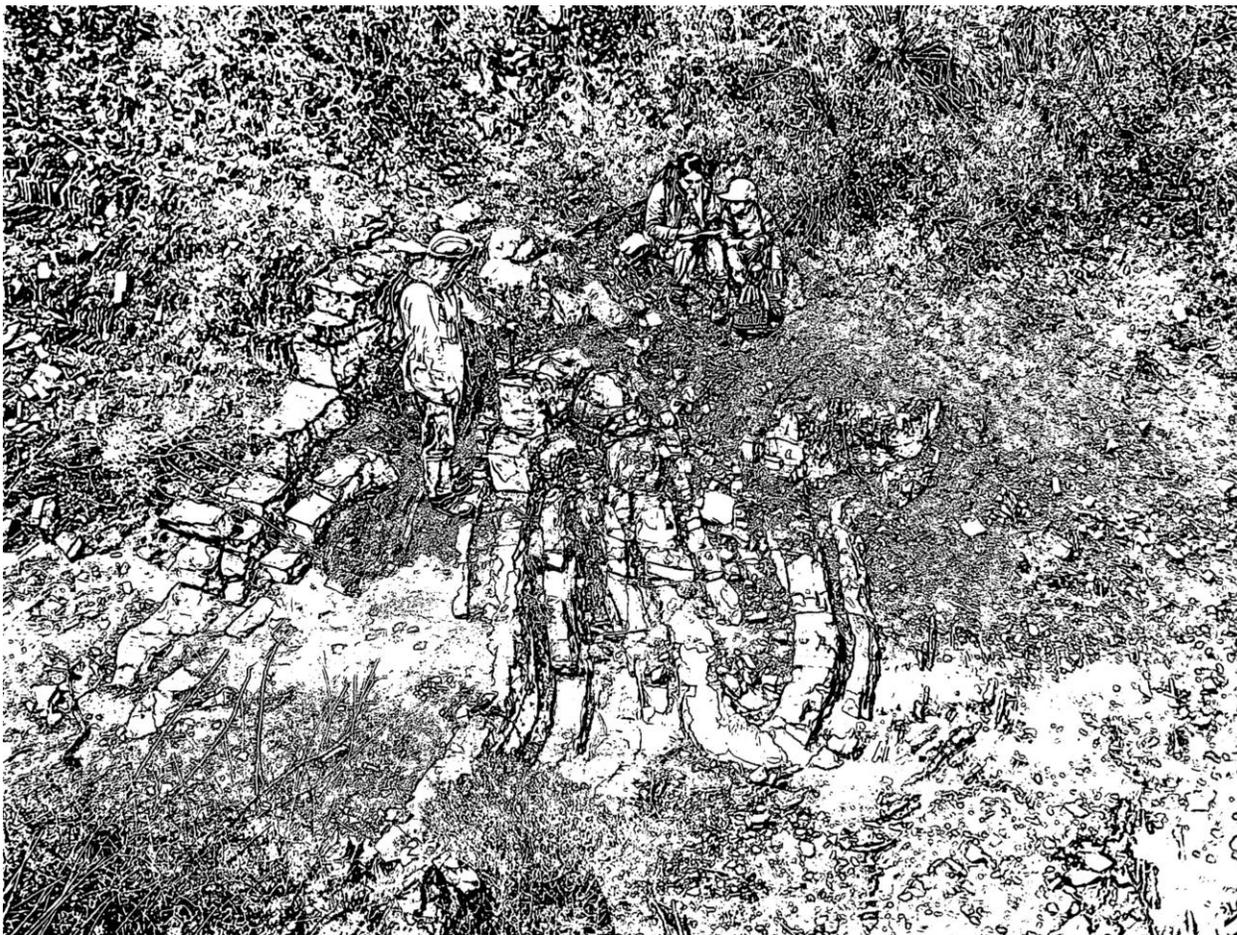


Figura 3. 47. Pliegue sin sedimentario de la asociación de facies A10, localizado en la sección Tierras Blancas 2.

De acuerdo con Stow *et al.* (1996), los *slumps* se presentan en una gran variedad de escalas, que oscilan entre centenas hasta miles de kilómetros. Dichos depósitos pueden ocurrir en pendientes con gradientes muy bajas, especialmente donde se presenta un gran aporte de sedimentos de grano fino (Reading, 1996). El movimiento en masa se desarrolla comúnmente en material no consolidado y exhibe una deformación interna compleja con respecto al movimiento pendiente abajo, en tanto que el grado y estilo de deformación interna varía de acuerdo a la longitud y heterogeneidad del material en movimiento (Reading, 1996). En los *slumps*, la carga de sedimentos gruesos se concentra en la parte basal del deslizamiento, tendiendo a desarrollar fallamiento lítrico en la porción terminal del cuerpo (Reading, 1996).

4 PETROGRAFÍA, COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE Y PROCEDENCIA

4.1 Introducción

El estudio de cadenas montañosas antiguas mediante análisis petrográficos de las rocas sedimentarias clásticas asociadas, contribuye a la reconstrucción de los procesos tectónicos que les dieron origen (e.g., Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson, 1985; 1988). La composición petrográfica de las rocas siliciclásticas depositadas en cuencas sedimentarias relacionadas con cinturones de acreción, ha sido ampliamente documentada por DeCelles (1986), DeCelles y Hertel (1989), Miller *et al.* (1992), Critelli y Le Pera (1994), Dickinson (2004), DeCelles (2004), entre otros. Los autores señalan que, en los sistemas de cuencas tipo *foreland*, los grandes volúmenes de sedimentos derivados tanto del orógeno reciclado como del cratón continental adyacente, proporcionan datos importantes para entender la evolución del sistema de cuencas asociadas a cinturones plegados y cabalgados. En este sentido, cuando los datos petrográficos de las areniscas, que constituyen dichos sistemas, son empleados en conjunto con datos de paleocorrientes, isopacas y características texturales, es posible el desarrollo de paleo-reconstrucciones detalladas de los patrones antiguos de drenaje, como la ubicación y determinación del área fuente del cual proceden (DeCelles y Hertel, 1989; DeCelles, 2004). De esta manera, los cambios en la composición de areniscas en cuencas *foreland* reflejan la compleja interacción entre tectónica y sedimentación (Critelli y Lepera, 1994). Por otro lado, diversos autores señalan que la composición de las rocas siliciclásticas esta controlada por: (i) composición y naturaleza del área fuente (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Valloli, 1985; Dickinson, 1985), (ii) distancia de transporte, (iii) morfología y relieve de la cuenca, (iv) clima; y (v) procesos diagenéticos (Blatt, 1967; Cox y Lowe, 1995; Weltje *et al.*, 1998), aunado a la gran cantidad de datos que proporcionan para lograr realizar reconstrucciones paleogeográficas y tectónicas (e.g., Dickinson, 1970; Pettijohn *et al.*, 1972; Dickinson *et al.*, 1983).

En el Noreste de México, específicamente en la porción suroeste de la Sierra Madre Oriental, las rocas siliciclásticas de la Formación Caracol (Turoniano-Campaniano Temprano) proporcionan datos petrográficos relevantes que ayudaran a comprender y entender la evolución de la extensión sur del Sistema Cordillerano de Norte América.

El presente capítulo, por medio de un detallado análisis petrográfico y un riguroso conteo de puntos, documenta las características petrográficas de las areniscas de la Formación Caracol, en la porción suroeste de la Sierra Madre Oriental, depositadas en ambientes deltáicos y de abanico submarino (Pinzon-Sotelo *et al.*, 2011), que tradicionalmente han sido atribuidas a la acreción del Terreno Guerrero contra el Terreno Sierra Madre (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Pinzon-Sotelo *et al.*, 2011).

4.2 Metodología

La caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Caracol, se realizó a través de un análisis petrográfico en 85 muestras de areniscas de grano medio a grueso, colectadas en el área de estudio (**Figura 1.1; Tabla 4.1**). La petrografía cuantitativa fue desarrollada sobre 58 láminas delgadas empleando el método de Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002), en tanto, que los criterios ópticos considerados para la agrupación de los grupos de granos se basan en la propuesta y descripciones de Zuffa (1980; **Tabla 4.1**) y Garzanti (1991). El conteo modal se realizó sobre una base de ~1000 puntos por lámina delgada libres de matriz o cemento. Los diferentes tipos de cuarzos, feldespatos y fragmentos líticos se clasificaron de acuerdo a sus propiedades ópticas. El reconocimiento y clasificación de los tipos de cuarzo se efectuó bajo las propuestas de Basu *et al.* (1975), Blatt y Christie (1963) y Young (1976). Los líticos volcánicos se discriminaron de acuerdo a los criterios propuestos por Dickinson (1970) y Marsaglia *et al.* (1992), mientras que los granos metamórficos se clasificaron con base a la descripciones propuestas por Garzanti y Vezzoli (2003), quienes proponen subíndices para indicar la evolución del grado metamórfico (e.g., metapelítico₁, metapelítico₂, metapelítico₃, metapelítico₄). Los parámetros petrográficos empleados en los diagramas

ternarios QFL, QmFL, QpLvLs y LmLvLs se recalcularon considerando las propuesta de Dickinson (1970 y 1985), Dickinson y Suczek (1979) e Ingersoll y Suczek (1979). Adicionalmente, se utilizaron los parámetros incluidos en el ensamble RgRsRm propuesto por Critelli y Le Pera (1994), y el ensamble RpRvRs (Ocampo-Díaz, 2011; 2012), este último empleado para determinar la procedencia de areniscas con afinidad a rocas de corteza media y relacionadas con la exhumación y erosión de arcos continentales.

4.3 Resultados petrográficos

El análisis petrográfico muestra que las areniscas de la Formación Caracol presenta tamaños de grano que varía de arenas gruesas a finas, que texturalmente van de moderadamente a mal clasificadas. Los constituyentes principales del esqueleto son cuarzo (42%), fragmentos de rocas (32%) y feldespatos (26%). El contenido de matriz varía entre el 13% y el 7%, está representada por proto-matriz, pseudo-matriz y ocasionalmente orto-matriz, constituida por microgranos no diferenciados, en la cual se puede observar una textura clástica. La cantidad de cemento presente corresponde al 7%, y consiste de cemento esparítico y micrítico. El cemento calcítico esparítico exhibe texturas poikiliticas y representa el 7% del total, en tanto que el cemento calcítico micrítico muestra microcristales de micrita y se presenta en menor proporción (3% del total).

4.3.1 Tipos de granos

4.3.1.1 Granos extra-cuenca no carbonatados (NCE)

La población de granos extra-cuenca no carbonatados incluye cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos volcánicos, plutónicos, sedimentarios (e.g., areniscas, lutitas; **Tablas 4.1 y 4.2**) y metamórficos (e.g., metapelítico₁, metapelítico₂, metapsamítico/felsítico₂; **Tablas 4.1 y 4.2**), así como, cristales de moscovita, biotita y minerales pesados como circón y apatito (**Tablas 4.1 y 4.2**). El cuarzo monocristalino es más abundante que el policristalino (~51%). Los granos de cuarzo monocristalino texturalmente muestran una redondez que varía de subangulosa a subredondeada, con

extinción no ondulosa>ondulosa (~0.513), ocasionalmente exhiben inclusiones de microcristales de apatito, texturas en *shard* y bordes de crecimiento sintaxial. El cuarzo policristalino más abundante es el que está compuesto por más de 3 cristales, caracterizado por mostrar contactos suturados entre granos. El grupo de los feldespatos exhibe maclas tipo albita y Carlsbad, alterando frecuentemente a caolinita y sericita (**Tablas 4.1 y 4.2**). Texturalmente, los cristales muestran un grado de redondez que varía de subredondeada a subangulosa. Los fragmentos líticos incluyen en orden de abundancia: i) líticos volcánicos con textura felsítica, tobácea, *lathwork* y microlítica; ii) líticos plutónicos con textura porfirítica, fanerítica y gráfica; iii) fragmentos de arenisca y de lutita; iv) líticos metamórficos del tipo metapelítico₁, metapelítico₂, metapelítico₃, metapsamítico/metafelsítico₂, metapsamítico/metafelsítico₃, metacarbonatado₂ y metacarbonatado₄ (**Tablas 4.1 y 4.2**).

Tabla 4. 1. Parámetros utilizados en los diagramas ternarios empleados en el texto.

Diagrama	Parámetro	Significado de las abreviaciones
NCE-CE-CI	NCE=Qmr+Qmo+Qp2-3+Qp>3+Qrm+Qrc+Fk+Frk+Frc+Pg+Prs+Prc+Lsa+Lslu+Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm+Lsp+Bt CE=Lscm+Lsce+Fs CI=Gl	Qmr=Cuarzo monocristalino con extinción recta <5 Qmo=Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa >5 Qmp2-3=Cuarzo policristalino con 2-3 cristales Qmp>3=Cuarzo policristalino >3 cristales Qrc=Cuarzo reemplazado por cemento calcítico Qrm=Cuarzo en roca metamórfica Fk=Feldespatos potásico Frk=Feldespatos reemplazados por kaolinita Frc=Feldespatos reemplazados por cemento calcítico Pg=Plagioclasa Prs=Plagioclasa reemplazada por sericita Prc=Plagioclasa reemplazada por cemento calcítico Lsar=Lítico sedimentario de arenisca Lslu=Lítico sedimentario de lutita Lsce=Lítico sedimentario de caliza con textura esparítica Lscm=Lítico sedimentario de caliza con textura micrítica Lsd=Lítico sedimentario de dolomita Lsvf=Lítico sedimentario volcánico con textura felsítica Lsvt=Lítico sedimentario volcánico con textura tobácea Lsvl=Lítico sedimentario volcánico con textura <i>lathwork</i> Lsvm=Lítico sedimentario volcánico con textura microlítica Lsp=Lítico sedimentario plutónico Lmf ₁ =Lítico metapsamítico felsítico ₁ Lmf ₂ =Lítico metapsamítico felsítico ₂ Lmf ₃ =Lítico metapsamítico felsítico ₃ Lmf ₄ =Lítico metapsamítico felsítico ₄ Lmp ₁ =Lítico metapelítico ₁ Lmp ₂ =Lítico metapelítico ₂ Lmp ₃ =Lítico metapelítico ₃ Lmc ₂ =Lítico metacarbonatado ₂ Lmc ₄ =Lítico metacarbonatado ₄ Fs=Fósiles Bt=Biotita/ Ms=Moscovita/ Cl=Clorita/ Ep=Epidota Gl=Glauconita/ Ap=Apatito
QFR	Q=Qmr+Qmo+Qp2-3+Qp>3+Qrm+Qrc F=Fk+Frk+Frc+Pg+Prs+Prc R=Lsa+Lslu+Lscm+Lsce+Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm+Lsp	
QmFL	Qm=Qmr+Qmo+Qrm+Qrc F=Fk+Frk+Frc+Pg+Prs+Prc L=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce+Lsvf+Lsvl+Lsvm+Lsp+Fósiles	
QmKP	Qm=Qmr+Qmo K=Fk+Frk+Frc P=Pg+Prs+Prc	
Qmr_Qmo_Qp	Qmr=Qmr Qmo=Qmo Qp= Qp2-3+Qp>3	
QpLvLs	Qp=Qp2-3+Qp>3 Lv=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm Ls=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce	
RgRsRm	Rg=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm+Lsp Rs=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce Rm=Qrm	
RpRvRs	Rp=Lsp Rv=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm Rs= Lsar+Lslu+Lscm+Lsce	

Tabla 4.2. Conteo total de los parámetros empleados en el texto.

Muestra	Cuarzo				Feldespatos				Plagioclasa			Líticos			
	Qmr	Qmo	Qp2-3	Qp>3	Qrc	Qrm	Fk	Frk	Frc	Pg	Prs	Prc	Lsar	Lslu	Lsvf
NO-05	222	300	50	37	25	2	53	2	3	91	16	19	2	2	81
NO-07	181	346	29	13	36	2	19	2	2	94	3	39	2	2	65
NO-10	227	372	49	20	13	2	30	2	2	128	36	26	2	3	66
NO-14	183	235	31	58	18	2	46	6	3	82	18	24	2	9	150
NO-18	110	398	47	10	7	2	23	2	7	94	3	10	2	7	60
NO-21	62	350	47	15	24	1	32	6	3	62	3	18	3	15	103
NO-23	83	282	50	62	39	3	45	1	9	80	3	9	1	3	211
NO-26	87	327	58	49	14	1	29	3	9	87	12	14	3	1	116
NO-40	125	262	67	67	15	2	37	3	6	58	12	12	2	2	128
CAR-03	62	275	45	71	17	1	43	1	6	111	20	48	1	1	113
CAR-04	112	187	18	18	6	2	81	6	9	118	15	21	2	6	151
NO-48	128	325	46	39	7	2	36	3	2	141	23	23	3	3	56
NO-52	113	248	51	38	22	1	43	1	8	83	11	16	1	1	54
NO-56	125	232	43	64	9	2	31	2	3	73	9	18	2	2	137
NO-59	57	280	20	17	11	1	60	3	6	86	14	37	1	6	103
CAR-05	74	173	59	105	6	2	93	6	6	46	12	6	9	6	222
NO-65	45	162	65	57	20	1	51	3	9	131	23	11	6	1	114
CO-01	106	209	31	44	6	2	59	3	13	88	28	19	13	9	134
CO-04	99	248	19	25	9	3	90	2	3	90	6	2	2	2	130
CO-06	67	242	11	19	6	1	61	3	17	17	1	1	11	42	45
CO-08	96	262	29	29	3	2	80	2	2	74	6	2	2	6	134
CO-12	59	225	279	1	7	1	2	40	5	66	33	14	1	9	50
CO-16	159	182	56	56	3	10	50	2	2	119	10	3	3	2	169
CO-17	106	188	38	59	1	1	53	3	3	94	21	9	1	6	162
CO-18	106	222	45	87	2	2	35	2	2	64	16	3	3	2	193
CO-19	132	210	26	55	1	9	69	3	1	100	26	6	1	1	109
CO-26	118	233	51	39	2	12	27	9	2	66	12	2	2	2	124
CO-27	163	247	6	27	2	24	69	3	2	81	9	24	2	6	96
CO-28	119	217	9	12	2	12	43	2	6	86	9	15	2	2	98
CO-30	165	225	9	34	1	9	68	3	1	80	37	6	6	1	37
CO-32	191	197	9	49	2	6	52	9	2	95	40	9	3	2	77
CO-34	160	198	13	31	2	6	53	6	2	72	25	16	9	3	88
CO-35	138	96	18	81	2	7	71	2	2	117	46	4	2	4	142
CO-41	151	64	40	94	2	2	37	2	3	114	47	3	13	7	147
CO-42	159	70	18	82	3	1	47	3	1	79	41	1	6	1	229
NO-77	140	149	53	70	8	1	45	3	8	51	3	8	8	1	227
NO-78	95	76	35	199	3	2	44	3	3	82	16	32	19	2	231
NO-80	98	149	55	88	6	2	27	2	12	21	21	15	2	52	213
NO-82	94	136	42	108	3	2	17	10	2	118	14	10	7	2	286
CAR-06	138	95	29	114	11	1	40	1	8	72	19	8	1	1	201
CAR-13	107	101	71	92	1	3	50	6	6	95	9	9	3	1	172
NO-84	141	116	41	150	3	2	63	9	3	72	6	2	3	2	125
NO-85	124	136	37	71	3	2	40	12	6	84	22	15	3	2	198
NO-86	174	148	68	90	6	6	48	3	2	96	10	3	10	2	235
NO-87	151	89	43	52	9	2	43	2	9	108	18	3	3	3	194
NO-88	107	116	90	96	11	1	34	1	3	93	17	11	8	1	229
NO-89	126	111	48	96	3	1	48	1	3	114	24	6	12	1	222
NO-90	149	56	43	90	9	2	59	2	3	102	25	15	2	2	192
NO-93	129	99	79	119	17	2	73	2	3	96	26	3	17	3	211
NO-95	179	127	21	97	12	3	48	3	2	85	6	15	9	2	212
CAR-07	121	213	33	86	1	1	30	1	3	92	36	9	3	1	157
CAR-08	128	131	38	75	3	3	52	1	1	64	9	9	26	3	223
CAR-09	138	86	43	118	1	3	29	6	1	75	14	3	3	3	268
CAR-10	160	70	60	80	7	3	60	3	3	63	40	3	2	2	210
CAR-11	140	46	23	101	10	2	72	2	3	78	29	3	7	2	225
CAR-13	126	154	61	104	2	7	47	2	2	79	36	2	14	4	258
CAR-20	154	116	55	96	3	2	61	3	2	64	10	3	3	2	135

Tabla 4. 2 (Continuación). Cuento total de los parámetros empleados en el texto.

