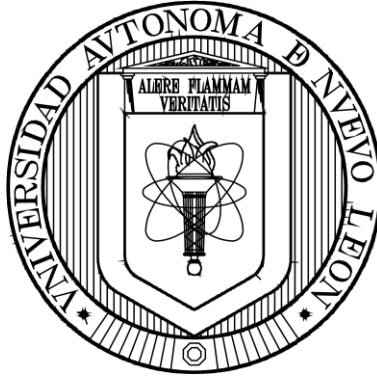


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ESTUDIO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL DEL  
ANTICLINAL LA CAJA (ÁREA BONANZA – PROVIDENCIA),  
SIERRA MADRE ORIENTAL, NE DE ZACATECAS

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

ARIEL RAMÍREZ DÍAZ

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE DEL 2012



UANL



---

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

ESTUDIO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL DEL  
ANTICLINAL LA CAJA (ÁREA BONANZA – PROVIDENCIA),  
SIERRA MADRE ORIENTAL, NE DE ZACATECAS

ELABORADA POR

ARIEL RAMÍREZ DÍAZ

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

ESTUDIO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL DEL ANTICLINAL LA  
CAJA (ÁREA BONANZA – PROVIDENCIA), SIERRA MADRE  
ORIENTAL, NE DE ZACATECAS

ELABORADA POR

ARIEL RAMÍREZ DÍAZ

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

M.C. TOMÁS COSSÍO TORRES

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.

Ariel Ramírez Díaz

Diciembre de 2012



## **Dedicatorias**

Este trabajo de tesis fue realizado gracias a la ayuda directa o indirecta de muchas personas y surgió solo de la necesidad de dejar algo escrito:

A la memoria del profesor, “carnal” y amigo Javier Bustamante García, por llevarnos primero al campo y hacer de la geología una razón de vida.

Al recuerdo de Leonel Ramírez, Manuel Díaz, Rubén Ramírez y David Castellanos Díaz, por los pocos pero afectuosos tiempos compartidos.

A todos mis familiares paternos y maternos, por su cariño y apoyo incondicional.

A mi familia: Ariel, Josefina, Pilar, Pepe por todo su amor y enseñanza, por los tiempos buenos y también por los no tan buenos, sobretodo por estar conmigo y con mis decisiones.

A Polet por este camino de estudiantes, de geología y de vida.

A los que creen aun que todo puede mejorar, a los que creen en lo humano.

***"La historia no es mecánica porque los hombres son libres de transformarla" E. Sabato.***

## **Agradecimientos**

- Al CONACYT, por los dos años de beca, otorgada para mi manutención y elaboración de este trabajo de tesis.
- A la subdirección de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL.
- A Santander por la beca de movilidad Santander-Ecoes 2012-A.
- A Fernando Velazco, por estar comprometido con el desarrollo de los estudiantes de posgrado.
- Al comité revisor: Gabriel Chávez, Yam Zul E. Ocampo y Tomas Cossío.
- A Gabriel Chávez, por el tema de tesis, por las discusiones y consejos tanto geológicos como personales.
- A Yam Zul, por la des-educada, por enseñarnos donde y como buscar y estar siempre dispuesto a echarme la mano.
- A Tomas Cossio, por su revisión y apoyo para que se concluyera este trabajo.
- A Dirk Masuch, por las amenas pláticas y divertidas anécdotas, sobretodo por su particular forma de ver las cosas.
- A los profesores de la FCT, por los conocimientos brindados y apoyo moral: Manuelita M. González, Pedro Rodríguez, Francisco Medina, Uwe Jenchen, José G. López, Federico Viera, Juan A. Ramírez, Sóstenes Méndez, Roberto Soto, Andres Ramós, Jose R. Chapa, Juan C. Montalvo, Andres Ramos.
- A todos los compañeros de posgrado, con quienes compartimos ideas y anhelos.
- A Gustavo González, Guillermo Alanís y Víctor Beraza por todo su apoyo durante la preparación de láminas delgadas, así como a todos los que vigilan y mantienen limpia a la FCT.
- A Salomón Rodríguez y Denise por su apoyo en impresión y recuperación de tesis en la ultima etapa.
- A los profes del Instituto de Geología del Instituto de Geología y de la Facultad de Ingeniería de la UASLP:
- A José R. Barboza, por su apoyo y sugerencias, así como por enseñarnos un poco de la Geología de Charcas, SLP.
- A Ramón Torres, por su apoyo y sugerencias en las secciones geológicas.
- A Alfredo Aguillón, Ricardo Saucedo, Diana, Eva y Efrén y José A. Cardona, Xavier Castro, Guillermo Alvarado, Israel Razo, Leticia Padilla, Francisco Orozco y Lupita por su amabilidad y apoyo recibido.
- A los profes de la ErCiTi- UACT de la UAGro quienes siguen al pendiente de nuestro desarrollo, por la familia que han formado y sobretodo por la formación de geólogos capaces y comprometidos con la sociedad:
- A Israel Castrejón, por enseñarnos que las rocas gozan la deformación, por su apoyo en campo y enseñanzas geológicas, de baile y vida.
- A Martín Guerrero, Joel Ramírez, José Luis García Díaz, José Antonio Flores de Dios, Gabriel Valdés, Oscar Talavera, Martín Garibay, Rita Angulo, Rosalba Pérez, José Farfán, Laura, Don Vic, Rosa Martha, etc...en algún lugar les tenía que seguir agradeciendo.
- Al Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario (Mago, Yam Zul, Igor, Hugo, Polet).
- A Polet, Yoloxochilt, Beatriz y Héctor por lo vivido y aprendido en las salidas a campo.
- A mis compas de de-generación 2005-2010: geólogos, poetas y locos.
- A los Hunnas (Hunahpú, Margarita y Yam Zul), por darnos su amistad desde Linares hasta San Luis, gracias.
- Finalmente, le agradezco a Don Polo, Doña Rosa, Desseri, Abraham, Blanca, Doña Toña, demás hermanos y nietos porque fueron nuestra familia durante las salidas a campo, por todo lo aprendido en Bonanza, Zacatecas, gracias.

## **INDICE DE CONTENIDO**

<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 LOCALIZACIÓN.....	2
1.2 OBJETIVOS.....	4
1.3 METAS.....	5
1.4 METODOLOGÍAS.....	6
□ Trabajo de campo.....	6
□ Trabajo de gabinete y laboratorio.....	6
1.5 TRABAJOS PREVIOS.....	7
1.6 FORMATO DE TESIS.....	9
Capítulo 2 (Marco Geológico).....	9
Capítulo 3 (Análisis estructural).....	9
Capítulo 4 (Interpretación y discusión).....	10
Capítulo 5 (Conclusiones y recomendaciones).....	10
<b>2 MARCO GEOLÓGICO</b>	<b>11</b>
2.1 INTRODUCCIÓN.....	11
2.2 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO SIERRA MADRE.....	13
2.2.1 Basamento.....	13
2.2.2 Cubierta Mesozoica del Terreno Sierra Madre y su relación con el centro de México.....	15
2.2.2.1 Triásico temprano (Formación Zacatecas).....	16
2.2.2.2 Triásico Superior – Jurásico Inferior (Formación Nazas).....	17
2.2.2.3 Triásico Tardío–Jurásico (Formación Huizachal-La Boca).....	17
2.2.2.4 Jurásico Medio – Tardío (Formación La Joya).....	19
2.2.2.5 Transgresión marina del Oxfordiano (Formación Zuloaga).....	20
2.2.2.6 Cretácico.....	21
2.3 GEOLOGÍA LOCAL.....	21
2.3.1 Estratigrafía Jurásico Superior - Cretácico.....	23
2.3.1.1 Formación Zuloaga.....	23
2.3.1.2 Formación La Caja.....	25
2.3.2 Estratigrafía del Cretácico.....	28
2.3.2.1 Formación Taraises.....	28
2.3.2.2 Formación Tamaulipas Inferior.....	30
2.3.2.3 Formación La Peña.....	32
2.3.2.4 Formaciones Tamaulipas Superior - Cuesta del Cura.....	34
2.3.2.5 Formación Indidura.....	37
2.3.2.6 Formación Caracol.....	39
2.3.2.7 Formación Parras.....	41
2.3.3 Terciario.....	43
2.3.3.1 Conglomerado Polimíctico.....	43
2.3.3.2 Rocas intrusivas.....	44
2.3.3.2.1 Intrusivo Providencia.....	45
2.3.3.2.1.1 Petrografía.....	46
2.3.3.2.2 Enjambre de diques El Colorado y La Pachona.....	47
2.3.3.2.2.1 Petrografía.....	48

2.3.3.2.3 Pórfido Riolítico.....	51
2.3.3.2.3.1 Petrografía .....	52
<b>3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	<b>53</b>
3.1 INTRODUCCIÓN.....	53
3.2 METODOLOGÍAS .....	56
3.3 DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS REGIONALES .....	57
3.4 CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO .....	59
3.5 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICO - ESTRUCTURAL DE LA SIERRA LA CAJA.....	61
3.5.1 Cabalgadura La Caja.....	61
3.5.2 Secciones Geológico – Estructurales.....	62
3.5.2.1 Sector Oeste - Sección A- A' (Novillos - Mazapil).....	62
3.5.2.2 Sector centro - Sección B-B' (Sierra Mascarón) .....	66
3.5.1.1 Sector este - Sección C- C' (La Bufa – Gavilán) .....	70
3.6 ANÁLISIS DE LAS MESOESTRUCTURAS PRINCIPALES.....	73
3.6.1 Deformación Dúctil.....	73
3.6.1.1 Pliegues.....	73
3.6.1.1.1 Grupo I.....	74
3.6.1.1.2 Grupo II.....	76
3.6.2 Deformación Frágil .....	77
3.6.2.1 Formación Zuloaga.....	77
3.6.2.2 Formación La Caja .....	80
3.6.2.3 Formación Taraises .....	81
3.6.2.4 Formación Tamaulipas Inferior.....	82
3.6.2.5 Formaciones Tamaulipas superior y Cuesta del Cura .....	84
3.6.2.6 Formación Indidura.....	85
3.6.2.7 Formación Caracol .....	86
3.6.2.8 Formación Parras .....	88
3.6.3 Deformación Sin-sedimentaria (SLUMPS).....	89
3.6.3.1 Introducción.....	89
3.6.3.2 Slumps en la Formación Caracol .....	90
<b>4 DISCUSIÓN</b>	<b>95</b>
4.1 PLIEGUES RELACIONADOS A FALLAS .....	95
4.1.1 Comparación del anticlinal La Caja respecto a los Pliegues relacionados a Fallas .....	98
4.2 DISTRIBUCIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS .....	99
4.2.1 Mesoestructuras en el Núcleo del anticlinal La Caja .....	100
4.2.2 Mesoestructuras en la zona de cabalgadura.....	100
4.2.3 Mesoestructuras en los flancos del anticlinal La Caja .....	101
4.3 INTERPRETACIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS.....	103
4.3.1 Estructuras syn-sedimentarias (Slumps) .....	103
4.3.2 Pliegues .....	104
4.3.3 Clivaje de plano axial .....	105
4.3.4 Cabalgadura La Caja .....	107
4.3.5 Estilolitas.....	107
4.3.6 Fracturas.....	108
4.3.6.1 Patrones de fracturas .....	108
4.3.6.2 Interpretación.....	109
4.3.7 Fallas.....	113

4.4	RELACIÓN ENTRE LA DEFORMACIÓN Y EL EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	114
4.5	SECUENCIA DE LA DEFORMACIÓN .....	116
4.5.1	Etapa 1 (etapa pre-plegamiento) .....	116
4.5.2	Etapa 2 (etapa sin-plegamiento) .....	117
4.5.3	Etapa 3 (etapa sin-plegamiento) .....	117
4.5.4	Etapa 4 (transcurrencia) .....	119
4.5.5	Etapa 5 (Replegamiento local) .....	119
4.6	MODELO DE EVOLUCIÓN Y DE EMPLAZAMIENTO .....	121
4.6.1	Etapa 1 Plegamiento sin-sedimentario (slumps) .....	121
4.6.2	Etapa 2 Deformación regional .....	122
4.6.3	Etapa 3 Deformación Local .....	123
4.6.4	Etapa 4 Extensión local y emplazamiento de magmas.....	125
<b>5</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>126</b>
<b>6</b>	<b>REFERENCIAS</b>	<b>129</b>