Muestra	Líticos												
	Lsvt	Lsvl	Lsvm	Lsp	Lmf ₁	Lmf ₂	Lmf ₃	Lmf ₄	Lmp ₁	Lmp ₂	Lmp ₃	Lmc ₂	Lmc ₄
NO-05	37	9	3	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
NO-07	39	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
NO-10	36	3	7	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
NO-14	52	9	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
NO-18	43	10	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
NO-21	73	9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
NO-23	36	3	3	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1
NO-26	26	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
NO-40	40	6	3	3	2	2	2	2	2	3	2	2	2
CAR-03	28	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CAR-04	39	12	2	9	2	2	2	2	2	3	2	2	2
NO-48	33	3	2	2	2	2	2	2	2	3	3	2	2
NO-52	13	3	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
NO-56	15	9	3	3	2	2	2	2	2	2	3	2	2
NO-59	31	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CAR-05	59	15	9	3	3	6	2	2	3	3	2	1	3
NO-65	48	6	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CO-01	28	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
CO-04	80	6	3	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
CO-06	8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CO-08	42	10	3	3	2	2	2	2	2	2	3	2	2
CO-12	35	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CO-16	43	17	7	2	2	7	2	2	2	3	2	2	2
CO-17	35	6	3	1	1	6	1	1	1	3	1	1	1
CO-18	93	2	3	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2
CO-19	75	3	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CO-26	39	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2
CO-27	57	2	9	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
CO-28	34	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
CO-30	20	1	1	1	1	3	1	1	1	3	1	1	1
CO-32	25	3	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	3
CO-34	41	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2
CO-35	85	2	2	2	2	7	2	2	2	7	4	2	2
CO-41	77	3	2	2	3	7	2	2	2	3	2	2	2
CO-42	76	9	3	6	1	1	3	1	1	6	6	1	1
NO-77	31	8	3	6	1	6	3	3	1	1	3	1	1
NO-78	35	2	2	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2
NO-80	21	6	3	9	2	3	2	3	2	2	2	2	2
NO-82	42	7	7	2	2	3	3	2	2	7	3	2	2
CAR-06	19	8	3	5	3	8	1	3	1	3	1	1	1
CAR-13	71	12	6	6	1	3	1	3	3	3	3	3	3
NO-84	69	6	3	6	3	6	2	2	2	3	6	2	2
NO-85	62	12	6	3	6	3	3	2	2	3	2	2	3
NO-86	32	10	3	3	6	3	3	2	2	2	2	2	3
NO-87	74	9	3	9	2	6	3	3	2	6	3	2	2
NO-88	57	3	3	6	1	3	3	1	1	3	3	1	1
NO-89	45	6	6	9	6	3	1	6	1	3	3	1	1
NO-90	68	12	12	12	6	6	3	2	3	3	2	2	2
NO-93	33	13	7	3	2	3	2	3	2	7	3	2	3
NO-95	33	9	9	9	2	6	3	6	2	3	2	3	3
CAR-07	24	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
CAR-08	84	3	3	6	1	1	6	3	1	6	1	1	1
CAR-09	72	1	1	6	6	1	3	3	1	1	1	1	3
CAR-10	113	7	10	17	3	10	3	2	2	3	7	2	3
CAR-11	69	10	3	7	3	3	7	7	2	3	2	2	3
CAR-13	136	4	2	4	2	4	4	2	4	7	2	4	2
CAR-20	132	6	3	10	6	10	3	2	2	6	2	2	3

Tabla 4. 2 (Continuación). Conteo total de los parámetros empleados en el texto.

Muestra	Líticos											Matriz		
	Lscm	Lsce	Lsd	Fs	Gl	Bt	Ms	Cl	Ep	Zr	Ap	Proto-Matriz	Pseudo-Matriz	Orto-Matriz
NO-05	19	62	16	9	16	3	16	6	2	6	3	41	25	2
NO-07	29	97	2	10	3	3	19	3	2	6	6	16	19	13
NO-10	33	92	2	7	2	3	30	3	2	7	10	46	23	3
NO-14	15	61	2	3	12	6	9	2	2	3	6	21	37	2
NO-18	50	120	2	2	10	10	23	3	2	20	17	33	27	2
NO-21	21	97	1	6	21	9	29	3	1	6	12	18	21	3
NO-23	18	83	1	1	1	1	21	3	1	9	9	21	6	1
NO-26	17	90	1	6	1	6	29	6	3	23	9	38	20	1
NO-40	40	149	2	2	6	12	21	3	2	18	18	12	24	2
CAR-03	51	77	1	1	23	6	31	9	3	28	28	14	9	1
CAR-04	36	130	6	2	24	2	15	6	3	6	6	9	6	2
NO-48	75	115	2	2	13	7	39	7	3	33	3	16	16	2
NO-52	48	183	3	1	3	11	48	13	1	27	24	5	19	1
NO-56	49	183	2	2	15	6	27	3	2	37	9	9	6	2
NO-59	43	92	1	1	14	14	43	11	3	43	20	1	9	1
CAR-05	62	123	9	2	25	6	28	3	3	46	15	6	6	2
NO-65	102	151	3	17	17	28	54	9	1	45	14	6	6	1
CO-01	34	156	6	3	13	6	22	3	3	9	13	19	6	2
CO-04	53	155	12	2	19	3	22	6	2	19	6	6	2	2
CO-06	192	131	83	6	31	14	31	6	3	6	11	1	1	1
CO-08	45	179	13	2	16	3	22	3	2	6	6	13	10	2
CO-12	28	151	9	2	28	9	26	1	5	24	2	5	5	1
CO-16	20	142	17	2	2	3	23	3	2	26	7	10	23	13
CO-17	62	179	26	1	29	1	15	1	1	6	3	12	24	6
CO-18	48	125	2	2	16	2	6	10	3	10	10	6	2	2
CO-19	26	135	1	1	9	3	34	3	1	11	11	40	89	9
CO-26	42	221	6	9	73	6	24	9	2	36	6	6	54	3
CO-27	39	220	12	2	48	6	15	2	12	24	18	2	24	2
CO-28	24	315	9	3	67	3	21	2	9	15	6	3	40	9
CO-30	77	265	6	1	23	3	17	14	11	20	6	1	23	1
CO-32	49	249	9	2	40	6	37	25	12	31	6	2	9	2
CO-34	69	308	6	3	44	3	38	16	2	9	13	2	3	2
CO-35	88	241	28	2	4	14	39	2	2	11	14	7	2	2
CO-41	94	188	23	2	2	3	34	7	10	17	10	2	17	2
CO-42	59	185	21	1	29	6	38	3	1	6	18	1	29	1
NO-77	42	146	3	3	20	17	39	6	1	20	20	6	39	1
NO-78	54	142	2	2	25	9	51	3	2	32	28	9	2	2
NO-80	152	213	2	3	21	21	24	9	2	34	24	2	9	2
NO-82	28	164	7	3	7	3	38	10	2	10	21	3	17	2
CAR-06	56	127	1	3	1	11	34	5	3	19	13	3	1	3
CAR-13	41	178	6	3	12	12	27	9	3	30	6	9	30	1
NO-84	69	194	3	3	3	28	34	6	3	34	38	3	6	2
NO-85	46	186	2	3	12	22	37	3	3	53	25	6	3	3
NO-86	39	158	13	2	10	10	35	2	2	16	13	10	16	2
NO-87	46	215	9	2	12	3	34	3	6	12	18	6	22	2
NO-88	40	156	6	3	8	14	42	6	3	37	17	6	3	1
NO-89	51	168	15	1	12	6	27	6	1	33	15	6	3	3
NO-90	37	180	12	6	19	3	31	3	2	12	3	6	3	2
NO-93	63	195	10	2	3	10	26	7	3	17	13	2	3	2
NO-95	67	191	21	2	2	12	18	2	3	3	15	3	3	2
CAR-07	44	178	18	1	3	6	24	1	6	30	33	1	3	1
CAR-08	93	197	15	12	6	1	15	1	3	9	6	6	12	6
CAR-09	107	170	17	3	6	6	23	1	1	12	14	1	1	1
CAR-10	47	166	17	7	7	3	17	3	7	17	7	3	2	2
CAR-11	49	209	20	3	23	3	46	7	13	23	20	2	2	2
CAR-13	79	115	11	2	11	2	14	7	2	7	4	2	4	2
CAR-20	68	244	6	2	35	10	19	2	2	13	23	3	10	2

PETROGRAFÍA, COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE Y PROCEDENCIA

Tabla 4. 2 (Continuación). Conteo total de los parámetros empleados en el texto.

Muestra	Cemento			Opacos
	Cemento Esparítico	Cemento Calcítico	Cemento Dolomítico	
NO-05	44	237	3	22
NO-07	23	330	2	19
NO-10	20	158	3	16
NO-14	21	317	2	31
NO-18	23	251	2	50
NO-21	21	358	1	32
NO-23	48	312	1	21
NO-26	23	312	26	32
NO-40	27	268	12	18
CAR-03	20	306	3	26
CAR-04	72	320	6	21
NO-48	49	148	26	49
NO-52	27	256	78	27
NO-56	21	278	49	3
NO-59	23	363	9	51
CAR-05	25	120	46	37
NO-65	17	162	57	37
CO-01	31	278	41	44
CO-04	25	266	31	37
CO-06	61	292	11	50
CO-08	42	259	42	35
CO-12	61	194	57	47
CO-16	93	146	33	20
CO-17	68	200	47	9
CO-18	112	170	32	45
CO-19	55	195	11	17
CO-26	69	157	6	12
CO-27	27	190	2	12
CO-28	34	235	9	9
CO-30	57	231	6	14
CO-32	40	172	6	12
CO-34	38	182	9	6
CO-35	25	138	18	18
CO-41	23	201	20	13
CO-42	59	159	9	15
NO-77	22	171	65	34
NO-78	22	202	9	6
NO-80	24	122	12	3
NO-82	21	171	31	24
CAR-06	32	196	19	5
CAR-13	71	172	33	15
NO-84	19	156	31	19
NO-85	9	170	31	22
NO-86	16	132	45	10
NO-87	12	181	49	15
NO-88	20	147	62	23
NO-89	9	195	30	9
NO-90	15	167	90	25
NO-93	10	86	73	17
NO-95	9	163	67	9
CAR-07	6	254	33	30
CAR-08	12	119	81	23
CAR-09	6	199	32	6
CAR-10	23	156	57	13
CAR-11	16	183	16	3
CAR-13	32	111	14	11
CAR-20	10	132	16	10

Los minerales accesorios, que constituyen la población de granos no carbonatados, incluyen biotita, moscovita, clorita, circón y minerales opacos no identificados (**Tablas 4.1 y 4.2**).

Tabla 4.3. Parámetros utilizados en los diagramas ternarios e interpretación del área fuente.

Diagrama Ternario	Parámetro (%)	Petrofacies A (n=35)		Subpetrofacies A1 (n=27)		Subpetrofacies A2 (n=8)		Petrofacies B (n=21)	
		Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.
<i>QFR</i>	Q	44	8	43	9	40	6	35	4
	F	16	3	17	4	16	3	14	2
	R	40	8	40	8	44	8	51	4
<i>QmFLt</i>	Qm	41	10	42	11	40	4	28	4
	F	19	4	20	4	19	4	17	3
	Lt	40	9	38	10	41	7	55	4
<i>QmKP</i>	Qm	68	8	67	9	68	4	60	7
	K	11	4	10	5	10	3	13	3
	P	21	7	23	7	22	6	27	6
<i>QmrQmoQp</i>	Qmr	27	10	26	10	28	11	35	7
	Qmo	55	13	54	14	56	12	28	8
	Qp	18	11	20	9	16	12	37	8
<i>RgRsRm</i>	Rg	37	10	41	7	27	10	40	5
	Rs	43	13	39	8	54	14	35	6
	Rm	20	8	20	6	19	12	25	4
<i>LmLvpLs</i>	Lm	6	1	5	1	5	1	7	1
	Lvp	41	13	49	9	27	13	49	6
	Ls	53	14	46	9	64	13	44	6
<i>RpRvRs</i>	Rp	0	0	0	0	0	0	1	0
	Rv	34	9	37	5	25	9	37	4
	Rs	66	9	63	5	75	9	62	4
<i>QpLvpLs</i>	Qp	17	8	17	6	14	12	20	4
	Lvp	40	10	45	6	32	11	44	5
	Ls	43	13	38	9	54	16	36	6
<i>NCECECI</i>	NCE	84	7	85	5	79	8	83	3
	CE	16	7	15	5	22	8	17	3
	CI	0	0	0	0	0	0	0	0

4.3.1.2 Granos extra-cuenca carbonatados (CE)

La categoría de granos extra-cuenca carbonatados consiste de fragmentos líticos carbonatados (**Tabla 4.1**), representados por fragmentos de caliza microcristalina y esparítica, así como la presencia de líticos de dolomita, fósiles de foraminíferos planctónicos de las especies *Globigerinácea* sp., y *Globotruncana* sp.

4.3.1.3 Granos intra-cuenca no carbonatados (CI)

La población de granos carbonatados intra-cuenca no se diferenció en las muestras de roca estudiadas. Sin embargo, ocasionalmente se observaron

cristales de glauconita con tamaños de arenas muy finas y texturalmente subredondeados.

4.3.2 Composición de areniscas y petrofacies

Con base en las características petrográficas que muestran las areniscas de la Formación Caracol se ha subdividido a las muestras analizadas en dos petrofacies, tomando en consideración la clasificación genética de Weltje (2006; **Figura 4.1**). La composición modal se muestra en la **Tabla 4.1** y los resultados del conteo modal no recalculado se presentan en el **Tabla 4.2**.

4.3.1.4 Petrofacies A: Cuarzolítica

Las areniscas de la petrofacies Cuarzolítica ($Q_{43}F_{17}L_{40}$; **Figura 4.1**) consisten predominantemente de cuarzo (43%) y fragmentos líticos (40%), con proporciones menores de feldespatos (17%). La petrofacies se caracteriza por presentar proporciones similares de cuarzo (43%) y fragmentos de rocas (40%). Los granos de cuarzo son de los tipos: (i) monocristalino, el cual exhibe tamaños de arenas medias, variando de subanguloso a subredondeado, muestra predominantemente extinción ondulosa y en menor proporción extinción recta ($Q_{mr}/Q_{mo} \sim 0.513$; **Figura 4.2a**; **Tabla**

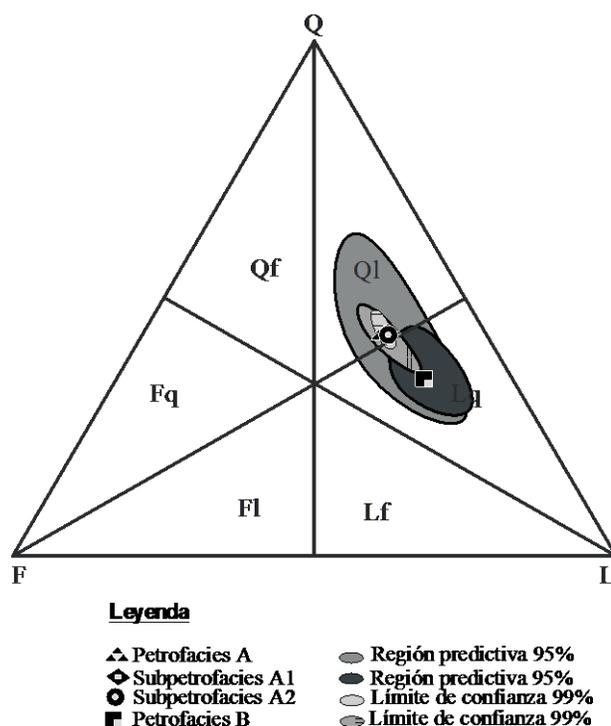


Figura 4. 1 Diagrama de clasificación genética para areniscas (Weltje, 2006). Presenta la muestras de la Formación Caracol en el área de estudio. Qf=Cuarzofeldespáticas; Ql= Cuarzolíticas; Fq= Feldespatocuarzosas; Lq=Líticocuarzosas; Fl= Feldespatolíticas; Lf= Líticofeldespáticas.

4.4). Los granos de cuarzo monocristalino frecuentemente tienen bahías de corrosión, texturas en *shard* con terminaciones elongadas y angulosas, así como bordes de crecimiento sintaxial. El cuarzo monocristalino ocasionalmente presenta inclusiones de apatito y se encuentra esporádicamente bordeado por cemento esparítico; (ii) el cuarzo policristalino es menos frecuente

($Q_p/Q_m \sim 0.217$; **Tabla 4.4**), muestra un tamaño de arenas medias-finas, variando de subaguloso a subredondeado, se presenta en agregados de dos a tres cristales (Q_p2-3 ; 6%) y en agregados mayores que tres cristales ($Q_p > 3$; 8%). Los granos de cuarzo policristalino frecuentemente exhiben formas elongadas, contactos suturados y/o rectos (**Figura 4.2b; Tabla 4.2**) y ocasionalmente se presentan granos polihedrales y contactos entre granos en forma de “Y”.