## **ANEXO: MAPA Y SECCIONES GEOLÓGICAS**

## INDICE DE FIGURAS

<b>FIGURA 1. 1:</b> LOCALIZACIÓN Y PRINCIPALES VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO. IMAGEN DE RELIEVE TOMADA DE GOOGLE EARTH (2012). EL RECUADRO CORRESPONDE A LAS COORDENADAS DEL ÁREA DE ESTUDIO. ....	3
<b>FIGURA 1. 2 :</b> MAPA DE TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS (CAMPA Y CONEY, 1983). RESALTANDO LOS RASGOS ESTRUCTURALES DEL CPCM (CAMPA, 1985). EL RECUADRO NEGRO EL ÁREA DE ESTUDIO, DENTRO DEL TERRENO SIERRA MADRE. ....	4
<b>FIGURA 2. 1:</b> DISTRIBUCIÓN DEL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO (CAMPA-URANGA,1985).....	12
<b>FIGURA 2. 2:</b> COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL TERRENO SIERRA MADRE (TOMADA DE CAMPA Y CONEY, 1983).....	13
<b>FIGURA 2. 3:</b> A) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y B) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO (MICHALZIK, 1985). ....	20
<b>FIGURA 2. 4:</b> MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO (BONANZA- PROVIDENCIA, ZACATECAS). ....	22
<b>FIGURA 2. 5:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN ZULOAGA: A) ESTRATIFICACIÓN MEDIA A GRUESA, ESTILOLITAS DIAGENÉTICAS Y FRACTURAS RELLENAS DE ÓXIDOS; B) BRECHA CON FRAGMENTOS DE CORALES (CO) Y CALIZAS ANGULOSAS (CZ); C) <i>NERINEA</i> SP (NE).; D) HORIZONTES MEDIANOS DE YESOS DEFORMADOS; E) MICROFOTOGRAFÍA DE GRAINSTONE DE OOIDES (OI) Y PELOIDES (PE) CON FORAMINÍFERO PLANCTÓNICO (FP) Y ESPATITA (SP). F) ASPECTO DE CRISTALES DE YESO EN EVAPORITAS.....	24
<b>FIGURA 2. 6:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN LA CAJA: A) MARGAS INTERCALADAS CON LUTITAS CON BANDAS MEDIANAS DE PEDERNAL; B) MARGAS LAMINARES CON BANDAS DE PEDERNAL CON ESPESORES MAYORES A 10 CM; C) IMPRESIÓN DE AMONITA.; D Y E) MICROFOTOGRAFÍAS DE FOSFORITA CON PARTÍCULAS DE TAMAÑO DE PELLETS Y PELOIDES CON PRESENCIA DE GASTERÓPODOS (GA); F) POSIBLES TINTINIDOS (TN). ....	27
<b>FIGURA 2. 7:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN TARAISES: A) CALIZA ARENOSA CON INTERCALACIONES FINAS DE LUTITA; B) CALIZA ARCILLOSA RECRISTALIZADA; C) POSIBLE CALPEONELIDO (CP) EN CALIZA ARENOSA; B) FORAMINÍFERO BENTÓNICO RECRISTALIZADO (FB). ....	29
<b>FIGURA 2. 8:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR: A) CALIZA MEDIANA A MASIVA CON BANDAS DE PEDERNAL RECRISTALIZADO (ESCALA: MARTILLO EN LA PARTE INFERIOR DERECHA); B) CALIZA MASIVA CON NÓDULOS DE PEDERNAL. ....	31
<b>FIGURA 2. 9:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN LA PEÑA: A) INTERCALACIÓN DE CALIZAS ARCILLOSAS, MARGAS, LUTITAS Y BANDAS DE PEDERNAL; B) IMPRESIÓN DE AMONITA; E Y F) CALIZA ARCILLOSA CON ESPÍCULAS (SP) Y ABUNDANTE CONTENIDO DE ÓXIDOS (OX). ....	33
<b>FIGURA 2. 10:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL CURA: A) CALIZA CON ESTRATIFICACIÓN ONDULADA; B) CALIZA DE ESTRATIFICACIÓN MEDIA CON BANDAS DELGADAS DE PEDERNAL E INTERCALACIÓN DE LUTITAS; C) CALIZA ARENOSA CON PEQUEÑAS AMONITAS. ....	35
<b>FIGURA 2. 11:</b> MICROFOTOGRAFÍAS REPRESENTATIVAS DE: I) FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR-CUESTA DEL CURA. A Y B) CALIZAS DE TEXTURA WACKESTONE - PACKESTONE CON CONTENIDO DE GLOBIGERINIDOS (GB) Y ESPÍCULAS (SP).....	36
<b>FIGURA 2. 12:</b> A) CALIZA ARCILLOSA LAMINAR; B) CONTACTO TRANSICIONAL CON LA FORMACIÓN CARACOL; C) CALIZA BANDEADA Y RECRISTALIZADA EN ZONA DE SCARN. ....	37
<b>FIGURA 2. 13:</b> MICROFOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN INDIDURA. A Y B) CALIZAS LAMINARES CON ABUNDANTE CONTENIDO ALOQUÍMICO CONSTITUIDO POR CALSIESFERAS (CS) Y GLOBIGERINIDOS DEL GENERO <i>GLOBOTRUNCANA</i> SP. (GT).....	38