El feldespato en la petrofacies Cuarzolítica consiste de plagioclasas y feldespatos potásicos ($P/F \sim 0.483$). Los feldespatos potásicos presentan tamaños de arenas medias a finas, que varían texturalmente de subredondeados a subangulosos y muestran un maclado tipo Carlsbad, con abundante alteración a caolinita (**Figura 4.2c**). Las plagioclasas muestran tamaños de arenas medias, variando texturalmente de subredondeadas a subangulosas y muestran una macla de tipo polisintética (**Figuras 4.2d y 4.2e**).

Tabla 4. 4.. Relaciones numéricas entre parámetros para documentar la composición del área fuente. Las abreviaturas se explican en la Tabla 4.1.

Relación	Petrofacies A		Subpetrofacies A1		Subpetrofacies A2		Petrofacies B	
	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.	Media	Des. Est.
Qmr/Qmo	0.513	0.492	0.516	0.544	0.503	0.258	1.201	0.649
Qp/Qm	0.217	0.200	0.234	0.164	0.166	0.305	0.569	0.227
P/F	0.483	0.669	0.459	0.294	0.573	1.311	0.486	0.192
Rv/Rm+Rp	3.260	2.003	3.021	1.108	4.213	3.292	2.607	0.605
Rs/Rv+Rm	1.254	0.767	1.092	0.239	1.998	1.198	1.027	0.176
Rp/Rm+Rv	0.004	0.004	0.004	0.089	0.004	0.002	0.008	0.006
Lv/Lt	0.394	0.135	0.090	1.108	0.219	0.068	0.046	0.060
Ls/Lt	0.514	0.136	0.089	0.239	0.721	0.073	0.442	0.065
Lm/Lt	0.047	0.012	0.012	0.004	0.044	0.011	0.046	0.009

El conjunto de fragmentos líticos en orden de abundancia consiste de: (1) fragmentos líticos sedimentarios, con tamaños de arenas medias-finas y grado

de redondez que varía de subredondeado a subanguloso, conformados por fragmentos de rocas carbonatadas (79%) con textura micrítica y esparítica (**Figura 4.2f**), líticos de dolomita (6%), fragmentos de arenisca de grano fino (12%; **Figura 4.2g**) y fragmentos de lutita (3%); (2) líticos volcánicos compuestos por líticos volcánicos con texturas felsíticas (62%), tobáceos (28%) y *lathwork* (10%). Los líticos volcánicos con texturas felsíticas presentan tamaños de arenas finas-medias, que texturalmente varían de subredondeados a redondeados y están conformados por un mosaico microgranular de microcristales subredondeados de feldespato y cuarzo (**Figuras 4.2g y 4.2h**). Los líticos volcánicos tobáceos presentan tamaños de arenas finas-medias, texturalmente son subredondeados a subangulosos, muestran texturas vítreas e inclusiones de microcristales afaníticos (**Figura 4.2h**). Los líticos con textura *lathwork* muestran tamaños de arenas medias-finas, texturalmente son subangulosos a subredondeados, consisten de fenocristales de feldespatos potásicos y plagioclasas embebidos en una mesostasis de minerales afaníticos (**Figura 4.2i**). Los líticos metamórficos en la subpetrofacies A son menos frecuentes (21%), muestran un tamaño de arenas medias y grado de redondez que texturalmente varían de subredondeados a redondeados. El grado de estos líticos metamórfico varía de metapsamítico/ metafelsítico₂ (**Figura 4.2j**), metapsamítico/metafelsítico₃, metapelítico₂, metapelítico₃ (**Figura 4.2k**). Los minerales accesorios son: (i) biotita con forma anhedral a subhedral, con hábito en forma de hoja, (ii) clorita férrica con hábito tabular, (iii) circones subangulosos a subredondeados, (iv) glauconita subredondeada, (v) tremolita que se muestra incolora con hábito pseudo-prismático, (vi) epidota, con grado de redondez que varía de subredondeado a subanguloso. Dentro de esta petrofacies es común observar minerales opacos, además de escasos fragmentos de foraminíferos de la familia *Globigerinácea* (**Figura 4.2l**).

El contenido de matriz corresponde al 10%, representada por proto-matriz, pseudo-matriz y ocasionalmente orto-matriz y, generalmente, consiste de microgranos no diferenciados. La petrofacies cuarzolítica contiene 8% de cemento, el cual se presenta en dos tipos: cemento esparítico (55%) con textura poikilitica y cemento micrítico (45%). Las rocas localizadas a la base de dicho

miembro contienen una mayor proporción de líticos volcánicos (Rg 40%-Rs 38%), en tanto que las muestras ubicadas hacia la cima presentan mayor abundancia de líticos sedimentarios (Rs 53%-Rg 26%), lo cual permite diferenciarla en las subpetrofacies A1 y A2 (**Figura 3**).

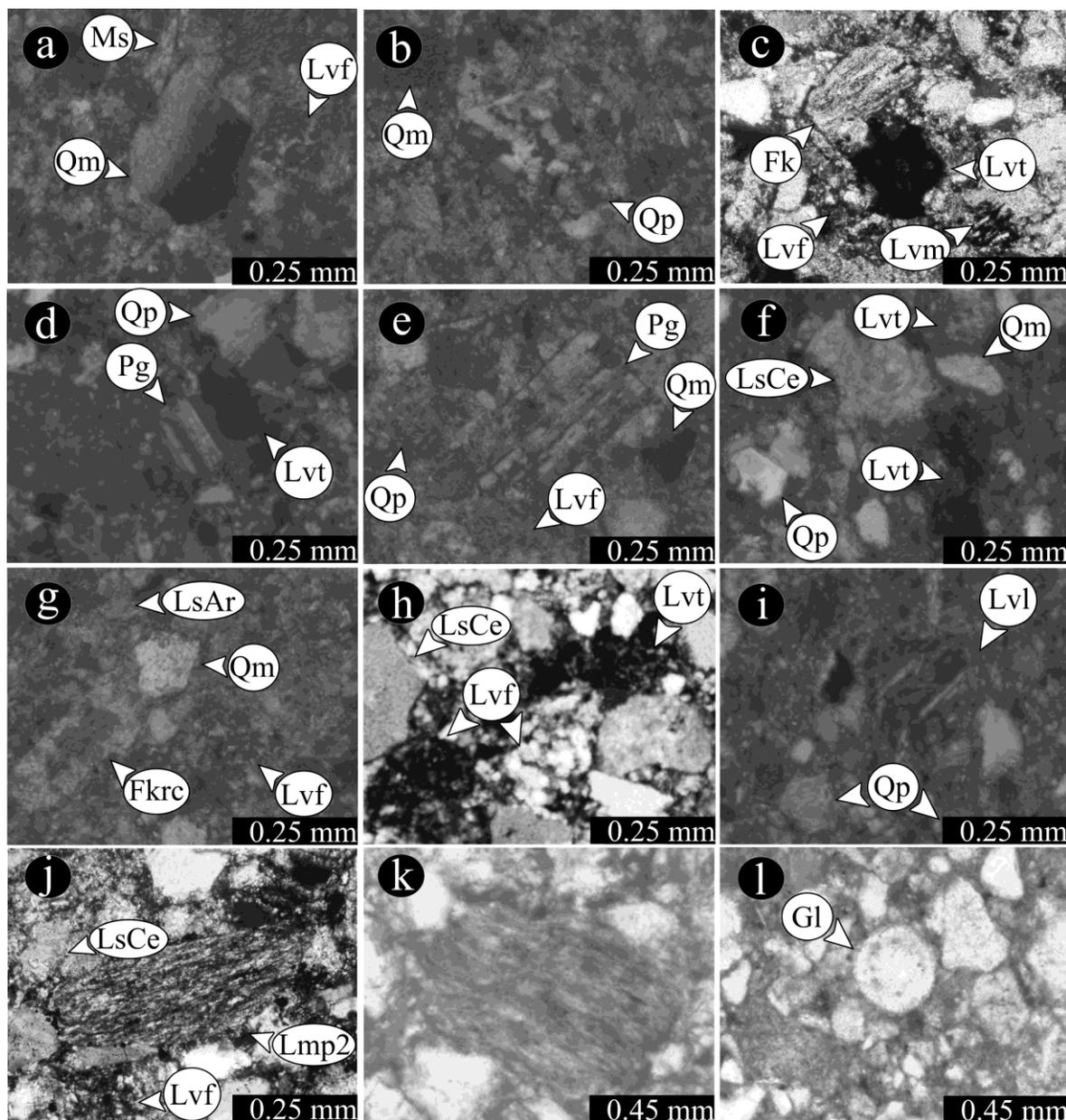


Figura 4. 2 Microfotografías de la Petrofacies A: a) panorámica que muestra lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe), lítico volcánico felsítico (Lvf), lítico volcánico tobáceo (Lvt); b) panorámica que muestra cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), plagioclasa (Pg), lítico volcánico microlítico (Lvm); c) plagioclasa (Pg), cuarzo policristalino (Qp), lítico volcánico tobáceo (Lvt); d) cuarzo policristalino (Qp), cuarzo monocristalino (Qm); e) plagioclasa (Pg), cuarzo policristalino (Qp), lítico volcánico felsítico (Lvf); f) cuarzo monocristalino (Qm), lítico volcánico felsítico (Lvf), moscovita (Ms); g) y h) lítico metapelítico₃ (Lmp₃), nícoles cruzados y paralelos; i) lítico metapelítico₂ (Lmp₂), lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe), lítico volcánico felsítico (Lvf).

Los procesos de diagénesis no alteran considerablemente las muestras de la petrofacies Cuarzolítica. Dicha facies es composicionalmente heterogénea y presenta diferencias composicionales en el contenido de líticos sedimentarios (39%) y líticos volcánicos (51%) en las muestras del Miembro Tierras Blancas. Las rocas localizadas a la base de dicho miembro continen una mayor proporción de líticos volcánicos (Rg40%-Rs38%), en tanto que las muestras ubicadas hacia la cima presentan mayor abundancia de líticos sedimentarios (Rs53%-Rg26%), lo cual permite

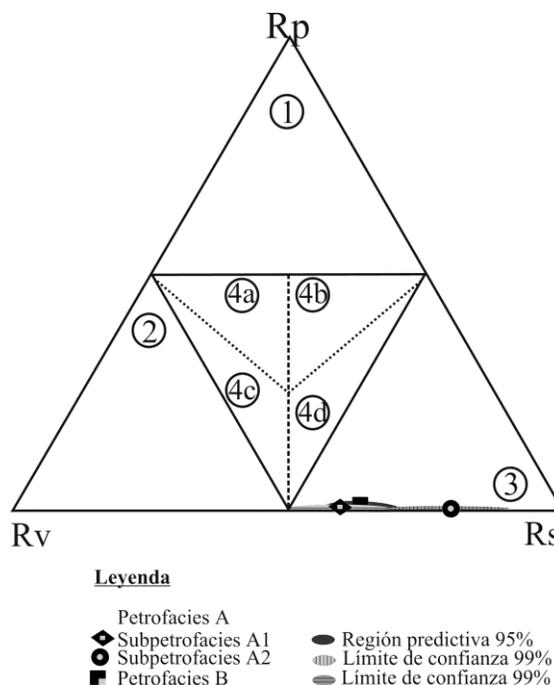


Figura 4. 3 Diagrama RpRvRs, se presentan los límites de confianza de las Subpetrofacies A1, A2 y las regiones predictivas de la Petrofacies B. Significado de los campos: (1) Plutonoclásticos; (2) Volcánicoclásticos; (3) Sedimentoclásticos; (4) Mixtas: (4a) Plutono-volcanicoclásticas, (4b) Plutono-sedimentoclásticas, (4c) Volcánico-plutonoclástica, (4d) Sedimento-plutonoclástica.

diferenciarlas en las subpetrofacies A1 y A2 (**Figura 4.3**).

4.3.2.1.1 Subpetrofacies A1: Cuarzolítica con mezcla de detríticos volcánicos

La subpetrofacies **A1** corresponde a la base del Miembro Tierras Blancas, en los afloramientos de Salaverna y Tierras Blancas 1. Se caracteriza por presentar proporciones similares en el contenido de fragmentos volcánicos y sedimentarios ($Rv/Rm+Rp \sim 3.021$; $Rs/Rv+Rm \sim 1.092$; **Tabla 4.4**). El ensamble de fragmentos de rocas volcánicas consiste de: i) líticos volcánicos con texturas felsíticas (**Figuras 4.4a y 4.4b**); ii) fragmentos de rocas tobáceas con texturas relictas holohialinas, desvitrificadas y ocasionalmente texturas fluidales (**Figura 4.4c**); iii) líticos volcánicos con textura *lathwork* caracterizados por presentar fenocristales de plagioclasa y cuarzo (**Figura 4.4d**). El conjunto de líticos sedimentarios está compuesto por fragmentos de roca carbonatada con textura

micrítica y esparítica (**Figura 4.4e**), fragmentos de dolomita, esparita, líticos de arenisca y líticos de lutita. Los líticos metamórficos están representados por líticos metapsamítico/felsítico₁, metapsamítico/felsítico₂, metapelico₂ (**Figura 4.4f**) y metapelico₃.

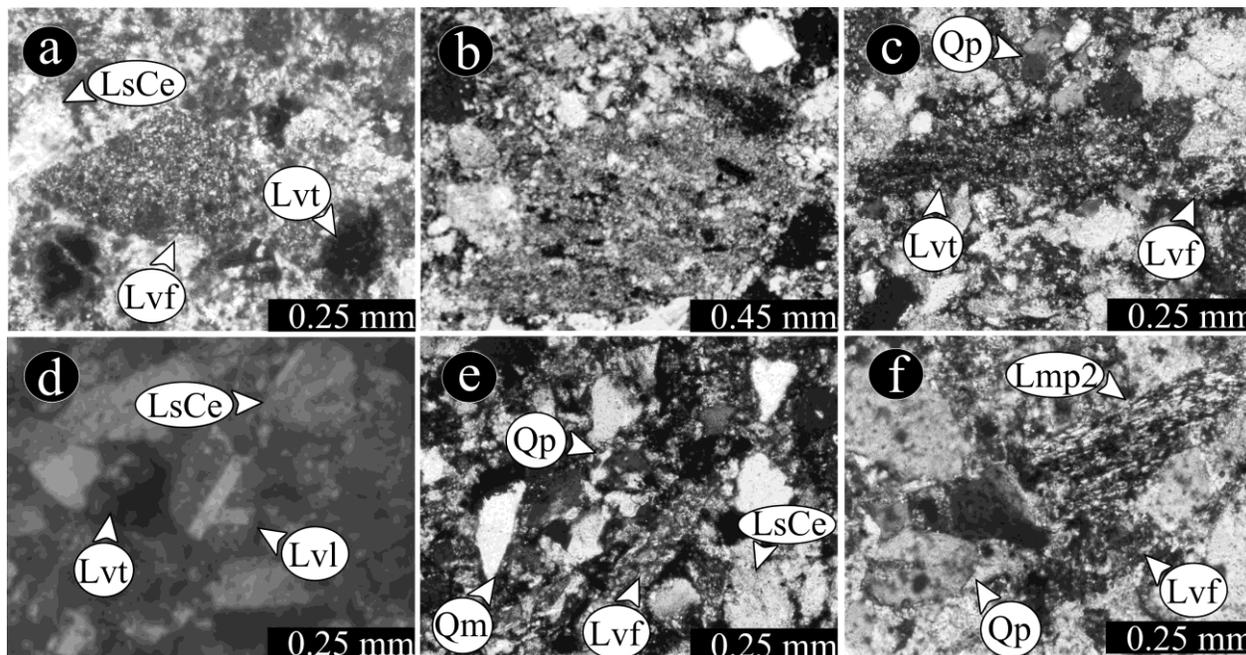


Figura 4. 4 Microfotografías de la subpetrofacies A1: a) panorámica que muestra lítico volcánico felsítico (Lvf), lítico volcánico tobáceo (Lvt) y lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe); b) lítico volcánico felsítico (Lvf); c) lítico volcánico tobáceo con textura fluidal (Lvt), lítico volcánico felsítico (Lvf), cuarzo policristalino (Qp); d) lítico volcánico *lathwork*, lítico volcánico tobáceo (Lvt), lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe); e) lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe), lítico volcánico felsítico (Lvf), cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp); f) lítico metapelítico₂ (Lmp₂); lítico volcánico felsítico (Lvf), cuarzo policristalino (Qp).

4.3.2.1.2 Subpetrofacies A2: Cuarzolítica con mayor contenido de líticos sedimentarios

La subpetrofacies **A2** corresponde a la cima del Miembro Tierras Blancas, en los afloramientos de Salaverna y Tierras Blancas 1. Esta subpetrofacies se caracteriza por presentar un mayor contenido de fragmentos de rocas sedimentarias ($R_s/R_v+R_m \sim 4.213$; **Tabla 4.4**). Los fragmentos líticos sedimentarios están representados por fragmentos de rocas carbonatadas con texturas micríticas y esparíticas (**Figura 4.5a**), líticos de dolomita, fragmentos de lutita y arenisca de grano fino (**Figura 4.5b**). Los fragmentos de rocas

volcánicas consisten de: i) líticos volcánicos con textura felsítica (**Figura 4.5c**); ii) fragmentos de rocas tobáceas con textura esferulítica fluvial y/o relictos de textura holohialina (**Figura 4.5d**); iii) los fragmentos de roca metamórfica consisten de líticos metapsamítico/felsítico CO₂, metapsamítico/felsítico

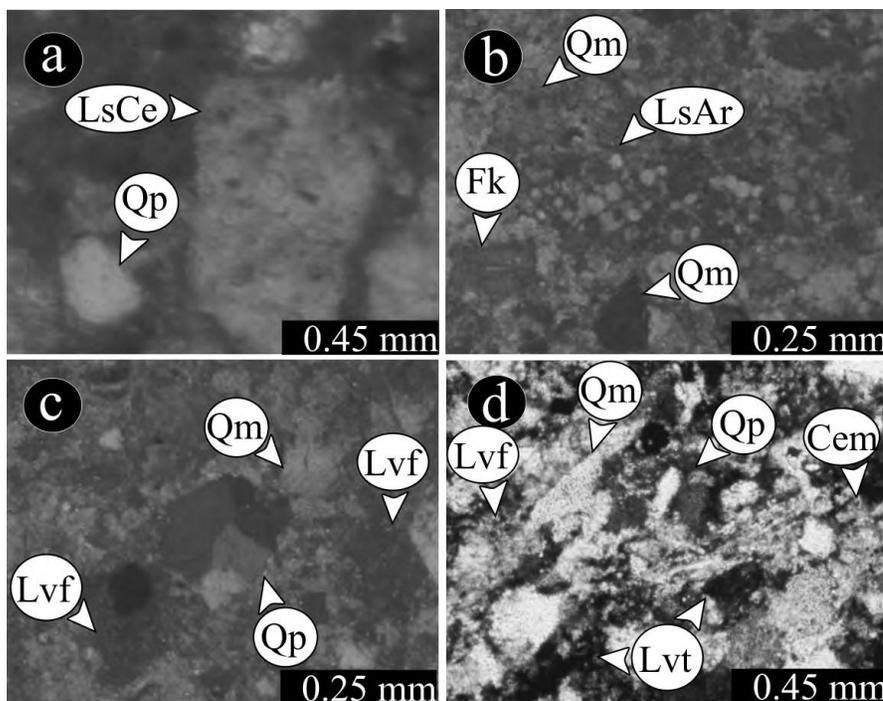


Figura 4. 5 Microfotografías de la subpetrofacies A2: a) lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe), cuarzo policristalino (Qp); b) lítico sedimentario de arenisca de grano fino (LsAr), feldespato potásico (Fk), cuarzo monocristalino (Qm); c) lítico volcánico felsítico (Lvfv), cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp); d) lítico volcánico tobáceo (Lvt), lítico volcánico felsítico (Lvfv), cuarzo policristalino (Qp), cemento calcítico con textura poikilitica (Cem).

CO₃, metapelítico₂ y metapelítico₃. En la subpetrofacies **A2** la abundancia de los líticos sedimentarios disminuye hacia la cima del Miembro Tierras Blancas (38% a 26%), mientras que los líticos volcánicos con textura *lathwork* y tobácea disminuyen del 42% al 24%.

4.3.2.2 Petrofacies B: Líticocuarzosa

Las areniscas de la petrofacies líticocuarzosa (Q₃₆F₁₆L₄₈) contienen abundantes fragmentos de rocas sedimentarias y menor proporción de cuarzo y feldespatos, corresponden estratigráficamente con el miembro profundo del caso de estudio en los afloramientos de Tierras Blancas 1 y Tierras Blancas 2 (**Figura 1.1**; ver Capítulo 1; **Figuras 3.5 y 3.6**; ver Capítulo 3). El cuarzo monocristalino con extinción recta es más abundante que el cuarzo monocristalino que exhibe extinción ondulosa (Q_{mr}/Q_{mo}~1.201; **Tabla 4.4**).

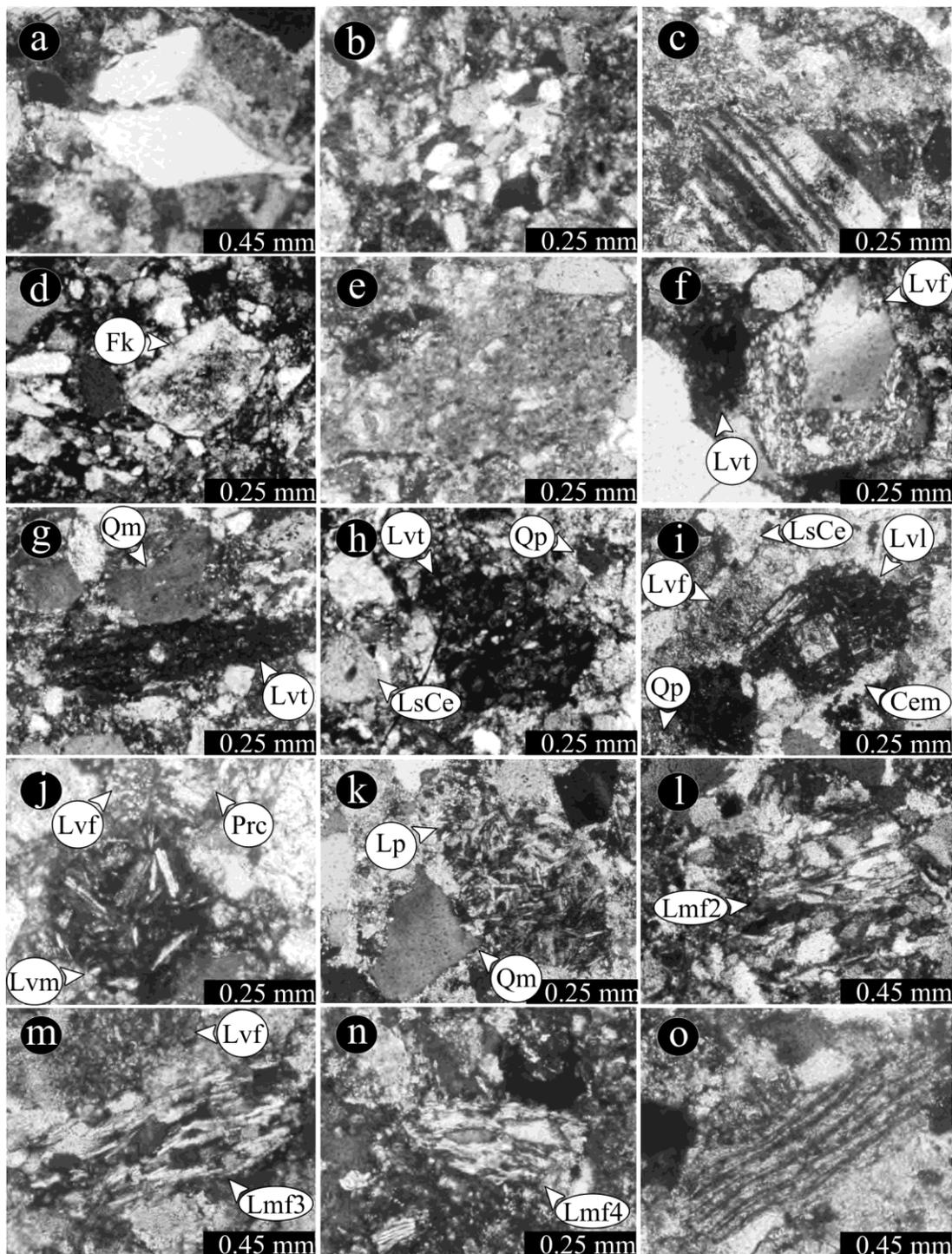


Figura 4. 6 Microfotografías de la Petrofacies B: a); Cuarzo monocristalino con textura tipo *shard*; b) cuarzo policristalino; c) plagioclasa reemplazada por sericita; d) feldespato reemplazado por caolinita; e) lítico sedimentario de caliza con textura micrítica y bioclastos de globigerínidos; f) lítico volcánico felsítico (Lvf), lítico volcánico tobáceo (Lvt); g) lítico volcánico tobáceo con textura fluidal (Lvt), cuarzo monocristalino (Qm); h) lítico volcánico tobáceo con textura esferulítica (Lvt), lítico sedimentario de caliza con textura esparítica; i) lítico volcánico *lathwork* (Lvl), lítico volcánico felsítico (Lvf), lítico sedimentario de caliza con textura esparítica (LsCe), cuarzo policristalino (Qp), cemento calcítico con textura poikilítica; j) lítico volcánico microlítico (Lvm), lítico volcánico felsítico (Lvf), plagioclasa reemplazada por cemento calcítico (Prc); k) lítico plutónico (Lp), cuarzo monocristalino (Qm); l) lítico metapsamítico/felsítico₂ (Lmf₂); m) lítico metapsamítico/felsítico₃ (Lmf₃), lítico volcánico felsítico (Lvf); n) lítico metapsamítico/felsítico₄ (Lmf₄); o) lítico metapeliteo₃ (Lmp₃).

Los granos de cuarzo ocasionalmente exhiben golfos de corrosión, textura tipo *shard* (**Figura 4.6a**) y bordes de intercrecimiento sintaxial. Ocasionalmente se observan inclusiones de microcristales de apatito y se encuentran bordeados por cemento calcítico. El cuarzo policristalino se presenta en menores proporciones ($Q_p/Q_m \sim 0.596$; **Tabla 4.4**), mostrando cristales constituidos por agregados de dos a tres cristales ($Q_p 2-3$) y mayores que tres cristales ($Q_p > 3$). Los cristales individuales de $Q_p > 3$ exhiben extinción ondulosa y presentan contactos suturados y elongación preferencial sobre sus ejes; ocasionalmente se presentan cuarzos policristalinos con cristales polihedrales y contactos rectos y/o en forma de “Y” (**Figura 4.6b**).

Los feldespatos más abundantes en esta petrofacies son las plagioclasas, las cuales presentan mayores cantidades que feldespatos potásicos ($P/F \sim 0.486$; **Tabla 4.4**): i) las plagioclasas presentan maclado tipo albita y comúnmente se encuentran reemplazadas por sericita y cemento calcítico (**Figura 4.6c**); ii) los feldespatos potásicos consisten de ortoclasa, los cuales esporádicamente se presentan reemplazados por caolinita y/o cemento calcítico (**Figura 4.6d**).

Los fragmentos líticos en orden de abundancia consisten de: 1) líticos sedimentarios, los cuales representan mayor abundancia de los fragmentos de rocas; 2) líticos volcánicos con texturas felsíticas, tobáceas, *lathwork*; 3) líticos plutónicos; 4) líticos metamórficos (e.g., metapsamíticos/felsíticos, metapelíticos y metacarbonatados).

Los líticos sedimentarios corresponden a fragmentos de rocas carbonatadas con texturas esparíticas (60%) y micríticas (14%; **Figura 4.6e**), así como líticos de dolomita (11%), arenisca de grano fino (10%) y en menor abundancia fragmentos de lutita (5%). Los líticos carbonatados exhiben texturas que varían desde *mudstone* hasta *grainstone* y regularmente presentan *globigerínidos* (**Figura 4.6e**); los líticos de arenisca corresponden a fragmentos de areniscas de arenas finas (10%).

Los líticos volcánicos presentes en orden de abundancia son: 1) líticos volcánicos con textura felsítica (75%), compuestos por microcristales de cuarzo y feldespatos (**Figura 4.6f**; **Tablas 4.1 y 4.2**); 2) fragmentos de rocas tobáceas (21%) que exhiben texturas predominantemente fluidales y con menor

frecuencia relictos de texturas esferulítica y holoialinas (**Figura 4.6g y 4.6h; Tabla 4.**); 3) líticos volcánicos con textura *lathwork* (3%) están compuestos por fenocristales de plagioclasa o feldespato subhedrales, embebidos en una mesostasis de microcristales afaníticos no determinados (**Figura 4.6h; Tablas 4.1 y 4.2**); 4) líticos volcánicos microlíticos (2%) que consisten de microlitos de plagioclasa embebidos, ocasionalmente, en una matriz de microcristales afaníticos, de coloración rojiza (**Figura 4.6j; Tablas 4.1 y 4.2**).

Los líticos plutónicos que componen la petrofacies líticocuarzosa exhiben textura gráfica, porfirítica y ocasionalmente mirmequítica (**Figura 4.6k; Tablas 4.1 y 4.2**). Los fragmentos de roca metamórfica consisten de líticos metapsamítico/felsítico₁, metapsamítico/felsítico₂, metapsamítico/felsítico₃, metapsamítico/felsítico₄, metapelítico₁, metapelítico₂, metapelítico₃, metacarbonatado₂ y metacarbonatado₄ (**Figura 4.6l; Tablas 4.1 y 4.2**).

Los minerales accesorios de esta petrofacies consisten predominantemente de moscovita en forma de hoja y en menores cantidades presenta glauconita, circón con redondez subangulosa a subredondeada, tremolita con hábito pseudoprismático y clorita ferrosa. Los cristales de epidota se presentan de manera esporádica y muestran grado de redondez que varía de subredondeado a subanguloso. Se presentan además minerales opacos no identificados y fragmentos *Globigerínidos* correspondientes a *Globotruncana* sp., *Pseudotextularia* sp.

La petrofacies Líticocuarzosa muestra 6% de cemento calcítico, el cual muestra hábito poikilítico (70%; **Tabla 4.1**) rellenando los poros. El cemento dolomítico es menos frecuente y ocasionalmente se observa reemplazando al cemento calcítico (30% ; **Tabla 4.1**).

4.4 Composición del área fuente

Las características petrográficas de los granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos, así como también algunas relaciones propuestas por diversos autores, documentadas mediante el conteo modal, permiten evaluar la composición del o las áreas fuentes que dieron origen a las areniscas de la Formación Caracol.

4.4.1 Cuarzo

La composición del área fuente puede ser determinada a partir de la caracterización y cuantificación de los tipos de granos de cuarzo, de acuerdo con las propuesta de Basu *et al.* (1975), modificada por Tortosa *et al.* (1991). Dicha propuesta se basa en la relación que existe entre los cuarzo monocristalino y policristalino y la extinción que presentan (ondulada *vs* recta). El diagrama Qmo-Qmr-Qp2-3-Qp>3 (**Figura 4.7a**; Basu *et al.*, 1975; Tortosa *et al.*, 1991; **Tabla 4.3**; **Tabla 4.1**) permite discriminar que: i) la petrofacies **A** muestra una predominancia de cuarzo procedente de rocas graníticas y en menor proporción cuarzo derivado de rocas metamórficas de grado medio-alto.

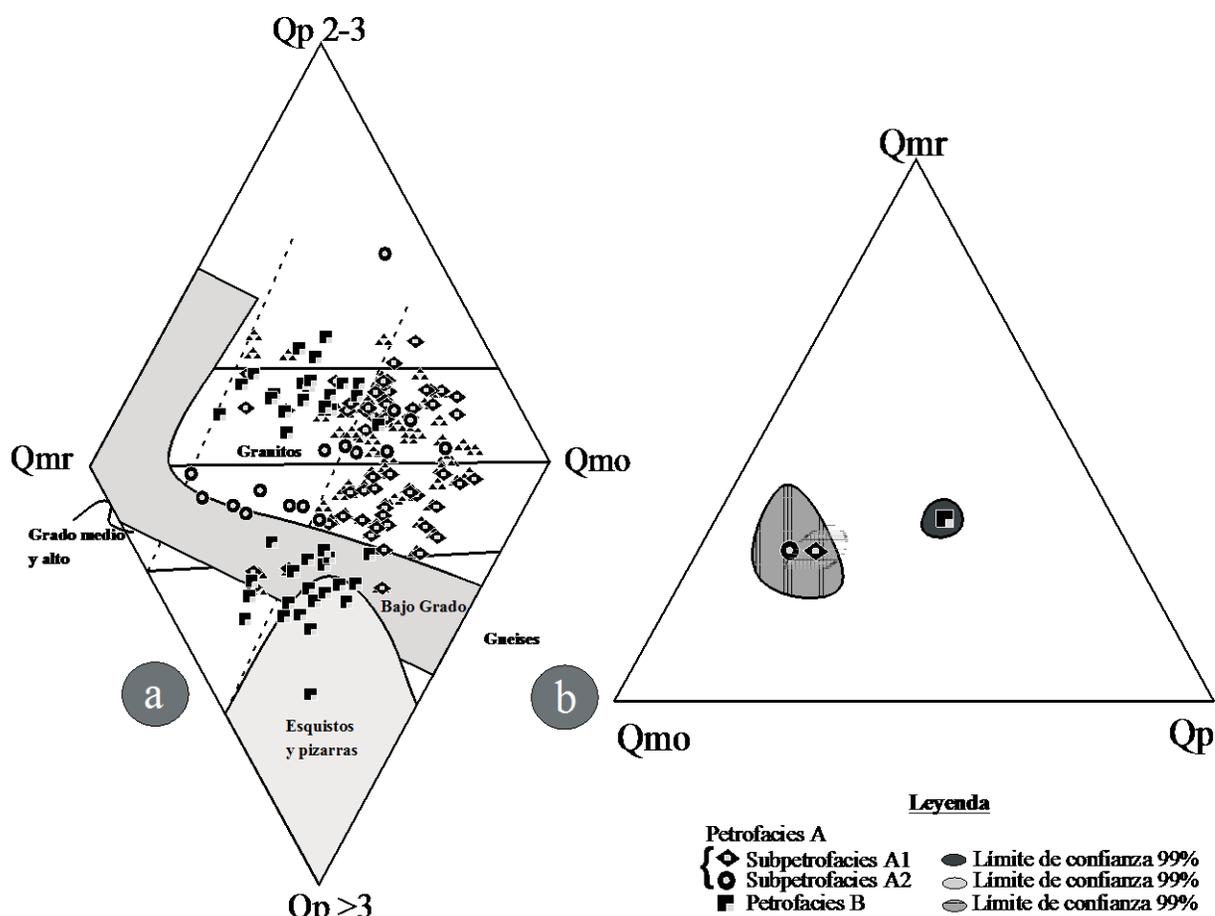


Figura 4. 7 a) Diagrama en forma de diamante (Qmo-Qmr-Qp2-3-Qp>3), propuesto por Basu *et al.* (1975), modificado por Tortosa *et al.* (1991) para interpretar la composición de la roca fuente; b) Diagrama Qmr-Qmo-Qp, propuesto por Arribas *et al.* (1990).

Las relaciones de $Q_{mr}Q_{mo}Q_p < 3Q_p > 3$, que presenta la subpetrofacies **A1**, evidencia rocas fuentes de composición granítica, en tanto que estas relaciones en la subpetrofacies **A2** indica procedencia de rocas graníticas y de grado metamórfico medio-alto (**Figura 4.7a**).

Por otro lado, las relaciones de los tipos de cuarzos que presenta la petrofacies **B** demuestra predominantemente fuentes metamórficas de grado medio-alto (**Figura 4.7a**).

En el diagrama $Q_{mr}-Q_{mo}-Q_p$ propuesto por Arribas *et al.* (1990; **Figura 4.7b**), se observa que la petrofacies A presenta una mezcla de cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y recta (**Figura 4.7b; Tablas 4.1 y 4.4**), en tanto que las subpetrofacies **A1** y **A2** contienen una mayor abundancia de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa. La petrofacies **B** expone una mezcla de cuarzo policristalino, cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y recta (**Figura 4.7b**). La mezcla de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa de las subpetrofacies **A1** y **A2** evidencia un mayor aporte de rocas plutónicas y volcánicas, en tanto que la presencia de cuarzo policristalino en la petrofacies **B** documenta el aporte de rocas metamórficas de grado medio a alto. La fuente volcánica es comprobada por la presencia de cuarzo monocristalino con golfos de corrosión, textura tipo *shard*, en tanto que la presencia de líticos plutónicos indica fuentes de rocas ígneas plutónicas, mientras que la presencia de cuarzos policristalinos con forma elongada y polihedral, como la presencia de contactos suturados y uniones triples, corroboran las fuentes metamórficas de bajo y alto Grado (**Figura 4.7a**).

4.4.2 Fragmentos líticos

La petrofacies **A** muestra una predominancia de líticos sedimentarios ($Ls/Lt \sim 0.514$; **Tabla 4.4**). De manera específica, la subpetrofacies **A1** presenta una mezcla de líticos volcánicos y líticos sedimentarios ($Lv/Lt \sim 469$; $Ls/Lt \sim 0.465$; **Tabla 4.4**), en tanto que la subpetrofacies **A2** contiene predominantemente líticos sedimentarios de calizas con textura micrítica y esparítica, ocasionalmente fragmentos de dolomita, líticos de arenisca de grano

fino y lutita (Ls/Lt~0.721; **Tabla 4.4**), los cuales documentan la erosión de rocas sedimentarias pre-existentes.