<b>FIGURA 2. 14:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN CARACOL: A) ALTERNANCIA RÍTMICA DE ARENISCA Y LUTITA; B) RESALTANDO EN RECUADRO LA PRESENCIA DE <i>INOCERAMUS SP.</i> ; C) AMONITA DESENNROLLADA; D) SLUMPS. ....	40
<b>FIGURA 2. 15:</b> FOTOGRAFÍAS DE LA FORMACIÓN PARRAS: A) LUTITAS LAMINARES CON ESTRATOS DE ARENISCA DE ESPESOR MEDIO; B) PLANOS DE LUTITA FISIL; C) VISTA PANORÁMICA HACIA EL SW DE LA FORMACIÓN PARRAS EN EL ÁREA DE BONANZA-CHUPADEROS (AL FONDO LA SIERRA DEL MASCARÓN). ....	42
<b>FIGURA 2. 16:</b> FOTOGRAFÍAS DEL CONGLOMERADO POLIMÍCTICO: A) CONGLOMERADO CONSTITUIDO DE FRAGMENTOS DE CALIZA, ARENISCA Y ROCAS ÍGNEAS; B) CONTACTO EN DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE EL CONGLOMERADO POLIMÍCTICO Y LA FORMACIÓN CARACOL. ....	43
<b>FIGURA 2. 17:</b> A) VISTA PANORÁMICA HACIA EL NORTE DEL POBLADO DE PROVIDENCIA, MONSTRANDO EL CONTACTO ENTRE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS Y EL INTRUSIVO PROVIDENCIA; B Y C) ASPECTO DEL INTRUSIVO CON TRES SISTEMAS DE FRACTURAS. ....	45
<b>FIGURA 2. 18:</b> MICROFOTOGRAFÍAS DE LAS MUESTRAS CORRESPONDIENTES AL INTRUSIVO PROVIDENCIA: A) ORTOPIROXENO (OPX) Y PLAGIOCLASA (PLG) TIPO ALBITA CON TEXTURA POIKILITICA; B) PLAGIOCLASAS CON BORDES ALTERADOS A SERICITA (PLG), CUARZOS MAYORES (QZ) A 1 MM Y MINERALES OPACOS (MO); C) FELDESPATOS TIPO CARLSBAD MUY ALTERADOS (FK) ORTOPIROXENO (OPX) Y CLINOPIROXENO (CPX); D) FELDESPATOS CON TEXTURAS POIKILITICAS Y ANFÍBOLES CON CLIVAJE EN DOS DIRECCIONES (ANF); E) ASPECTO DE ORTOPIROXENOS (OPX) Y CLINO-PIROXENO (CPX) (NICOLES PARALELOS) Y F) NICOLES CRUZADOS DE INCISO E. ....	47
<b>FIGURA 2. 19:</b> FOTOGRAFÍA DEL COMPLEJO DE DIQUES A) DIQUE DE 30 CM DE ESPESOR, SUB-PARALEL A LA ESTRATIFICACIÓN; B) VISTA PANORÁMICA HACIA EL E, OBSÉRVESE EL RUMBO PREFERENCIAL DE LOS DIQUES; C Y D) VARIACIÓN COMPOSICIONAL Y TEXTURAL EN LOS CUERPOS TABULARES. ....	48
<b>FIGURA 2. 20:</b> MICROFOTOGRAFÍAS REPRESENTATIVAS DE LAS TEXTURAS Y COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LOS DIQUES PERTENECIENTES AL COMPLEJO DE DIQUES EL COLORADO Y LA PACHONA. ....	50
<b>FIGURA 2. 21:</b> DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN QAP (STRECKEISEN, 1976 EN LE MAITRE, 2002) PARA LAS MUESTRAS DE LA TABLA 2.1. ....	51
<b>FIGURA 2. 22:</b> FOTOGRAFÍA DEL PÓRFIDO RIOLÍTICO: OBSÉRVESE A) ASPECTO Y TEXTURA FLUÍDAL Y B) FRACTURAMIENTO POR ENFRIAMIENTO; C Y D) MICROFOTOGRAFÍAS EN LUZ PARALELA Y LUZ POLARIZADA: OBSÉRVESE LA TEXTURA FLUÍDAL. ....	52
<b>FIGURA 3. 1:</b> IMAGEN DE SATÉLITE DONDE SE OBSERVAN LAS ESTRUCTURAS REGIONALES DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL (TOMADA DE MARRET Y ARANDA, 2001). ....	58
<b>FIGURA 3. 2:</b> CARTA GEOLÓGICA QUE MUESTRA LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS, ASÍ COMO LOS DIFERENTES CUERPOS INTRUSIVOS QUE COMPREDEN AL CINTURÓN DE INTRUSIVOS DE CONCEPCIÓN DEL ORO (CHÁVEZ-CABELLO ET AL, 2007). EN EL RECUADRO ROJO SE RESALTA EL ÁREA CARTOGRAFIADA A DETALLE EN ESTE TRABAJO. TOMADO DE SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (2000). ....	60
<b>FIGURA 3. 3:</b> SECCIÓN GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL B-B’ .....	63
<b>FIGURA 3. 4:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DEL SECTOR OESTE (SECCIÓN A-A’) A Y B) PLIEGUES TIPO CHEVRON CON PLANOS AXIALES INCLINADOS HACIA EL SW EN LA FORMACIÓN CUESTA DEL CURA Y FORMACIÓN CARACOL, RESPECTIVAMENTE; C) PLIEGUES PTYGMÁTICOS EN VETAS DE CALCITA DE LA FORMACIÓN ZULOAGA; D) PEQUEÑAS FALLAS EN DIRECCIÓN CONTRARIA A LA DIRECCIÓN DE TRANSPORTE REGIONAL (LA BARRA MIDE APROXIMADAMENTE 3 METROS); E) PLANO DE FALLA NORMAL DENTRO DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL CURA; F) PLANO DE FALLA LATERAL CON ABUNDANTE OXIDACIÓN DENTRO DE LA FORMACIÓN ZULOAGA. (LAS LÍNEAS	