Los líticos volcánicos con texturas felsíticas, tobáceas y *lathwork* se presentan tanto en la petrofacies **A** (Lv/Lt~0.394; **Tabla 4.4**), como en la petrofacies **B** (Lv/Lt~0.503; **Tabla 4.4**), los cuales evidencian fuentes de rocas volcánicas de composición andesítica, dacítica y riolítica. En tanto que los fragmentos volcánicos con textura microlítica representan principalmente rocas asociadas con lavas de composición intermedia (Dickinson, 1970), tales como andesitas, basaltos y andesitas basálticas.

La petrofacies **B**, exhibe una mezcla entre líticos

sedimentarios, metamórficos y volcánicos. Los fragmentos de líticos metafelsíticos/psamíticos₁, metafelsíticos/psamíticos₂, metapelíticos₁, metapelíticos₂, metapelíticos₃ y metacarbonatados₂, contenidos predominantemente en la petrofacies **B** documentan fuentes metamórficas de grado bajo-medio (e.g., esquistos de moscovita), en tanto que los líticos metafelsíticos/psamíticos₃, metafelsíticos/psamíticos₄ y metacarbonatados₄, presentes en la misma petrofacies, sugieren fuentes metamórficas de grado medio-alto (e.g., gneises, esquistos de moscovita y/o clorita y filitas). Así mismo, la petrofacies **B** contiene una mayor abundancia de líticos plutónicos con texturas gráficas o porfíricas. El diagrama Rg-Rs-Rm, propuesto por

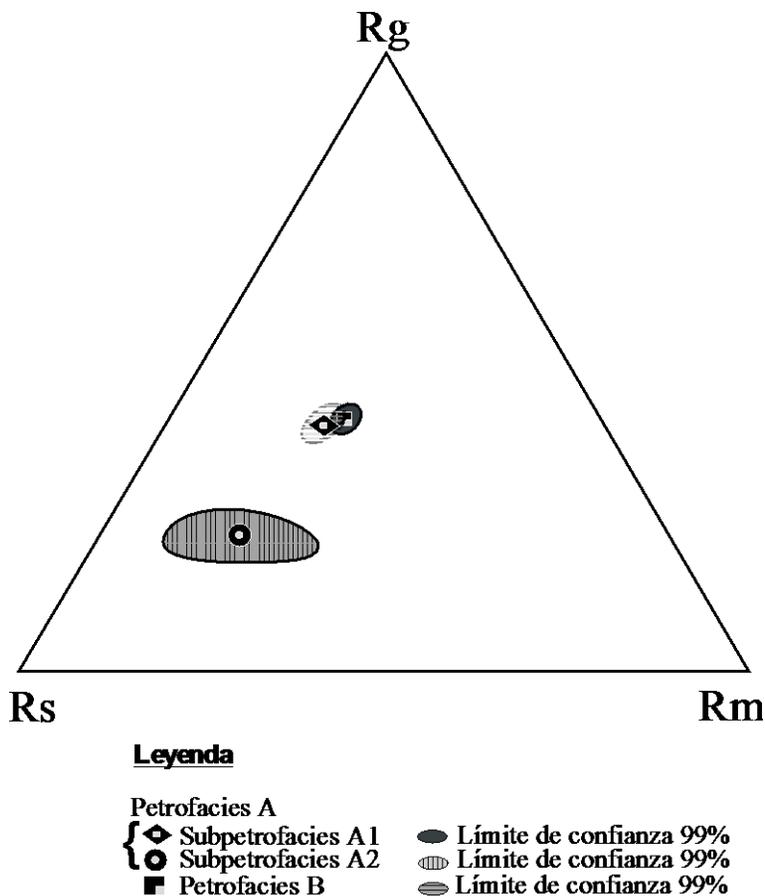


Figura 4. 8 Diagrama ternario Rg-Rs-Rm propuesto por Critelli y Le Pera (1994), muestra las influencias de los ensambles granosos, sedimentarios y metamórficos en las petrofacies y subpetrofacies de la Formación Caracol.

Critelli y Le Pera (1994; **Figura 4.8; Tablas 4.1, 4.2 y 4.3**), permite observar que la petrofacies **A** presenta una mezcla de ensambles sedimentarios y granosos (**Figura 4.8; Tabla 4.1**). La subpetrofacies **A1** muestra una mayor influencia de ensambles granosos, en tanto que la subpetrofacies **A2** exhibe influencia predominante de ensambles sedimentarios (**Figura 4.8; Tabla 4.1**). La petrofacies **B** presenta una mezcla de los ensambles sedimentarios, granosos y metamórficos (**Figura 4.8; Tabla 4.1**).

4.5 Ubicación del área fuente

Mediante la comparación con análisis de procedencia del Grupo Difunta (Campaniano-Eoceno) y de la Formación Parras (Campaniano-Maastrichtiano), realizado por Lawton *et al.* (2009), se considera que los líticos volcánicos con texturas felsíticas y tobáceas derivan posiblemente del Arco Nazas, en tanto que los líticos volcánicos microlíticos y *lathwork* pueden proceder del Terreno Guerrero. Por otro lado, los líticos sedimentarios representan la erosión de las rocas carbonatadas, como han sido documentados en las formaciones Zuloaga (Oxfordiano-Kinmerigdiano), La Caja (Tithoniano-Kinmerigdiano), Taraises (Barresiano-Hauteriviano), Tamaulipas Inferior (Hauteriviano Superior-Aptiano Inferior), La Peña (Aptiano Inferior), Tamaulipas Superior (Albiano Medio), Cuesta del Cura (Albiano Medio-Cenomaniano) e Indidura (Cenomaniano-Turoniano). Los líticos metamórficos posiblemente proceden de bloques exhumados del Esquisto Granjeno y el Cratón de Coahuila-Texas, mientras que los fragmentos metacarbonatados de alto grado metamórfico pueden estar relacionados con las rocas de la Provincia Yavapai.

4.6 Ambiente Tectónico

Las composiciones modales de las petrofacies y subpetrofacies de las areniscas de la Formación Caracol permiten la aproximación del ambiente tectónico en el cual fueron depositadas. Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), proponen diagramas ternarios que permiten obtener una aproximación del ambiente tectónico (diagramas ternarios QFL y QmFL; **Figuras 4.9a y 4.9b; Tablas 4.1, 4.2 y 4.3**), mediante análisis modales sobre la composición de areniscas de ambientes tectónicos diversos. En el diagrama QFL, se considera

el cuarzo total (Q), el total de feldespatos potásicos y plagioclasas (F) y la suma total de los fragmentos líticos (L), se observa que las muestras de las subpetrofacies **A1** y **A2** se ubican dentro del campo de orógeno reciclado (**Figura 4.9a; Tabla 4.3**), en tanto que las muestras de la petrofacies **B** se ubican en el límite entre orógeno reciclado y arco disectado (**Figura 4.9a; Tabla 4.3**).

Dentro del diagrama QmFL se considera el cuarzo monocristalino (Qm), la suma de feldespatos potásico y plagioclasa (F) y la suma de fragmentos líticos y cuarzo policristalino (L). Dicho diagrama permite destacar que las rocas de las subpetrofacies **A1** y **A2**, se proyectan dentro del campo de mezcla (**Figura 4.9b; Tabla 4.2**), donde las rocas de la subpetrofacies **A2** exhiben una ligera tendencia hacia el campo del orógeno reciclado transicional, mientras que las muestras de la petrofacies **B** se localizan en los campo de arcos transicional y arco disectado (**Figura 4.9b; Tabla 4.2**).

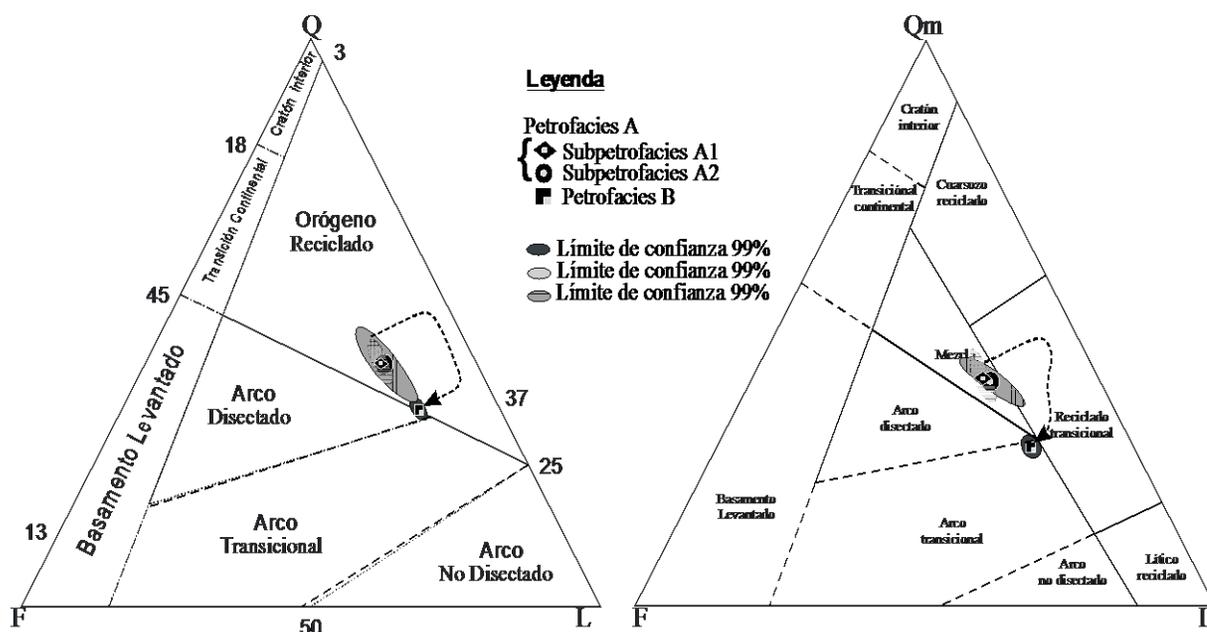
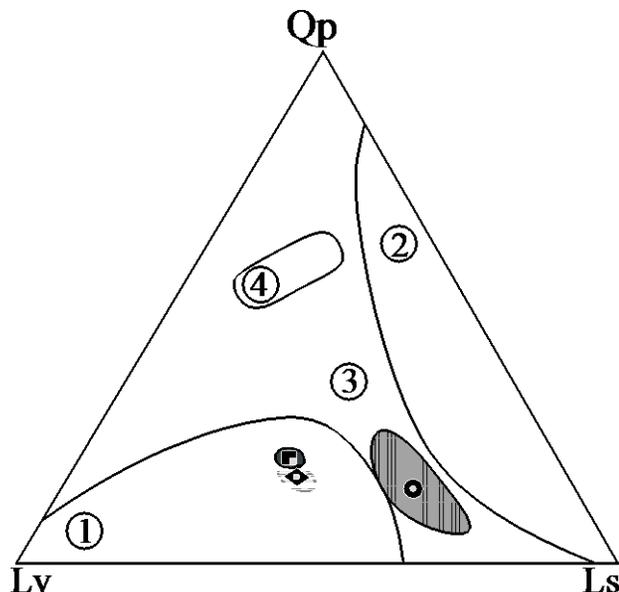


Figura 4.9 a) Diagrama ternario QFL de acuerdo a Dickinson *et al.* (1983); **b)** diagrama ternario tomado de Dickinson y Suczek (1979), propuestos para determinar el ambiente tectónico en rocas siliciclásticas.

Dickinson (1985) propuso un diagrama ternario para documentar ambientes tectónicos asociados con rocas siliciclásticas (QpLvLs), en el cual consideró los parámetros Qp (cuarzo policristalino), Lv (suma de líticos volcánicos) y Ls (suma de fragmentos líticos), dentro del cual las muestras de la subpetrofacies **A1** y la petrofacies **B**, se ubican dentro del campo de arco (**Figura**



Leyenda

- | | |
|---------------------|---------------------------|
| Petrofacies A | |
| ◇ Subpetrofacies A1 | ● Límite de confianza 99% |
| ○ Subpetrofacies A2 | ○ Límite de confianza 99% |
| ■ Petrofacies B | ■ Límite de confianza 99% |

4.10; Tabla

4.2), en tanto que las rocas de la subpetrofacies **A2** proyectan hacia una zona de mezcla (**Figura 4.10; Tabla 4.2**).

Figura 4. 10 Diagrama ternario QpLvLs (Dickinson, 1985). Significado de los campos: (1) Arco; (2) Colisión, Sutura, Cinturones plegados y cabalgados; (3) Mezcla; (4) Complejos de subducción.

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

En el presente apartado se muestran, de manera sintetizada, los resultados sedimentológicos, estratigráficos y petrográficos que se han desarrollado en los **Capítulos 3 y 4**, divididas en cuestión del tipo de conclusión:

5.1.1 Sedimentológicas y estratigráficas

El análisis sedimentológico, icnológico y de paleocorrientes de la Formación Caracol, documenta la presencia de una secuencia “fluvio-turbidítica” y permite la división de dicha secuencia clástica en dos miembros: i) Miembro Tierras Blancas, caracterizado por depósitos de frentes deltaicos influenciados/dominados por oleaje-ríos, montes de barras distributarias, y prodelta; y ii) Miembro Rancho Viejo, el cual presenta secuencias de canal mixto, canal deposicional, *overbank*, transición lóbulo canal, lóbulo y *slump*.

El análisis de los datos de paleocorrientes en estructuras unidireccionales (e.g., turboglifos y surcos de erosión), indican que el transporte de sedimentos que dio origen a la línea de costa de tipo deltaica influenciada/controlada por ríos y oleaje se efectuó del SW30° al NE22°, en tanto que los procesos asociados con el oleaje se efectuaron con direcciones preferenciales hacia el SW 10°. Por otro lado, los depósitos profundos marcan un cambio en la dirección de transporte de sedimento derivados del SW 38°, hacia el NE 40°. Dentro de este esquema, las áreas posibles áreas fuentes son el arco de Alisitos, el arco de Nazas y el Terreno Guerrero.

5.1.2 Petrográficas

El estudio petrográfico de las areniscas de la Formación Caracol, muestran la presencia de dos petrofacies: i) petrofacies Cuarzolítica (Q₄₃F₁₇L₄₀), correspondiente al Miembro Tierras Blancas, que es subdividida en la sub petrofacies Cuarzolítica con mezcla de detríticos volcánicos y Cuarzolítica con mayor contenido de líticos sedimentarios; y ii) petrofacies Líticocuarzosa (Q₃₆F₁₆L₄₈) del Miembro Rancho Viejo. Las petrofacies documentan áreas fuentes de composiciones: i) graníticas o granodioríticas; ii) andesíticas,

basálticas o andesítico-basálticas, atribuidas a los elementos paleogeográficos Arco Nazas como al Terreno Guerrero; iii) metamórficas psamítica-felsítica¹⁻⁴, pelítica¹⁻³, carbonatada^{2 y 4}, asociadas con la erosión de bloques exhumados del Esquisto Granjeno, Cratón Coahuila-Texas; y unidades de la Provincia Yavapai; y (iv) sedimentarias (caliza, arenisca y lutita), representando la erosión de las rocas carbonatadas correspondientes a las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura e Indidura.

Los ambientes tectónicos en que fueron depositadas las areniscas de la Formación Caracol, discriminados a partir de las petrofacies y sub petrofacies, corresponden de acuerdo al diagrama QFL (Dickinson *et al.*, 1983), la evolución de un ambiente de orógeno reciclado (Q₄₂F₁₆L₄₀) hacia un arco disectado (Q₃₅F₁₄L₅₁), en tanto que el diagrama QmFL propuesto por Dickinson y Suzcek (1979) indica la transición de una zona de mezcla (Q_{m39}F₁₉L₃₉) hacia un arco transicional (Q_{m27}F₁₇L₅₅).

5.2 Recomendaciones

Los resultados y las conclusiones obtenidas a partir de la realización del estudio sedimentológico y petrográfico, permiten proponer las siguientes recomendaciones. Con el objeto de coadyuvar en la caracterización y entendimiento de las secuencias clásticas del Cretácico Superior en el noreste de México, se propone llevar a cabo:

- Análisis sedimentológicos detallados en áreas colindantes con la zona de estudio, con el objetivo de obtener la reconstrucción del elemento arquitectural de la secuencia.
- Estudios icnológicos a detalle para caracterizar y diferenciar las condiciones paleo-ambientales (disponibilidad de sedimento, energía oxigenación y salinidad del ambiente, entre otras) que imperaban durante el depósito de los Miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo.
- Análisis petrográficos de diferentes áreas con la finalidad de discriminar las áreas fuentes que estuvieron expuestas antes y durante el depósito de los miembro Tierras Blancas y Rancho Viejo, como también especificar los ambientes en que fueron depositadas.

- Estudios geoquímicos de roca total de elementos mayores, elementos traza y elementos de Tierras Raras (REE), con los objetivos de complementar la caracterización composicional de las áreas fuentes, así como para determinar los efectos de intemperismo, diagénesis y metamorfismo que afectan a la roca.
- Análisis geocronológicos en isótopos de U-Pb en circones detríticos para detallar la composición y ubicación de las áreas fuentes de las areniscas de los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo, para lograr una mejor discriminación de las áreas fuentes

REFERENCIAS

- Adkins, R. M., Eriksson, K.A., 1998**, Rhythmic sedimentation in a Mid-Pennsylvanian delta-front succession, Magoffin Member (Four Corners Formation, Breathitt Group), Eastern Kentucky: a near-complete record of daily, semi-monthly, and monthly tidal periodicities, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Volume Special Publication 61, p. 85-94.
- Aigner, T., 1985**, Storm depositional Systems, Berlin, Springer-Verlag, 174 p.
- Allen, J. L., 1970**, A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits: *Sedimentology*, v. 14, p. 5-26.
- Allen, J. L. R., 1963**, The Classification of Cross-Stratified Units, with notes on their origin: *Sedimentology*, v. 2, p. 93-114
- Allen, 1968**, Current Ripples: Amsterdam, North-Holland, p. 433.
- Allen, J. L. R., 1971**, Mixing at Turbidity Currents Heads, and its Geological implications: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41 (1), p. 97-113.
- Allen, 1973a**, A classification of climbing ripple cross-lamination: *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 537-541.
- Allen, 1982**, *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*, Amsterdam, Elsevier.
- Allen, J. L. R., 1991**, The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents *Journal of Sedimentary Petrology* v. 61, p. 291-295.
- Allen, J. R. L., 1973b**, A classification of climbing ripple cross-lamination: *Journal of the Geological Society, London*, v. 129, no. 537-541.
- Allen, J. R. L., y Friend, P. F., 1976**, Relaxation time of dunes in decelerating aqueous flows: *Journal of the Geological Society of London*, v. 132, p. 17-26
- Allison, M. A., Kineke, G. C., Gordon, E. S., y Goni, M. A., 2000**, Development and reworking of a seasonal flood deposit on the inner continental shelf off the Atchafalaya river: *Continental Shelf Research*, v. 20, p. 2267-2294.
- Anderson, T. H., y Nourse, J. A., 2005**, Pull-apart basins and releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora system. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* in T.H. Anderson, J.A. Nourse, McKee, J. W., y Steiner, M. B., eds., Geological Society of America, Volume Special Paper 393: Boulder, Colorado, p. 97-122.
- Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1979**, The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T. H., y Roldán-Quintana, J., eds., *Geology of northern Sonora Hermosillo*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Angulo, S., y Buatois, L. A., 2012**, Ichnology of a Late Devonian–Early Carboniferous low-energy seaway: The Bakken Formation of subsurface Saskatchewan, Canada: Assessing paleoenvironmental controls and biotic responses: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 315-316, p. 40-46.
- Arnott, R. W., y Hand, B. M., 1989**, Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain: *Journal of Sedimentary Petrology* v. 59 no. 1062-1069.
- Arribas, J., Gómez-Gras, D., Rosell, J., y Tortosa, A., 1990**, Estudio comparativo entre las areniscas Paleozoicas y Triásicas de la Isla de Menorca: evidencias de procesos de reciclado: *Sociedad Geológica de España*, v. 3 (1-2), p. 105-116.
- Arribas, J., Marfil, R., y de la Peña, J. A., 1985a**, Provenance of Triassic Feldspathic Sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of Quartz Types: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55 (6), p. 864-868.
- Arribas, J., 1985b**, Provenance of Triassic feldspathic sandstone in the Iberian Range (Spain): significance of quartz types: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55-6.
- Arribas, M. E., y Arribas, J., 2007**, Interpreting particles in modern continental sands: An example from fluvial sands (Iberian Range, Spain), in Arribas, J., Critelli, S., and

- Johnsson, M. J., eds., *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, Geological Society of América.
- Ashley, G. M., Southard, J. B., y Boothroyd, J. C., 1982**, Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation: *Sedimentology* v. 29, p. 67-79.
- Baas, H., 2004**, Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes: *Sedimentary Geology*, v. 166, p. 293-310.
- Bann, K. L., y Fielding, C. R., 2004**, An Integrated Ichnological And Sedimentological Comparison of non-Deltaic Shoreface and Subaqueous Delta Deposits in Permian Reservoir Units of Australia, *in* McIlroy, D., ed., *The Application of Ichnology to Paleoenvironmental and Stratigraphic Analysis*: London, U.K, Geological Society Of London, p. 273-310.
- Barboza-Gudino, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., y Zavala-Monsiváis, A., 2008**, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49-63.
- Barboza-Gudiño, J. R., Ramírez-Fernández, J. A., Torres-Sánchez, S. A., y Valencia, V., 2011**, Geocronología de circones detríticos del Esquisto Granjeno en el noreste de México: implicaciones tectónicas, *in* J.C. Montalvo-Arrieta, G. Chávez-Cabello, y Velasco-Tápia, F., eds., *Avances y paradigmas de la tectónica y la historia geológica del Noreste de México*, Volume 2: Mexico, D.F, Boletín de la Sociedad Geológica de México, p. 201-216.
- Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., y Tristán-González, M., 1998**, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: *Geofísica Internacional*, v. 37, p. 283-292.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J. R., 1999**, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern-Mexico: A Review, *in* C. Bartolini, Wilson, J. L., y T.F. Lawton, eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Volume Special Paper 340, Geological Society of America, p. 197-210.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., y Barajas-Nigoche, L. D., 2010**, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, v. 6 (5), p. 621-640.
- Barboza-Gudiño, R., Markus, H., Gómez-Anguiano, M., y Martínez-Macias, P. R., 2004**, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21 (3), p. 229-319.
- Bartolini, C., Lang, H., Cantú-Chapa, A., y Barboza-Gudiño, J. R., 2001**, The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico : Paleotectonic, paleogeographic and paleobiogeographic implications., *in* C. Bartolini, Buffler, R. T., y Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*, Volume Memoir 75, American Association of Petroleum Geologists, p. 295-315.
- Basu, A., 1976**, Petrology of Holocene fluvial sand derive from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46 (3), p. 694-709.
- Bhattacharya, J., 2006**, Deltas. Facies Models Revisited, *in* Walker, R. G., y Posamentier, H., eds., *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Volume Special Publication*, 84: Tulsa, Oklahoma., p. 237-292.
- Bhattacharya, J., y Davies, R. K., 2001**, Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 525-534.
- Bhattacharya, J., y Giosan, L., 2003**, Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction: *Sedimentology*, v. 50, p. 187-210.
- Bhattacharya, J. P., y MacEachern, J. A., 2009**, Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous Seaway of North America: *Journal Of Sedimentary Research*, v. 79, p. 184-209.
- Bhattacharya, J. P., y Walker, R. G., 1992**, Deltas, *in* Walker, R. G., ed., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Sth's Johhs, Geological Associaion of Canada, p. 157-177.

- Blatt, H., 1967**, Provenance determinations and recycling of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 1031-1044.
- Blatt, H., y Christie, J. M., 1963**, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 33 p. 559-579.
- Blatt, H., Middleton, G. V., y Murray, R., 1972**, *Origin of sedimentary rock*, New Jersey, Prentice-Hall.
- Boggs, S., 2006**, *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, New Jersey, Pearson Prentice Hall, 662. p.:
- Böse, E., y Cavins, O. A., 1972**, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico: *Austin, Texas University. Bulletin*, v. 2748, p. 7-142.
- Bridge, J. S., 1997**, Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bed-wave geometry and migration, and aggradation rate: *Geology*, v. 25 (11), p. 971-974.
- Buatois, L. A., Gingras, M. K., MacEachern, J., Mángano, M. G., Zonneveldo, J. P., Pemberton, S. G., Netto, R. G., y Martin, A., 2005**, Colonization of Brackish-Water Systems through Time: Evidence from the Trace-Fossil Record Palaios, v. 20, p. 321-347.
- Buatois, L. A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Björklund, P., Steel, R., Espin, M., y Parra, K., 2012**, Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline: *Sedimentology*, v. 59, p. 1568-1612.
- Buitrón, B. E., 1984**, Late Jurassic bivalves and gastropods from northern Zacatecas, Mexico, and their biogeographic significance, *in* Westernmann, G. E. G., ed., *Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America*, Volume Special Paper 27, Geological Association of Canada, p. 89-98.
- Burchfield, B., Zhiliang, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L., Changrong, D., y Jiene, X., 1992**, The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt: *Geological Society of America*, v. Special Paper 269, p. 1-41.
- Burckhardt, C., 1925**, Faunas del Aptiano de Nazas (Durango): *Boletín del Instituto de Geología de México*, v. 45, p. 71.
- Burckhardt, C., y Scalia, S., 1905**, La faune du Trias Supérieur de Zacatecas: *Instituto Geológico de México*, v. 21, p. 44.
- Burne, R. V., 1970**, The origin and significance of sand volcanoes in the Bude Formation (Cornwall): *Sedimentology*, v. 15, p. 211-228.
- Callow, R. H. T., McIlroy, D., Kneller, B., y Dykstra, M., 2012**, Integrated ichnological and sedimentological analysis of a Late Cretaceous submarine channel-levee system: The Rosario Formation, Baja California, Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, v. 30, p. 1-18.
- Campa, U. M. F., 1985**, The Mexican Thrust Belt, *in* D.G., H., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region* Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 299-313.
- Campa, U. M. F., y Coney, P. J., 1983**, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Cantú-Chapa, A., 1969**, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, v. 1, p. 71-72.
- Carrillo, J., 1961**, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos del Petróleo*, v. 13 (1/2), p. 1-98.
- Cather, S. M., y Robert, L. F., 1991**, Pre-diagenetic sedimentary fractionation of andesitic detritus in a semi-arid climate: an example from the Eocene Datil Group, New Mexico, *Sedimentation in Volcanic settings*, Volume Special Publication 45, Society for Sedimentary Geology, p. 211-226.
- Centeno-García, E., y Silva-Romo, G., 1997**, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, no. 2, p. 244-260.

- Cheel, R. J., y Middleton, G. V., 1985**, Horizontal laminae formed under upper flow regime plane bed conditions: *Journal of Geology*, v. 94, p. 489-504.
- Clari, P., y Ghibaudo, G., 1979**, Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy). : *Sedimentology*, v. 26, p. 719-730.
- Clark, J. D., y Pickering, K. T., 1996**, In *Submarine channels: processes and architecture*, London, Vallis Press, 231 p.:
- Coates, L., y MacEachern, J. A., 2007**, The ichnological signatures of river- and wave-dominated delta complexes: differentiating deltaic from non-deltaic shallow marine successions, Lower Cretaceous Viking Formation and Upper Cretaceous Dunvegan Formation, west-central Alberta., *in* J.A. MacEachern, K.L. Bann, Gingras, M. K., y Pemberton, S. G., eds., *Applied Ichnology, Volume Short Course Notes 52*, SEPM p. 227-254.
- Collinson, J. D., y Thompson, D. B., 1989**, *Sedimentary Structures*, London, Unwin-Hyman, Ltd.
- Coney, P. J., 1983**, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con America del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 15 (1), p. 6-15.
- Coney, P. J., y Evenchick, C. A., 1994a**, Consolidation of the American Cordilleras: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 241-262.
- Coney, P. J., y Evenchick, C. A., 1994b**, Consolidation of the American Cordilleras *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 241-262.
- Coney, P. J., Jones, D. L., y Monger, J. W., 1980**, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, v. 288, p. 329-333.
- Cox, R., y Lowe, D. R., 1995**, A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the co-evolution of continental blocks and their sediments cover *Journal of Sedimentary Research*, v. 65, p. 1-12.
- Critelli, S., y Le Pera, E., 1994**, Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy): *Journal of Sedimentary Research*, v. 64 (4), no. 824-835.
- Critelli, S., y Le Pera, E., 1995**, Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as Reflected in Modal Compositions of Cenozoic Sandstone: *Journal of Geology*, v. 103, p. 95-105.
- De Cserna, Z., 1956**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, 20th Congreso Geológico Internacional Volume Monografía, 87.
- De Cserna, Z., Graf, L. G. J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1977**, Alóctono del Paleozoico Inferior en la Región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 1 (1), p. 33-43.
- De Vries, K. G., 1965**, Bay of Fundy intertidal zone sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 33 (4), p. 844-854.
- DeCelles, P. G., 1986**, Sedimentation in a tectonically partitioned, nonmarine foreland basin: The Lower Cretaceous Kootenai Formation, southwestern Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 911-921.
- DeCelles, P. G., 1994**, Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 32-56.
- DeCelles, P. G., 2004**, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A: *American Journal of Science*, v. 304, p. 105-168.
- DeCelles, P. G., y Hertel, F., 1989**, Petrology of fluvial sands from de Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1552-1562.
- Denison, R. E., Burke, W. H. J., Hetherington, E. A., y Otto, J. B., 1971**, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt, *Midland West Texas Geological Society*, p. 3-14.
- Díaz, G. T., 1953**, Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas, Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Volume Guide Book, 6.
- Díaz, T., Mixon, R., Murray, G., Weidie, A., y Wolleben, J., 1959**, Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo León, Mexico, *Field Trip Guidebook: San Antonio, Texas, Geological Society of South Texas*, p. 107.

- Dickinson, W. R., 1970**, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40 (2), p. 695-707.
- Dickinson, W. R., 1985**, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone, *in* Zuffa, G. G., ed., *Provenance of arenites The Netherlands*, Dordrecht D. Reidel Publishing Company, p. 333-361.
- Dickinson, W. R., 1988**, Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins., *in* Kleinspehn, K. L., y Paola, C., eds., *New Perspectives in Basin Analysis: New York*, Springer, p. 3-25.
- Dickinson, W. R., 2004**, Evolution of the North American Cordillera. : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 32, p. 13-45.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, A. F., y Ryberg, P. T., 1983**, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.
- Dickinson, W. R., y Suczek, C. A., 1979**, Plate tectonics and sandstone compositions. : *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Swift, P. N., y Coney, P. J., 1986**, Tectonic strip maps of Alpine-Himalayan and Circum-Pacific orogenic belts (great circle projections), *in* American, G. S. o., ed., *Map and Chart Series, Volume MC-58*.
- Dott, J. H. R., y Bourgeois, J., 1982**, Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of America Bulletin*, v. 33, p. 663-680.
- Dowe, D. S., Nance, R. D., Keppie, J. D., Cameron, K. L., Ortega-Rivera, F., y Lee, J. W. K., 2005**, Deformational History of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the Closure of the Rheic Ocean? : *International Geology Reviews*, v. 47, p. 920-937.
- Driese, S. G., Fischer, M. W., Easthouse, K. A., Marks, G. T., Gogola, A. R., y Schoner, A. E., 1991**, Model for Genesis of Shoreface and Shelf Sandstone Sequences, Southern Appalachians: Palaeoenvironmental Reconstruction of an Early Silurian Shelf System, *in* D.J.P. Swift, G.F. Oertel, Tillman, R. W., y Thorne, J. A., eds., *Shelf Sand and Sandstone Bodies: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd*, p. 309-338.
- Duke, W. L., 1985**, Hummocky cross stratification, tropical hurricanes, and intense Winter storms: *Sedimentology*, v. 32, p. 167-194.
- Duke, W. L., Fawcett, P. J., y Brusse, W. C., 1991**, Prograding Shoreline Deposits in the Lower Silurian Medina Group, Ontario and New York: Storm- and Tide-Influenced Sedimentation in a Shallow Epicontinental Sea, and the Origin of Enigmatic Shore-Normal Channels Encapsulated by Open Shallow-Marine Deposits. , *in* D.J.P. Swift, G.F. Oertel, Tillman, R. W., y Thorne, J. A., eds., *Shelf Sand and Sandstone Bodies Volume Special Publication 14: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd*, p. 339-375.
- Duque-Botero, F. S., 2006**, Palaeoenvironmental variations of the Indidura Formation (Cenomanian/Turonian), northeastern Mexico: a high resolutions stratigraphic study [Doctor of Philosophy: Florida International University, 129 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G. M., y Marrett, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 1-26.
- Enciso de La Vega, S., 1963**, Resumen de la Geología de la hoja Nazas, Estado de Durango 13Rk (6) escala 1:100 000: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Escalona-Alcázar, F. J., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Núñez-Peña, E. P., Valencia, V. A., y Ortiz-Acevedo, O., 2009**, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de ciencias Geológicas*, v. 26 (1), p. 48-64.
- Fatowsky, D. E., Hermes, O. D., Strater, N. H., Bowering, S. A., Clark, J. M., Montellano, M., y Hernández, R., 2005**, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, *in* T.H. Anderson, J.A. Nourse, McKee, J. W., y Steiner, M. B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis*:

- Development, assessment, and alternatives Volume Special Paper 393: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 401-426.
- Filguera-Flores, M., 2010**, Evaluación del uso de estructuras de paleocorrientes en secuencias deformandas: Formación Mezcala, Cretácico Superior, Norte del Estado de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, 90 p.
- Frey, R. W., y Seilacher, A., 1980**, Uniformity in marine invertebrate ichnology: *Lethaia*, v. 13, p. 183-207.
- Fries, C., y Rincón-Orta, C., 1965**, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 73, p. 57-133.
- Garzanti, E., 1991**, Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61 (6), p. 959-975.
- Garzanti, E., y Vezzoli, G., 2003**, A Classification Of Metamorphic Grains In Sands Based On Their Composition And Grade: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 830-837.
- Ghibaudo, G., 1992**, Subaqueous sediment gravity flow deposits; practical criteria for their field description and classification *Sedimentology*, v. 39, p. 423-454.
- Goldhammer, R. K., 1999**, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in C. Bartolini, Wilson, J. L., y Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Volume Special Paper 340: Boulder Colorado, Geological Society of America.
- Goldhammer, R. K., y Johnson, C. A., 2001**, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, in C. Bartolini, Buffler, R. T., y Cantú-Chapa, A., eds., *The Western Gulf of Mexico Basin. Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems Volume Memoir 75*: Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists, p. 45-81
- Goldhammer, R. K., Lehman, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., y Johnson, C. R., 1993**, Estratigrafía secuencial y cicloestratigrafía del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental, Noreste de México, AAPG Annual Convention, p. 1-101.
- Götte, M., 1988**, Estudio geológico y estructural de Galeana N. L. (México) y sus alrededores, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, Volume 3: Linares, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, p. 61-87.
- Götte, M., y Michalzik, D., 1992**, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, B.A., v. Teil I, p. 1445-1466.
- Graham, S. A., Ingersoll, R. V., y Dickinson, W. R., 1976**, Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 620-632.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D., y Damon, P., 1992**, Evidencias de la prolongación del arco volcánico cordillerano del Triásico tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.
- Gringas, M. K., MacEachern, J. A., y Pemberton, S. G., 1998**, A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated allomembers of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 46, p. 51-73.
- Gursky, H. J., y Michalzik, D., 1989**, Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental, Volume I (5/6), *Geology Paleontology, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, p. 821-838.
- Gutierrez-Amador, M., 1908**, Las capas cárnicas de Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 4, p. 29-35.
- Hansenn, C. D., y MacEachern, J. A., 2008**, Application of the asymmetric delta model to along-strike facies variation in a mixed- and river-influenced delta lobe, Upper Cretaceous basal Belly River Formation, Central Alberta, in J.A. MacEachern, K.L. Bann, Gringas, M. K., y Pemberton, S. G., eds., *Applied Ichnology, Volume Short Course Notes 52*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., y Walker, R. G., 1975**, Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification

- sequences, Special Publication Volume Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 161.
- Heard, T. G., y Pickering, K. T., 2008**, Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees: *Sedimentology*, v. 55, p. 809-844.
- Hendry, H. E., 1972**, Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French Pre-Alps: *Sedimentology*, v. 18, p. 277-292.
- Hiscott, N. R., 1994**, Traction-carpet stratification in turbidites: fact or fiction? : *Journal of Sedimentary Research*, v. 64 (2), p. 204-208.
- Hiscott, N. R., y Middleton, V. G., 1979**, Depositional mechanics of Thick-Bedded sandstone at the base of a Submarine Slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. , Volume Special Paper 27, SEMP, p. 307-326.
- Howard, J. D., 1972**, Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record, *in* Rigby, J. K., y Hamblin, W. K., eds., *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* Volume Special Publication 16: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 215-225.
- Hoyt, J. H., 1962**, High-angle beach stratification, Sapelo Island, Georgia: *Journal of Sedimentary Petrology* v. 32, p. 309-311.
- Humphrey, W. E., 1949**, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- Humphrey, W. E., y Díaz, T., 2003**, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast of Mexico: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, p. 152.
- Humphrey, W. E., y Díaz, T., 1956**, Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeastern Mexico: PEMEX.
- Hurtado-Brito, J. C., y Castillo-Domínguez, I., 2009**, Análisis sedimentológico de la Formación Mezcala en la parte Norte-Centro del Estado de Guerrero, en los alrededores de Sabana Grande [Licenciatura: Universidad Autónoma de Guerrero, 186 p.
- Imlay, R. W., 1937**, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, no. 587-630.
- Imlay, R. W., 1938**, Studies of the Mexican Geosyncline: *Geological Society of American Bulletin*, v. 49, p. 1651-1694.
- Imlay, R. W., 1940**, Upper Jurassic Pelecypods from Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 14, p. 393-411.
- Imlay, R. W., 1944**, Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America, and Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 55, no. 1005-1046.
- Imlay, R. W., 1953**, Las Formaciones Jurásicas de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v. 16 (1), p. 1-64.
- Imlay, R. W., Cepeda, E., Álvarez, M. J., y Díaz, T., 1948**, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, p. 1750-1761.
- Ingersoll, R. V., 1990**, Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks: *Geology*, v. 18, p. 733-736.
- Ingersoll, R. V., y C.A., S., 1979**, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Research* v. 49, p. 1217 – 1228.
- Ingram, R. L., 1954**, Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 65, p. 937-938.
- Johnson, M. J., 1993**, The system controlling the composition of clastic sediments, *in* Johnson, M. J., y Basu, A., eds., *Processes controlling the composition of Clastic Sediments* Volume Special Paper 284: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 1-19.
- Jones, N. M., Mckee, J. W., Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1995**, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a cordilleran magmatic arc, *in* C. Jaques-Ayala, González-León, C. M., y Quintana, J. R., eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas* Volume Special Paper 301: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 179-190.