INDICAN LOS POSIBLES ESCALONES DE LAS FALLAS Y LAS FLECHAS INDICAN LAS ESTRÍAS, INDICANDO LA DIRECCIÓN DE MOVIMIENTO DEL BLOQUE FALTANTE).....	66
<b>FIGURA 3. 5:</b> SECCIÓN GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL B-B’ .....	68
<b>FIGURA 3. 6:</b> FOTOGRAFÍAS REPRESENTATIVAS DEL SECTOR CENTRO (SECCIÓN B – B’). A) CALIZA DE ESPESOR MEDIANO BASCULADAS HACIA EL SW, CORRESPONDIENTES A LA CABALGADURA LA CAJA CON DIRECCIÓN DE TRANSPORTE HACIA EL NE; B) PLIEGUE APRETADO DE LA FORMACIÓN INDIDURA CON SUPERFICIE AXIAL MODERADA A DÉBILMENTE INCLINADA CON VERGENCIA AL NE; C) PLIEGUE AMPLIO CON SUPERFICIE AXIAL MODERADA A FUERTEMENTE INCLINADA CON VERGENCIA HACIA EL NE EN LA FORMACIÓN CUESTA DEL CURA (MARTILLO EN RECUADRO BLANCO); D) ZONA DE SKARN DENTRO DE LA FORMACIÓN INDIDURA. E) FRACTURAS VERTICALES A LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACIÓN LOCALIZADAS EN LA CHARNELA DEL ANTICLINAL LA CAJA EN CALIZAS DE LA FORMACIÓN ZULOAGA (MARTILLO EN RECUADRO BLANCO). F) TEXTURA EN MUESTRA DE MANO DEL PÓRFIDO RIOLÍTICO QUE CORTA AL EJE DE LA ESTRUCTURA.....	69
<b>FIGURA 3. 7:</b> SECCIÓN GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL C – C’ .....	71
<b>FIGURA 3. 8:</b> FOTOGRAFÍAS REPRESENTATIVAS DE LA SECCIÓN C-C’. A) VISTA PANORÁMICA DEL POSIBLE CONTACTO ENTRE EL INTRUSIVO PROVIDENCIA Y LA CALIZA DE LA FORMACIÓN ZULOAGA; B) PLIEGUES APRETADOS DENTRO DE ZONA DE SKARN DE LA FORMACIÓN INDIDURA, C Y D) INDICADORES CINEMATICOS CUYA CIMA INDICAN UN MOVIMIENTO HACIA EL NE; E) FALLAS LATERALES MENORES; F) VISTA PANORÁMICA DE DIQUES ORIENTADOS CASI E-W PERTENECIENTES AL INTRUSIVO COLORADO. G) RELACIÓN DE CORTE ENTRE DIQUE (COLOR CLARO) Y LA FORMACIÓN INDIDURA COMO ROCA ENCAJONANTE.....	72
<b>FIGURA 3. 9:</b> ESTEREOGRAMAS DE IGUAL ÁREA: A) ORIENTACIÓN DEL EJE DE PLIEGUE DEL ANTICLINAL LA CAJA, MEDIANTE DATOS DE ESTRATIFICACIÓN OBTENIDOS EN CADA FORMACIÓN A LA LARGO DE LA SECCIÓN B – B’; B) EJES DE PLIEGUES; C) PLANOS AXIALES; D) CLIVAJE DE PLANO AXIAL EN LAS FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR.....	75
<b>FIGURA 3. 10:</b> PLIEGUES EN CAPAS DE PEDERNAL CORRESPONDIENTES A LOS PLIEGUES DEL GRUPO II.	76
<b>FIGURA 3. 11:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACIÓN ZULOAGA. A) DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA PARA: A) FRACTURAS DE CIZALLA; B-1) ESTILOLITAS TECTÓNICAS PARALELAS AL RUMBO DE LA CAPA (E2), B-2) RUMBO DE ESTILOLITAS TECTÓNICAS PERPENDICULARES A LA ESTRATIFICACIÓN Y B-3) RUMBO DE PICOS DE ESTILOLITAS TECTÓNICAS PERPENDICULARES A LA ESTRATIFICACIÓN; C) FALLAS NORMALES CON COMPONENTE LATERAL IZQUIERDA; D) PAR CONJUGADO DE GRIETAS DE TENSIÓN, G) DIAGRAMA DE BLOQUE QUE ILUSTR LA LOCALIZACIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS DOCUMENTADAS PARA LA FORMACIÓN ZULOAGA. EN TODOS LOS ESTEREOGRAMAS DE LOS INCISOS A Y B LA ESTRATIFICACIÓN CORRESPONDE A LA LÍNEA PUNTEADA MÁS GRUESA.....	79
<b>FIGURA 3. 12:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACIÓN LA CAJA. A) DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA QUE MUESTRA EL SISTEMA DE FRACTURAS DE CIZALLA TIPO OKL < “C”; B) EJES DE PLIEGUES EN CAPAS DE PEDERNAL; C) FALLAS E-W DE TIPO LATERAL IZQUIERDO; D) DIAGRAMA DE BLOQUE QUE ILUSTR LA POSICIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS DE LOS ESTEREOGRAMAS A-C SOBRE UNA CAPA.....	80
<b>FIGURA 3. 13:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACIÓN TARAISES. A) FRACTURAS DE CIZALLA OKL > “C” Y HKO > “B”; B) ESTILOLITAS TECTÓNICAS PERPENDICULARES AL RUMBO DE LA CAPA (E2); C) DIAGRAMA DE BLOQUE CON LA UBICACIÓN ESQUEMÁTICA DE LAS MESOESTRUCTURAS DE A Y B EN LA CAPA PLEGADA.....	81
<b>FIGURA 3. 14:</b> ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LA FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR. A) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO TRASERO; B) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO FRONTAL; C) ESTILOLITAS PARALELAS A LA ESTRATIFICACIÓN (E1); ESTILOLITAS TECTÓNICAS OBLICUAS AL RUMBO DE LA CAPA (E2), Y ESTILOLITAS PERPENDICULARES AL RUMBO DE LA CAPA (E3); D)	