- Jordan, T. E., y Allmendinger, R. W., 1986**, The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation: *American Journal of Science*, v. 286, p. 737-764.
- Kane, I. A., Kneller, B. C., Dykstra, M., Kassem, A., y McCafrey, W. D., 2007**, Anatomy of a submarine channel-levve: an example from upper Cretaceous slope sediments, Rosario Formatiom, Baja California, Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, p. 540-563.
- Kelly, W. A., 1936**, Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1019-1047.
- Keppie, D., 2004**, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey: *Internacional Geology Review*, v. 46, p. 765-794.
- Knaust, D., 2009**, Characterization of a deep-sea fan system in the Norwegian Sea by mean of ichnofabrics: *Marine and Petroloeum Geology*, v. 26, p. 1199-1211.
- Kneller, B., y Buckee, C., 2000**, The estructure and fluid mechanics of turbidity currentes: a review of some recent studies and their geological implicatios: *Sedimentology*, v. 47, p. 62-94.
- Kneller, B. C., y Branney, M. J., 1995**, Sustained high density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, p. 607-616.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., y DeMaster, D. J., 1986**, Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta: *Continental Shelf Research*, v. 6, p. 311-336.
- Labarthe, H. G., Tristán, G. M., y Martínez, R. V. J., 1983**, Estudio Geohidrológico de la Hoja Melchor, San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Lawton, T. F., 1994**, Tectonic setting of Mesozoic sedimentary basins, Rocky Mountain region, United States, *in* M.V. Caputo, J.A. Peterson, y Franczyk., K. J., eds., *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*: Denver, Colorado, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 1-25.
- Lawton, T. F., 2012**, Age of the Caracol Formation, Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, Terrane Accretion, Flat Slab Subduction, and Covergence Rate Variations: What Caused the Cretaceous-Paleogene Shortening across the Mexican Cordillera? *Cordilleran Section -108th Anual Meeting, Volume 44 (3)*: Juriquilla, Querétaro, México, Geological Society of America, p. 76.
- Lawton, T. F., Boyer, S. E., y Schmitt, J. G., 1994**, Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt, western United States: *Geology*, v. 22, p. 339-342.
- Lawton, T. F., Bradford, L. A., Vega, F. J., Gehrels, G. E., y Amato, J. M., 2009**, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 820-836.
- Lawton, T. F., Pollock, S. L., y Robinson, R. A. J., 2003**, Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: Application to the Late Cretaceous fl uvial systems of southwestern Utah, U.S.A: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 389-406.
- Leckie, D. A., y Walker, R. G., 1982**, Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, p. 138-157.
- Leeder, M., 1999**, *Sedimentology and Sedimentary basins: From turbulence to tectonics*, Blackwell Science, Inc., 608. p.:
- Leopold, L. B., y Wolman, M. G., 1957**, River cannel patterns-braiding, meandering and straight U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 282B.
- LI, W., Bhattacharya, J. P., Zhu, Y., Garza, D., y Blankenship, E., 2010**, Evaluating delta asymmetry using three-dimensional facies architecture and ichnological analysis, Ferron 'Notom Delta', Capital Reef, Utah, USA: *Sedimentology*, v. 58, p. 478-507.
- Lowe, R. D., 1976**, Suaqueous liquefed and fluidized sediment flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 23, p. 285-308.
- MacEachern, J., 1994**, Integrated ichnological-sedimentological models: Applications to the sequence stratigraphic and paleoenvironmental interpretations of the Viking and Peace River formations, west-central Alberta, Canada, University of Alberta (Canada), 643 p.:
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Bhattacharya, J. P., y Howell, C. D., 2005**, Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides,

- in* Giosan, L., y Bhattacharya, J. P., eds., River Deltas-Concepts, Models, and Examples Volume Special Publication 83: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 49-86.
- MacEachern, J. A., Zaitlin, B. A., y Pemberton, S. G., 1999**, A sharp-based sandstone succession of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: Criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 876-892.
- Mack, G. H., 1984**, Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition: *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 212-220.
- Marsaglia, K. M., Ingersoll, R. V., y Pecker, B. M., 1992**, Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone: *Tectonics*, v. 11, p. 1028-1044.
- McCaffrey, W. M., Choux, C. M., Baas, J. H., y Haughton, P., 2003**, Spatio-temporal evolution of velocity structure, concentration and grain-size stratification within experimental particulate gravity currents: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 851-860.
- McIlroy, D., 2004**, Some ichnological concepts, methodologies, applications and frontiers, *in* McIlroy, D., ed., *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, Volume Special Publication 228, Geological Society of London, p. 3-27.
- Mckee, E. D., 1957**, Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, p. 129-134.
- McKee, E. D., y Weir, G. W., 1953**, Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 64, p. 381-390.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., y Hanson, G. N., 1993**, Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, *in* M.J. Johnsson, y Basu, A., eds., *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* Volume Special Paper 284, Geological Society of America, p. 21-40.
- Meiburg, P., 1987**, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental Septentrional, México, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, Volume 2: Linares Universidad Autónoma de Nuevo León, p. 197-199.
- Mellere, D., Plink-Björklund, P., y Steel, R., 2002**, Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen: *Sedimentology*, v. 49, p. 1118-1206.
- Miall, A. D., 1981**, Alluvial sedimentary basins: Tectonic setting and basin architecture, *in* Miall, A. D., ed., *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*, Volume 23, Geological Association of Canada Special Paper, p. 1-33.
- Michalzik, D., 1985**, Stratigraphy and Paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic-Lowermost Cretaceous): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, v. Teil I, 9/10, p. 1161-1169.
- Michalzik, D., 1988**, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöslichen Sierra Madre Oriental, Mexico: Darmstadt, Alemania, Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes, p. 247.
- Michalzik, D., 1991**, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 71, p. 243-259.
- Miller, E. L., Miller, M. M., Stevens, C. H., Wright, J. E., y Madrid, R., 1992**, Late Paleozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western U.S. Cordillera, *in* B. C. Burchfiel, Lipman, P. W., y Zoback, M. L., eds., *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S. Volume The Geology of North America*, G-3 Geological Society of America, p. 57-106.
- Miller, W., 2007**, *Trace Fossils: Concepts, Problems and Prospects*, The Netherlands, Amsterdam Elsevier.
- Mixon, R. B., Murray, G. E., y Díaz, T., 1959**, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43,, p. 757-771.
- Monger, J. W. H., y Price, R. A., 1979**, Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera-progress and problems: *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 16, p. 770-791.

- Monger, J. W. H., Price, R. A., y D.J., T.-K., 1982**, Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera: *Geology*, v. 10, p. 70-75.
- Monod, O., y P., C., 1992**, Structural and stratigraphic re-interpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac.), Central Mexico: Evidence of a Laramide nappe pile: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, v. Teil I, 6, p. 1533-1544.
- Muir, J. M., 1936**, Geology of the Tampico region, México, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.:
- Mulder, T., y Syvitski, J. P. M., 1995**, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, P. M. J., Migeon, S., Faugères, J. C., y Savoye, B., 2003**, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861-882.
- Mulder, T., Syvitski, P. M. J., y Skene, K. I., 1998**, Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 124-137.
- Murillo-Muñetón, G., 1994**, Petrologic and geochronologic study of Grenvillian- age granulites and post-granulitic plutons from La Mixtequita area, State of Oaxaca in southern Mexico: University of Southern California, 163 p.
- Mutti, E., 1977**, Distinctive thin-bedded facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, v. 24, p. 107-131.
- Mutti, E., 1992**, Turbidite Sandstones: AGIP Spa, S. Donato Milanese, p. pp. 10-53.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F., y Tinteri, R., 2009**, Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins *Sedimentology*, v. 56, p. 267-318.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinteri, R., y Zavala, C., 1996**, The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins, Padova, *Estrato da Memorie di Scienze Geologiche*.
- Mutti, E., y Normark, W. R., 1987**, Comparing examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts, *in* J.K., L., y G.G., Z., eds., *Marine Clastic Sedimentology*, p. 1-38.
- Mutti, E., 1991**, An integrated approach to the study of turbidite systems, *in* P. Weimer, y Link, H., eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer, p. 75-106.
- Mutti, E., y Ricci-Lucchi, F., 1972**, Turbidites of the northern Appennines: Introduction to facies analysis: *International Geology Review*, v. 20, p. 125-165.
- Mutti, E., Tinteri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., y Fava, L., 1999**, An introduction to the análisis of ancient turbidite basin from an outcrop perspectiva, American Association of Petroleum Geologists, Volume Continuing education course notes, series 39: Tulsa, p. 61.
- Mutti, E., Tinteri, R., Di Biase, D., Fava, L., Maravilla, N., Angella, S., y Calabrese, L., 2000**, Delta-Front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: *Revista de la Sociedad Geologica de España*, v. 13 (2), p. 165-190.
- Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Storey, C., y Jeffries, T. E., 2007**, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, *in* U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, y Zulauf, G., eds., *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* Volume Special Paper, 423, Geological Society of America p. 453-464.
- Nemec, W., 1990**, Aspects of sediment movement on steep delta slopes, Volume Special Publication 10: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd, p. 29-73.
- Nevin, C. M., y Trainer, D. W., 1927**, Laboratory study in delta-building: *Bulletin of Geological Society of America*, v. 38, p. 451-458.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez S, y Camprubí í Cano, A., 2005**, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, *in* *Mexicana*, B. d. I. S.

- G., ed., *Temas Selectos de la Geología Mexicana*, Volume 57: México D.F, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 285-318.
- Normark, W. R., y Piper, D. J. W., 1991**, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record From shoreline to abyss *in* Osborne, R. H., ed., Volume Special Publication 46, SEPM (Society for Sedimentary Geology). p. 207-230.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., 2004**, Análisis Sedimentológico de la Formación Mexcala al Norte del Estado de Guerrero [Tesis de Licenciatura]: Universidad Autónoma de Guerrero, 167 p.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., 2007**, Evolución Sedimentológica y Geoquímica del Miembro Arenoso Taraises (Formación Taraises) [Maestro en Ciencias Geológicas: Universidad Autónoma de Nuevo León, 301 p.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., 2011**, Implicaciones Tectono-Sedimentarias de las Intercalaciones Clásticas en el Limite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas): Universidad Autónoma de Nuevo León, 270 p.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., 2012**, Tectónica Sedimentaria del Límite Jurásico-Cretácico. Implicaciones Tectono-sedimentarias en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México, Alemania, Editorial Académic Española, 301 p.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Jenchen, U., y Guerrero-Suastegui, M., 2008**, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25 (3), p. 438-864.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978**, El Gneiss Novillo y rocas metamórficas asociadas en los Cañones de Novillo y Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 2, p. 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995**, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Pantoja-Alor, J., 1962**, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3). Escala 1:100 000: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Paola, C., Wielw, S. M., y Reinhart, M. A., 1989**, Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms: *Sedimentology*, v. 36, p. 47-59.
- Parsons, J. D., Bush, J. W. M., y Syvitski, J. P. M., 2001**, Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations: *Sedimentology* v. 48, p. 465- 478.
- Pattchet, P. J., y Ruiz, J., 1987**, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 523-528.
- Pearson, M. F., Clark, K. F., y Porter, E. W., 1988**, Mineralogy, Fluid Characteristics, and Silver Distribution at Real de Angeles, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, v. 83, p. 1737-1759.
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A., y Saunders, T., 2004**, Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record, *in* McLlroy, D., ed., The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis Volume Special Publication 228: London, U.K, Geological Society of London, p. 29-62
- Pemberton, S. G., Spila, M., Pulham, A. J., Saunders, T., MacEachern, J. A., Robbins, D., y Sinclair, I. K., 2001**, Ichnology & Sedimentology of shallow to marginal marine systems Bennevis y Avalon reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada, Volume Short Course 15: New Foulard, Canada, p. 350.
- Pemberton, S. G., Van Wagoner, J. C., y Wach, G. D., 1992**, Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. In: Application of Ichnology to Petroleum Exploration. A Core Workshop, *in* Pemberton, S. G., ed., Volume Core Workshop 17: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 339-382.
- Pemberton, S. G., Van Wagoner, J. C., y Wach, G. D., 1992a**, Ichnofacies of a wave-dominated shoreline, *in* Pemberton, S. G., ed., Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop Volume Core Workshop 17: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 339-382.

- PEMEX, Petróleos Mexicanos., 1988**, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, México, D.F., Subdirección de producción primaria, Coordinación ejecutiva de exploración, Informe Inédito.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., y Siever, R., 1972**, Sand and Sandstone, New York, Springer-Verlag, 553 p.:
- Phillips, A. C., y Smith, N. D., 1992**, Delta slope processes and turbidity currents in prodeltaic submarine channels, Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 93-101.
- Phillips, C., McIlroy, D., y Elliot, T., 2010**, Ichnological characterization of Eocene/Oligocene turbidites from the Grès d'Annot Basin, French Alps: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 300, p. 67-83.
- Pickering, K., Hiscott, N. R., y Hein, F., 1989**, Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics, Unwin Hyman Ltd, 416 p.:
- Pickering, K. T., Stow, D., Mike, W., y Hiscott, R. N., 1986**, Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments: Earth-Sciences Reviews, v. 23, p. 75-174.
- Pindell, J., y Kennan, L., 2002**, Mexico and Gulf of Mexico. , Exploration Framework Atlas Series, Volume 4: London.
- Pinzon-Sotelo, M. P., Ramírez-Díaz, A., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Guerrero-Suastegui, M., y Chávez-Cabello, G., 2011**, Sedimentología y petrografía preliminar de la Formación Caracol (Cretácico Tardío), Sierra Madre Oriental, noreste de Zacatecas, Coloquio de la Sociedad de Mineralogía Mexicana. : Taxco el Viejo, Guerrero, p. 114.
- Piper, D. J. W., Hiscott, R. N., y Normark, W. R., 1999**, Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California: Sedimentology, v. 46, p. 47-78.
- Pirmez, C., Hiscott, R. N., y Kronen, J. J. K., 1997**, Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon Fan revealed by FMS logs and cores: unraveling the facies architecture of large submarine fans, *in* R.D. Flood, D.J.W. Piper, Klaus, A., y Peterson, L. C., eds., Proc. ODP. Sci. Results, Volume 155 TX, Ocean Drilling Program, College Station p. 7-33.
- Plink-Björklund, P., Mellere, D., y Steel, R., 2001**, Turbidite variability and architecture of sand-prone, deep-water slopes: Eocene clinofolds in the central basin, Spitzbergen: Journal of Sedimentary Research, v. 71 (6), p. 895-912.
- Plink-Björklund, P., y Steel, R., 2002**, Sea level fall below the shelf edge, without basin-floor fans: Geology, v. 30 (2), p. 115-118.
- Plink-Björklund, P., y Steel, R., 2004**, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: Sedimentary Geology, v. 165, p. 29-52.
- Potter, P. E., y Pettijohn, F. J., 1977**, Paleocurrents and basin analysis, New York., Springer-Verlag
- Prior, D. B., y Bornhold, B. D., 1990**, The underwater development of Holocene fan deltas, *in* Colella, A., y Prior, D. B., eds., Coarse-Grained Deltas., Volume Special Publication 10: Oxford, London, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, p. 75-90.
- Prior, D. B., Bornhold, B. D., y Johns, M. W., 1986**, Active sands transport along a fjord-bottom channel, Bute Inlet, British Columbia: Geology v. 14, p. 581-584.
- Ramírez-Díaz, A., 2012**, Estudio Geológico Estructural del Anticlinal La Caja (Área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas [Tesis de Maestría]: Universidad Autónoma de Nuevo León, 130 p.
- Ramírez-Espinoza, J., 1984**, La Acreción del Bloque del Terreno Misteco y Oaxaca.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 45 (1-2), p. 7-19.
- Ramírez-Ramírez, C., 1992**, Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico: University of Texas at Austin, 450 p.
- Reading, H. G., y Collinson, J. D., 1996**, Clastic coasts, *in* Reading, H. G., ed., Sedimentary environments; Processes, Facies, and Stratigraphy Oxford, U.K, Blackwell Science, p. 154-231.