DIAGRAMA DE BLOQUE CON LA UBICACIÓN ESQUEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS EN UNA CAPA DEL PLIEGUE Y E) BOSQUEJO DE ESTILOLITAS DIAGENÉTICAS CIZALLADAS.....	83
<b>FIGURA 3. 15:</b> MESOESTRUCTURAS DOCUMENTADAS EN LAS FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR Y CUESTA DEL CURA. A) SISTEMAS DE FRACTURAS EN EL FLANCO TRASERO; B) SISTEMAS DE FRACTURAS EN EL FLANCO FRONTAL; C) FALLAS DE TIPO LATERAL; D) FALLAS DE TIPO NORMAL; E) BLOQUE ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LAS FRACTURAS Y FALLAS EN UN PLIEGUE.....	85
<b>FIGURA 3. 16:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACIÓN INDIDURA. A) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO TRASERO; B) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO FRONTAL; C) BLOQUE ESQUEMÁTICO DE LA UBICACIÓN DE LAS FRACTURAS EN UNA CAPA DEL PLIEGUE.....	86
<b>FIGURA 3. 17:</b> MESOESTRUCTURAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACIÓN CARACOL. A) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO TRASERO; B) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO FRONTAL; C) FALLAS INVERSAS CONJUGADAS; D) FALLAS LATERALES; E) DIAGRAMA DE BLOQUE REPRESENTANDO LA UBICACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS DE A,B,C Y D EN UNA CAPA DEL PLIEGUE; Y F) BOSQUEJO DE FRACTURAS DE CIZALLA $HK_0 > A$ .....	87
<b>FIGURA 3. 18:</b> MESOESTRUCTURAS DE LA FORMACIÓN PARRAS: A) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO TRASERO; B) SISTEMA DE FRACTURAS EN EL FLANCO FRONTAL; C) DIAGRAMA DE BLOQUE CON LA REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LAS FRACTURAS EN A Y B.....	88
<b>FIGURA 3. 19:</b> MODELO USADO PARA RELACIONAR LA GEOMETRÍA DE LOS <i>SLUMPS</i> CON LA GEOMETRÍA DE LA PALEO-PENDIENTE (TOMADO DE WOODCOCK, 1976).....	89
<b>FIGURA 3. 20:</b> A Y B) SLUMP DE FORMA CILÍNDRICA DE PEQUEÑA ESCALA ENTRE LAMINACIONES SIN DEFORMAR. C Y D) SLUMP DE FORMA ISOCLINAL, CON UNA SUPERFICIE DE CLIVAJE ( $S_1$ ) QUE ES PARALELA AL PLANO AXIAL Y A LA VEZ CORTADA POR FRACTURAS PERPENDICULARES A DICHOS PLANOS.....	91
<b>FIGURA 3. 21:</b> A) PLIEGUES ENTRE ZONAS NO DEFORMADAS; B) FLANCOS DE PLIEGUES TRUNCADOS; C) AFLORAMIENTOS CON PLIEGUES CON EJE HORIZONTAL (IZQUIERDA) Y PLIEGUE CON EJE VERTICAL (DERECHA); D) PLIEGUE <i>SLUMP</i> CON VERGENCIAS OPUESTAS; E) DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA CON EJES NO ROTADOS; F) PLIEGUES ROTADOS Y VERGENCIAS; G) ROSETA DE RUMBOS PREFERENCIALES DE EJES ROTADOS.....	93
<b>FIGURA 3. 22:</b> A) PROYECCIONES ESTEREOGRÁFICAS DE IGUAL ÁREA DE: A) POLOS DE ESTRATIFICACIÓN, B) POLOS DE CLIVAJE ( $S_1$ ), C) LÍNEAS DE INTERSECCIÓN ENTRE ESTRATIFICACIÓN Y CLIVAJE ( $L_1$ ) Y D) POLOS DE FRACTURAS VERTICALES A LA ESTRATIFICACIÓN.....	94
<b>FIGURA 4. 1:</b> TIPOS DE PLIEGUES RELACIONADOS CON CABALGADURAS. A) PLIEGUE DE FLEXIÓN DE FALLA; B) PLIEGUE DE PROPAGACIÓN DE FALLA Y C) PLIEGUE DE DESPEGUE (MCCLAY, 1992; POBLET, 2004). .....	97
<b>FIGURA 4. 2:</b> REPRESENTACIÓN DE LA VARIACIÓN ESTRUCTURAL DEL ANTICLINAL LA CAJA A TRAVÉS DE LAS TRES SECCIONES GEOLÓGICO – ESTRUCTURALES. ....	99
<b>FIGURA 4. 3:</b> SECCIÓN ESQUEMÁTICA QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS DOCUMENTADAS A LO LARGO DEL ANTICLINAL LA CAJA CORRESPONDIENTES A LA ETAPA 1 (D1) Y A LA ETAPA 2 (D2).....	102
<b>FIGURA 4. 4:</b> REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS DOS GRUPOS DE PLIEGUES DOCUMENTADOS EN EL ANTICLINAL LA CAJA. ....	104
<b>FIGURA 4. 5:</b> MESOESTRUCTURAS DEL TIPO DÚCTIL. A) DIAGRAMAS PI ELABORADOS A PARTIR DE DATOS DE ESTRATIFICACIÓN A LO LARGO DE LA SECCIÓN B-B'. B) DIAGRAMAS DE EJES DE PLIEGUES; C) DIAGRAMAS DE IGUAL ÁREA DE PLANOS AXIALES; D) DIAGRAMAS DE CLIVAJE DE PLANO AXIAL DOCUMENTADOS EN LAS FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR. ....	106

<b>FIGURA 4. 6:</b> SECCIÓN GEOLÓGICA EN LA QUE SE ILUSTRAN LAS FAMILIAS DE FRACTURA DOCUMENTADAS EN LOS FLANCOS Y LA CHARNELA DEL ANTICLINAL LA CAJA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	111
<b>FIGURA 4. 7:</b> DIAGRAMAS REPRESENTATIVOS DE LAS FAMILIAS DE FRACTURAS POR FORMACIÓN. A) MODELOS ESQUEMÁTICOS DEL GRUPO A Y GRUPO B. B) MODELO ESQUEMÁTICO DEL GRUPO C.	112
<b>FIGURA 4. 8:</b> PATRONES DE FOLIACIÓN PARA INTRUSIVOS PRE-TECTÓNICOS (A Y B); SIN-TECTÓNICOS (C Y D) Y POST-TECTÓNICOS (E Y F; PATERSON <i>ET AL.</i> , 1991). .....	114
<b>FIGURA 4. 9:</b> A-A) ETAPA PRE-PLGAMIENTO CON EL DESARROLLO DE ESTILOLITAS DIAGENÉTICAS; A-B) DIAGRAMAS QUE MUESTRAN EL ESTILO DE LOS “SLUMPS” CON EJES HORIZONTALES, PROCEDENTES DE BORDES POSIBLEMENTE LOCALIZADOS HACIA EL (?); B) ETAPA DE INICIO DEL PLEGAMIENTO; C) ETAPA TEMPRANA DEL CABALGAMIENTO Y PLEGAMIENTO; D-A) ETAPAS TARDÍAS DEL CABALGAMIENTO, EXTENSIÓN EN LA CHARNELA Y DESARROLLO DE PLANOS DE CLIVAJE; D-B) DIAGRAMA IDEALIZADO QUE MUESTRA EL ASPECTO DEL PLEGAMIENTO LOCAL CON EJES HORIZONTALES (VISTA EN SECCIÓN) Y EL ESTILO DE LOS “SLUMPS” DESPUÉS DE SER ROTADOS, PRESENTANDO EJES VERTICALES (VISTA EN PLANTA).....	118
<b>FIGURA 4. 10:</b> A) ETAPA 4 DE FLEXURA Y ACOMODO (POST-PLGAMIENTO REGIONAL) Y B) ETAPA 5 (REPLGAMIENTO LOCAL). .....	120
<b>FIGURA 4. 11:</b> ETAPA 1 PLEGAMIENTO SIN – SEDIMENTARIO (SLUMPS).....	122
<b>FIGURA 4. 12:</b> ETAPA 2 DEFORMACIÓN COMPRESIVA A ESCALA REGIONAL EN DIRECCIÓN NE-SW.....	123
<b>FIGURA 4. 13:</b> ETAPA 3 DEFORMACIÓN COMPRESIVA A ESCALA LOCAL EN DIRECCIÓN EN DIRECCIÓN E-W Y ETAPA DE TRANSCURRENCIA .....	124
<b>FIGURA 4. 14:</b> ETAPA 4 EXTENSIÓN LOCAL EN DIRECCIÓN NE-SW Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS EN LA ZONA DE LA CHARNELA Y FLANCO FRONTAL DEL ANTICLINAL LA CAJA... ..	125

## **INDICE DE TABLAS**

<b>TABLA 2. 1:</b> TABLA DE ANÁLISIS MODAL DE LAS ROCAS INTRUSIVAS QUE COMPONEN A LOS DIQUES COLORADO – LA PACHONA Y AL INTRUSIVO PROVIDENCIA.....	45
<b>TABLA 4. 1:</b> SISTEMA DE FRACTURAS POR FORMACIÓN OBSERVADOS EN DIFERENTES SECTORES DEL ANTICLINAL LA CAJA.....	109

## Resumen

El uso de las relaciones de corte observadas entre el plegamiento y fallamiento en secuencias sedimentarias con respecto al emplazamiento de magmas, son de gran importancia para fechar los principales eventos de deformación dentro de los cinturones orogénicos.