- Reineck, H. E., y Singh, J. B., 1980**, Depositional sedimentary environments, Berlin, Springer-Verlag, 549 p.
- Reynolds, S., 1987**, A recent turbidity current event, Hueneme Fan, California: reconstruction of flow properties: *Sedimentology*, v. 34, p. 129–137.
- Ricci-Lucchi, F., 1970**, Sedimentografia. Atlante fotografico delle strutture primarie dei sedimenti, Bologna, Nico a Zanichelli S.p.A.
- Rider, M. H., 1978**, Growth faults in Carboniferous of Western Ireland: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 62, p. 2191-2213.
- Roger, H., 1990**, Sedimentology and tectonic implications of Cretaceous fan delta conglomerates, Queen Charlotte Islands, Canada: *Sedimentology*, v. 37, p. 83-103.
- Rogers, C. L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., y Ulloa, S., 1956**, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, v. 38, p. 129.
- Ross, J. A., Peakall, J., y Keevil, G. M., 2011**, An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments: *Sedimentology*, v. 58, p. 1693-1715.
- Ross, M. I., 1981**, Stratigraphy of the Tamaulipas limestone, Lower Cretaceous, Mexico, *in* Smith, C. I., ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas, Volume 81-74, Geological Society Publications, p. 43-54.
- Rubio-Cisneros, I. I., 2012**, Análisis de procedencia de las Formaciones El Alamar, La Boca y La Joya, Noreste de México (Triásico Superior-Jurásico Medio) [Doctorado: Universidad Autónoma de Nuevo León, 217 p.
- Rubio-Cisneros, I. I., y Lawton, T. F., 2011**, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extensión: *Geosphere*, v. 7, p. 1-12.
- Rubio-Cisneros, I. I., Ramírez-Fernández, J. A., y García-Obregón, R., 2011**, Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas Jurásicas del Valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63 (2), p. 137-156.
- Salvador, A., 1987**, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993**, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, *in* Hoppin, R. A., ed., Volume Series: Special papers, 278: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 1-120.
- Seilacher, A., 1967**, Bathymetry of trace fossils: *Marine Geology*, v. 5, p. 413-428.
- Seilacher, A., 1977**, Evolution of trace fossil communities. , *in* Hallam, A., ed., Patterns of Evolution as Illustrated by the Fossil Record Volume 4 Amsterdam, Developments in Paleontology and Stratigraphy, Elsevier, p. 359-376.
- Seilacher, A., 2007**, Trace Fossils Analysis, Berlin, Springer-Verlag 226 p.:
- Shanmugam, G., y Moiola, R. J., 1991**, Types of submarine fan lobes, models and implications: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 156-179.
- Shepard, F. P., y Emery, K. O., 1973**, Congo Submarine Canyon fan valley *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 1679–1691.
- Shukla, U. K., Singh, I. B., y Srivastava, S. P., 1999**, Paleocurrent patterns in braid-bar and point-bar deposits: examples from the Ganga River, India: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69 (5), p. 992-1002.
- Silva-Romo, G., 1993**, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas Edos. San Luis Potosí y Zacatecas [Tesis de Maestría]: Universidad Nacional Autónoma de México, 139 p.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., y Nieto-Obregón, J., 2000**, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 429-442.
- Smith, C. I., 1981**, Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the Lower Cretaceous in Northern Mexico, *in* S.M., K., C.I., Smith, ed., Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico Volume Field Trip Guidebook, West Texas Geological Society, p. 74-84.

- Sorby, H. C., 1908**, On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. *Quart: Journal of Geological Society of London*, v. 64 p. 171-232.
- Sparks, R. S. J., Bonneau, R. T., Huppert, H. E., Lister, J. R., Hallworth, M. A., Mader, H., y Phillips, J., 1993**, Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, p. 243-257.
- Srodon, J., 1974**, Hydraulic conditions of climbing-ripple structure development *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego Annales de la Société Géologique de Pologne*, v. 56 (4) p. 449-475.
- Steel, R., Mellere, D., Plink-Björklund, P., Crabaugh, J., Deibert, J., Loeseth, T., y Shellpeper, M., 2000**, Deltas v rivers on the shelfedge: their relative contributions to the growth of shelf-margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen), 20th Annual Research Conference Special Publication, GCSSEPM Foundation, p. 981-1009.
- Stevenson, C., y Peakall, J., 2010**, Effects of topography on lofting gravity flows: Implications for the deposition of deep-water massive sands: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1366-1378.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., , Carter, J. L., y López, R., 1999**, Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, *in* Ramos, V. A., y Keppie, D., eds., *In: Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Volume Special Paper 336: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 227-252.
- Stinnesbeck, W., 1983**, Sobre una fauna de amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, Volume 8: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, p. 129-132.
- Stow, V. A. D., 1979**, Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin: *Sedimentology*, v. 29, p. 371-387.
- Suttner, L. J., Basu, A., y Mack, G. H., 1981**, Climate and the origin of quartz arenites: *Journal of Sedimentary Research*, v. 51, p. 1235-1246.
- Swift, D. J. P., Freeland, G. L., y Young, R. A., 1979**, Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic Shelf: *Sedimentology*, v. 26 (3), p. 389-404.
- Swift, D. J. P., Phillips, S., y Thorne, J. A., 1991a**, Sedimentation on Continental Margins, IV: Lithofacies and Depositional Systems, *in* D.J.P. Swift, G.F. Oertel, Tillman, R. W., y Thorne, J. A., eds., *Shelf Sand and Sandstone Bodies Volume Special Publication 14*: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd, p. 89-152
- Swift, D. J. P., y Thorne, J. A., 1991**, Sedimentation on Continental Margins, I: A General Model for Shelf Sedimentation, *in* D.J.P. Swift, G.F. Oertel, Tillman, R. W., y Thorne, J. A., eds., *Shelf Sand and Sandstone Bodies, Volume Special Publication 14*: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing, p. 1-31.
- Tardy, M., 1972**, Sobre la Estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras, Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 332, p. 51-70.
- Tardy, M., 1980**, Contribución a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique, Université Pierre et Marie Curie de Paris: Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 p.
- Taylor, A. M., y Goldring, R., 1993**, Description and analysis of bioturbation and ichnofabric: *Journal of the Geological Society of London*, v. 150, p. 141-148.
- Taylor, A. M., Goldring, R., y Gowland, S., 2003**, Analysis and application of ichnofabrics: *Earth Science Reviews*, v. 60, p. 227-259.
- Thompson, W. O., 1937**, Original structures of beaches, bars and dunes: *Bulletin of Geological Society of America*, v. 48, p. 723-752.
- Tortosa, A., Palomares, M., y Arribas, J., 1991**, Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, *in* A.C. Morton, Todd, S. P., y Haughton, P., eds., *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, Volume Special Publication 57: London, Geological Society of London, p. 47-54.

- Trainor, R. J., Nance, R. D., Kippie, J. D., y Ortega-Gutiérrez, F., 2001**, Deformational history of the Novillo Gneiss, Ciudad Victoria, Mexico, GSA Annual Meeting, Geological Society of America.
- Uchman, A., 2009**, The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: characteristics and constraints: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 276, p. 107-119.
- Valloli, R., 1985**, Reading provenance from modern sands in G.G., Z., ed., Provenance of Arenites The Netherlands, Dordrecht D. Reidel Publishing Company, p. 309-332
- Van der Berg, J. H., y Gleder, V., 1993**, A new bedform stability diagram, with emphasis on the transition of ripples to plane bed in flows over fine sand and silt, Volume Special Publication 17: London, U.K, The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd, p. 11-21
- Van Dijk M.U., G., P., y G., K. M., 2009**, Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study: Sedimentology, v. 56, p. 1569-1589.
- Varban, B. L., y Plint, A. G., 2008**, Palaeoenvironments, palaeogeography, and physiography of a large, shallow, muddy ramp: Late Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin: Sedimentology, v. 55 (1), p. 201-233.
- Verma, H. M., y Westerman, G. E. G., 1973**, The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra de Catorce, San Luis Potosí: Bulletin of American Paleontologists, v. 63 (277), p. 1-230.
- Walker, G. R., 1978**, Upper flow Regime bed forms in Turbidites of the Hatch Formation, Devonian of New York State: Journal of Sedimentary Petrology, v. 37 (4), p. 1052-1058.
- Walker, G. R., 1979**, Facies Models 1. Turbidites and Associated Coarse Clastic deposits, in Walker, G. R., ed., Facies Models, Volume 91-107: Canada, Geoscience
- Walker, G. R., 1963**, Distinctive types of ripple-drift cross-lamination: Sedimentology, v. 2, p. 173-188.
- Walker, R. G., 1969**, Geometrical analysis of ripple-drift crosslamination: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 383-391.
- Walker, R. G., 2006**, Facies models revisited: Introducción, in Walker, R. G., y Posamentier, H., eds., Facies Models Revisited, Volume Special Publication 84: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 1-18.
- Weber, R., 1997**, How old is the Triassic Flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14 (2), p. 225-243.
- Weltje, G. J., 2002**, Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: Earth-Science Reviews, v. 57, p. 211-253.
- Weltje, G. J., Meijer, X. D., y Boer, P. L. D., 1998**, Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing: Basin Research, v. 10, p. 129-153.
- Wetzel, A., 2008**, Recent bioturbation in the deep South China Sea: a uniformitarian ichnologic approach: Palaios, v. 23, p. 601-615.
- Wright, L. D., Wiseman Jr.W.J., Yang, Z. S., Bornhold, B. D., Kneller, B. C., Prior, D. B., y Suhayda, J. N., 1990**, Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow) River Continental Shelf Research, v. 10, p. 1-40.
- Wright, L. D., Wiseman, W. J., Bornhold, B. D., Prior, D. B., Suhayda, J. N., Keller, G. H., Yang, L. S., y Fan, Y. B., 1988**, Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows: Nature, v. 332, p. 629-632.
- Yang, B., Dalrymple, R. W., y Chun, S., 2006**, The Significance Of Hummocky Cross-Stratification (Hcs) Wavelengths: Evidence From An Open-Coast Tidal Flat, South Korea: Journal Of Sedimentary Research, v. 76, p. 2-8.
- Young, S. W., 1976**, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: Journal of Sedimentary Petrology, v. 46 (3), p. 595-603.

- Zane, R. J., Lowe, D., y Morris, W., 2012**, Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times: *Sedimentology*, v. 59, p. 867-898.
- Zeng, J., Lowe, D., Prior, D. B., Wiliam, J., Wiseman, J. R., y Bornhold, B. D., 1991**, Flow properties of turbidity currenst in Bute Inlet, British Columbia: *Sedimentology*, v. 38, p. 975-996.
- Zhang, X., Shi, G. R., y Gong, Y., 2008**, Middle Jurassic trace fossils from the Ridang Formation in Saja County, South Tibet, and their palaeoenvironmental significance: *Facies*, v. 54, p. 45-60.
- Zuffa, G. G., 1980**, Hybrid arenites: Their composition and classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50 (1), p. 21-29.
- Zuffa, G. G., 1985**, Optical analyses of arenites: influencia of methology on compositional results, *in* Zuffa, G. G., ed., *Provenance of arenites* The Netherlands, Dordrecht D. Reidel Publishing Company, p. 165-189.

APENDICE

Características sedimentológicas, estratigráficas e icnológicas de los sistemas deltaicos

Deltas influenciado por ríos (Figura 1):

1. Secuencias que se engrosan hacia la cima.

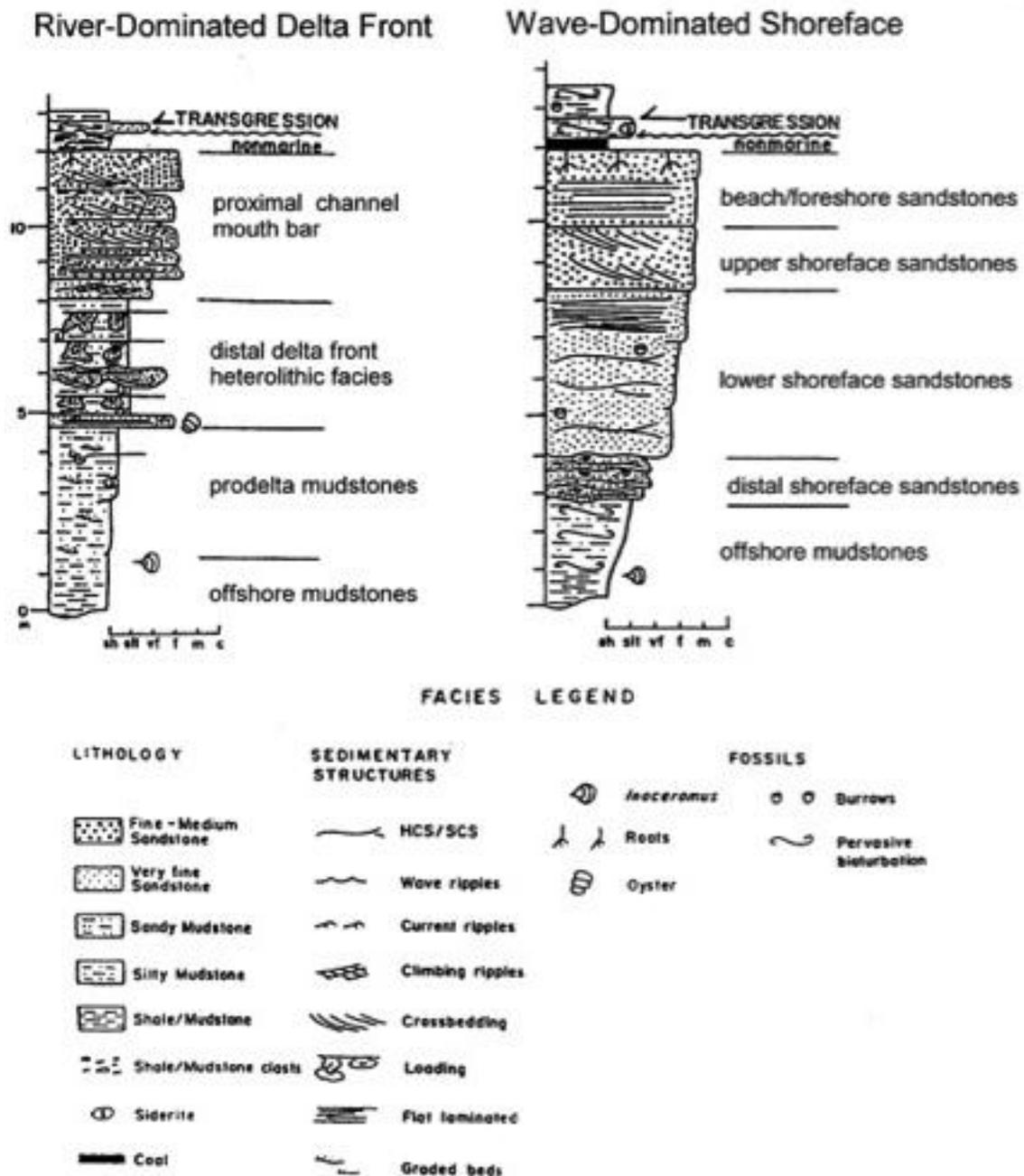


Figura 1. Perfiles sedimentológicos de sucesiones de frente deltaico dominado por ríos vs sucesiones de frente deltaico dominado por oleaje (Tomado de Bhattacharya y Giosan, 2003, después de Bhattacharya y Walker, 1992).

2. Estructuras sedimentarias como rizaduras, gradación normal, gradación inversa, laminaciones paralelas, rizaduras escalonadas, estructuras de licuefacción.
3. Icnofósiles característicos de la expresión arquetípica y proximal de la icnofacies de *Cruziana*, como también de la expresión distal de *Skolithos*.

Deltas influenciados por oleaje (Figura 1):

1. Secuencias estrato y grano-crecientes.
2. Estructuras sedimentarias como rizaduras simétricas, estratificación cruzada de tipo *hummocky* y/o *swaley*, laminación paralela.
3. Los icnofósiles de la zona del *shoreface* superior presentan una alta diversidad característicos de la expresión proximal de *Cruziana*, en tanto que la zona del *shoreface* inferior muestra icnogéneros de la expresión arquetípica de *Skolithos*.

Características sedimentológicas de abanicos submarinos

1. Depósito de complejos de canal y lóbulos genéticamente relacionados con flujos de masas por gravedad.
2. Secuencias que comúnmente parten de la plataforma continental y que son depositados en aguas profundas a partir de corrientes turbidíticas con densidades diferentes.
3. Compuestos principalmente por sedimentos siliciclásticos, pero se pueden llegar a desarrollar en sedimentos calciclásticos e inclusive carbonatos.
4. Mutti y Ricci-Lucchi (1972) proponen un modelo para sistemas antiguos Turbidíticos, quienes dan una interpretación en términos de ambientes de abanicos de aguas profundas. En su modelo las asociaciones de facies turbidíticas son interpretadas con base en ambientes de pendiente, abanico y planicie de cuenca, y asociaciones de facies específicas, interpretadas como diagnóstico de abanico interno, medio y externo.

5. Las secuencias de abanico submarino consisten de diversos ambientes y subambientes sedimentarios, canales, surcos, *overbank*, transición lóbulo-canal, lóbulo, y poseen características sedimentológicas representativas de regímenes de flujo, tasa de sedimento y condiciones deposicionales.
6. Los icnofósiles presentes en secuencias de abanicos submarinos corresponden a las icnofacies *Cruziana* en su expresión distal, *Zoophycus* y *Nereites*.

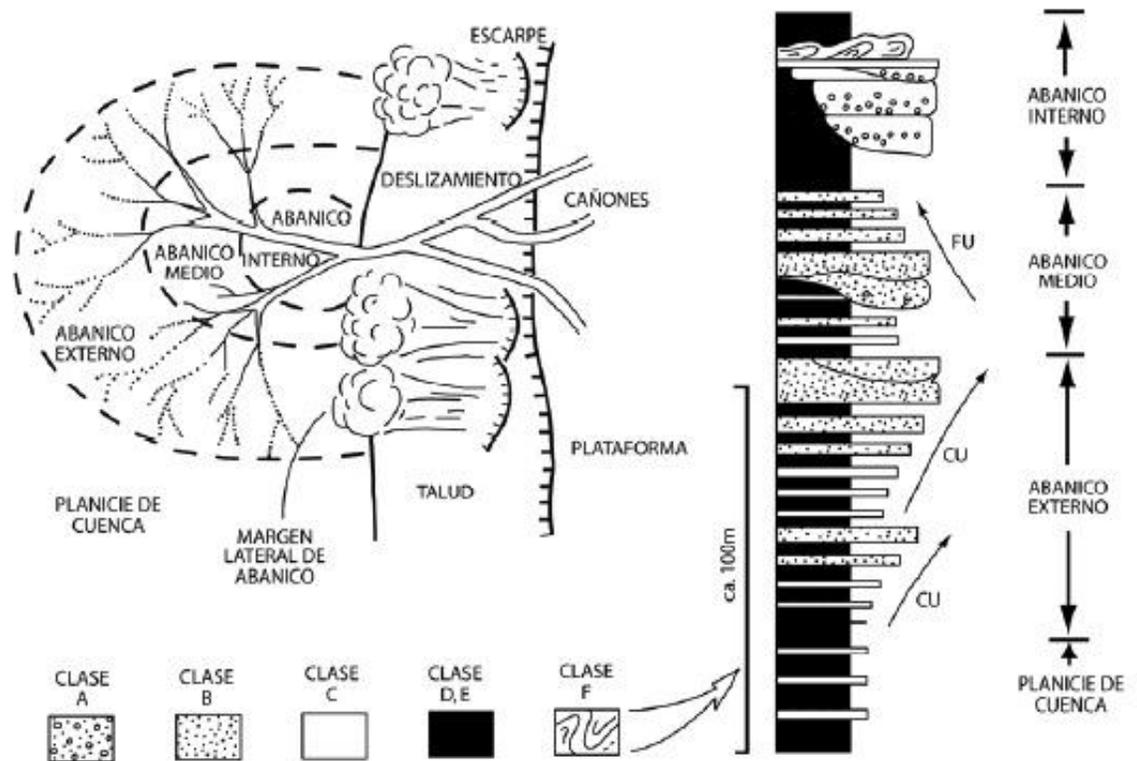


Figura 2. Modelo de abanico submarino propuesto por Mutti y Ricci-Lucchi (1972).