El área de estudio se localiza en la Sierra La Caja, localizada en la parte interna (hinterland) de la Sierra Madre Oriental, en el Noreste de Zacatecas. Estructuralmente, el área de estudio corresponde a un anticlinal con orientación general WNW-ESE y con vergencia general hacia el NE. Esta estructura presenta una falla de cabalgadura cuyo rumbo varía de E-W en el sector oeste a WNW-ESE en la parte central del área de estudio. Dicho rasgo pone en contacto a rocas de la Formación Zuloaga (Jurásico Superior) con rocas de la Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Medio) y es desplazada por fallas laterales, oblicuas al rumbo general de la estructura principal. Por otro lado, diversos cuerpos intrusivos de composición cuarzomonzodiorítica, cortan abruptamente la zona de la charnela y múltiples dique-estratos, orientados casi E-W, aparecen emplazados dentro de su flanco frontal invertido en las formaciones Caracol y Parras del Cretácico Superior. El análisis de las mesoestructuras de tipo dúctil tales como: ejes y vergencias principales de mesoplegues, planos de clivaje paralelos al plano axial; así como las de tipo frágil: estilolitas tectónicas, fracturas de tensión y de cizalla, grietas de tensión y el fallamiento local, se consideran de gran importancia para el entendimiento de: i) las etapas del plegamiento del anticlinal La Caja, ii) las posibles direcciones de los paleoesfuerzos que le dieron origen y, finalmente, iii) su comportamiento como superficies favorables para el posterior emplazamiento de cuerpos magmáticos.

A partir de una cartografía a detalle (1/20:000), tres secciones geológico-estructurales, análisis de mesoestructuras y determinación de edades relativas de emplazamiento para los cuerpos magmáticos, mediante las relaciones de corte entre unidades sedimentarias e ígneas, se propone un modelo de evolución geológico – estructural que consiste de cinco etapas. En la primera etapa se considera el depósito de estructuras gravitacionales o *slumps*. La segunda etapa consiste de un acortamiento con una orientación general que varía de NE-SW a N-S, congruente con las estructuras regionales. La tercera etapa corresponde a un acortamiento orientado WNW-ESE a casi E-W, producto de la deformación progresiva durante la generación del arco estructural o saliente de Concepción del Oro. Una cuarta etapa, en la que el emplazamiento de los cuerpos intrusivos, generó en algunas zonas deformación local en el borde de los intrusivos, levantamiento y desviación del ejes regional del anticlinal La Caja. Se propone que durante esta misma etapa, periodos de extensión local, favorecieron el ascenso de magmas a través de zonas de debilidad tales como planos de fallas o de estratificación.

Finalmente, fuera del área de estudio, una etapa extensión regional (etapa de cuencas y sierras) generó fallamiento normal orientado NNW-SSE, el cual corta las terminaciones periclinales de los anticlinales del arco de Concepción del Oro y canalizó magmatismo basáltico menor.

## **Abstract**

Crosscutting relationship between folds, faults and other structures observed in deformed sedimentary successions with respect to magmatic rocks provide key constraints to date the deformation events in orogenic belts.

This work was done in the Sierra La Caja, which is located in the inner part (hinterland) of the Sierra Madre Oriental, northeastern of the Zacatecas state. Structurally, it corresponds to a WNW-ESE anticline fold with a regional vergence toward NE, which is modified by a E-W to WNW-ESE thrust fault with a transport direction toward NE (La Caja Thrust). This thrust has translated Jurassic rocks (Zuloaga Formation) above Early Cretaceous (Tamaulipas Inferior Formation) and is displaced by lateral faults, which are oblique to the general trend of the principal structure.

In addition, the structure is cut by diverse quartz-monzonite bodies, which are located in the hinge's zone and strato-dykes trending E-W were emplaced in the inverted frontal limb, within the Caracol and Parras Formation (Late Cretaceous).

The outcrop-scale analysis for ductile mesostructures (folds, vergences, cleavage of axial planes) and fragile mesostructures (stylolites, tension or shear fractures, tension gashes and minor faults) were considered to establish: i) the development of folding; ii) the direction of the paleostress that originated the folding; and finally iii) their behavior as favorable surfaces for the subsequent magmatic emplacements.

Cartographic analysis, cross sections, mesostructural analysis, and timing relationships between the deformed structures and intrusive rocks allowed to determine a possible evolution model, which consists in five stages. As a first stage we consider the development of sliding structures or slumps. At second, it occurred an NE-SW to N-S compressive event, which is congruent with the regional structures. The third, consists of a local compressive event, which was oriented E-W and corresponds to progressive deformation during the genesis of the Saliente de Concepcion del Oro. The fourth event denotes the emplacement of intrusive and caused local deformation in some areas, doming, and deviation of regional folds. Also, during the fourth event, local extensional periods NE-SW occurred that favored magmas to ascent through faults and stratification surfaces.

Finally, outside the study area, a regional extensional period causes normal faulting, which cuts the periclinal terminations of the Concepcion del Oro's salient and canalized minor basaltic magmatism.

## 1 INTRODUCCIÓN

El cinturón orogénico cordillerano de Norteamérica se extiende desde Alaska hasta el sur de México, y su origen ha sido interpretado como producto de la subducción a lo largo del margen paleo pacífico y de la acreción-amalgamación de terrenos sospechosos (Coney, 1980; De Celles, 2004). Dentro de este cinturón orogénico se distinguen dos elementos tectónicos, el cinturón de pliegues y cabalgaduras Sevier (Armstrong, 1968) y la provincia Laramide (Dana, 1896; Coney, 1976, 1978).

El cinturón de pliegues y cabalgaduras Sevier, cuyo frente estructural se localiza al oeste de la planicie Colorado, se caracteriza por un estilo de deformación de piel delgada (Armstrong, 1968). Diferentes trabajos relacionados al depósito de sedimentos sin-tectónicos, edades radiométricas de rocas ígneas y relaciones de corte sugieren que la propagación de este cinturón ocurrió a partir del Cretácico Tardío, específicamente en el área de Montana (Kalakay, 2001).

La provincia Laramide (Dana, 1896), se localiza al este del cinturón Sevier, extendiéndose hasta el norte de México. Su estilo de deformación es de piel gruesa, caracterizado por fallas inversas de alto ángulo, relacionadas a bloques de basamento involucrados (Allmendinger, 1982).

En México, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Campa, 1985) es considerado la terminación sur del cinturón orogénico de Norte América (Campa, 1985; DeCelles, 2004). Su máxima expresión corresponde a la Sierra Madre Oriental, caracterizada por un estilo de deformación de piel delgada asociado típicamente con la orogenia Laramide (Campa, 1985; Eguiluz et al., 2000). Se han propuesto dos etapas de deformación para este elemento estructural: la deformación de cobertura (*decollement*) controlado por un nivel de despegue (e.g. capas evaporíticas; Eguiluz *et al.*, 2000; De Cserna, 1956; Tardy, 1973; Padilla y Sánchez, 1982) y la deformación de basamento, relacionada con la formación de pliegues de fondo y con el emplazamiento de

cuerpos intrusivos (De Cserna, 1956; Tardy, 1973). De acuerdo a lo anterior, se ha propuesto la presencia de ambos estilos de deformación dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (e.g. falla San Marcos; Chávez-Cabello, 2005) de manera similar a lo observado en zonas de traslape tectónico entre las estructuras de piel delgada (cinturón Sevier) y las estructuras relacionadas al basamento (provincia Laramide) (e.g. Dikulik y Schmidt, 1988) observadas en Montana, E.U.

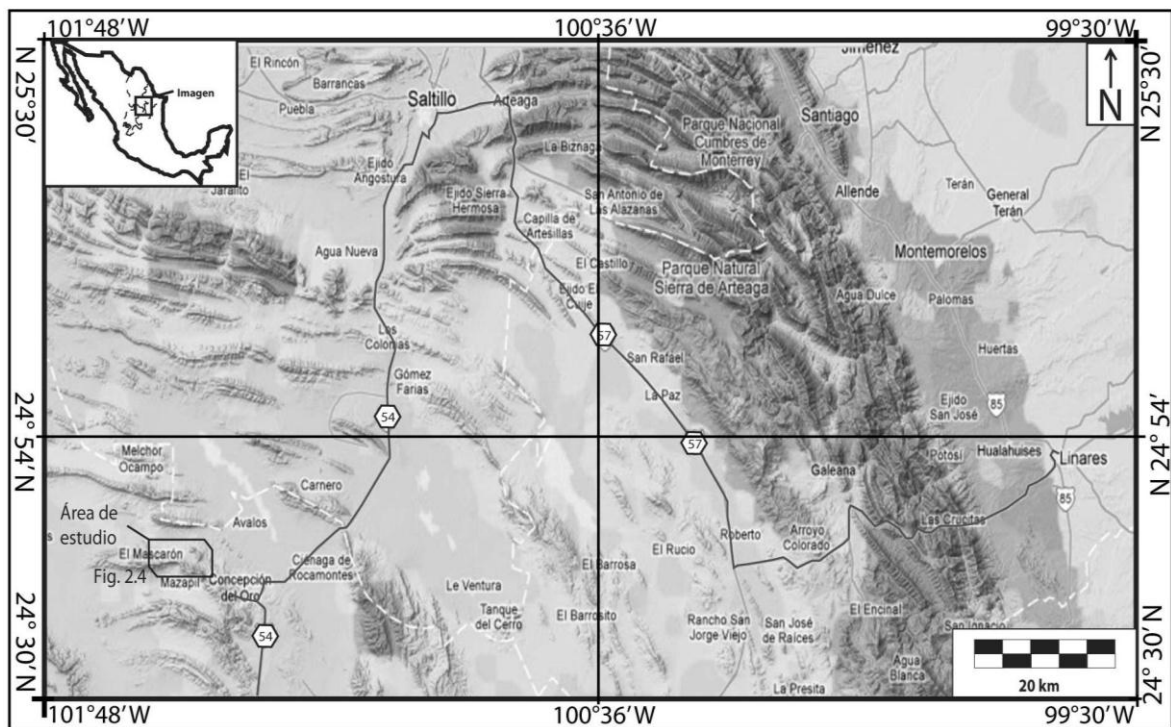
Diversos trabajos de carácter estratigráfico, paleontológico, sedimentológico, estructural y tectónico, han sido realizados en el CPCM desde la década de los 30's. Sin embargo, algunos aspectos relacionados con la geología estructural, tema central de este trabajo, no están del todo resueltos. Bajo esta prerrogativa, Zhou (2005) sugirió que: a) la estructura general del cinturón, no ha sido bien definida de acuerdo a las relaciones espacio-temporales de la deformación, b) no se tiene un control claro de las superficies de despegue y de su posición estratigráfica, c) las diferencias estructurales entre la parte frontal y la parte interna del cinturón no están bien definidas, d) las etapas y estilos de deformación, atribuyendo la deformación de piel delgada a la Orogenia Sevier y la deformación de piel gruesa a la Orogenia Laramide, e) el emplazamiento de magmas a través de zonas de cizalla profundas y f) la tectonogénesis.

El presente trabajo documenta la relación espacio - temporal, entre la deformación presente en las secuencias sedimentarias y el emplazamiento de rocas intrusivas que afloran en el noreste de Zacatecas, dentro de la parte interna ó hinterland de la Sierra Madre Oriental, por medio de la cartografía, secciones geológico - estructurales, relaciones de corte, y el análisis de mesoestructuras.

## **1.1 LOCALIZACIÓN**

Geográficamente, el área de estudio se ubica en el noreste del estado de Zacatecas, entre sus límites norte y noreste con los estados de Coahuila, San Luis Potosí y Nuevo León, abarcando un área aproximada de 120 km<sup>2</sup> limitada

dentro de las coordenadas UTM: 2736000 y 2726840 de latitud Norte a 238660 y 250600 de longitud Oeste (**Figura 1.1**). Las principales vías de acceso partiendo de la ciudad de Linares son la Carretera Federal No. 58, la Carretera Federal No. 57 (Saltillo – Matehuala), con dirección a Saltillo, y la Carretera Federal No. 54 con dirección a Zacatecas. En esa misma dirección aproximadamente a 5 km antes de llegar al poblado de Concepción del Oro, Zacatecas se encuentra una desviación que dirige en dirección noroeste a la localidad de Terminal de Providencia y finalmente hasta el poblado de Bonanza (**Figura 1.1**).



**Figura 1. 1:** Localización y principales vías de acceso al área de estudio. Imagen de relieve tomada de Google Earth (2012). El recuadro corresponde a las coordenadas del área de estudio.

Geológicamente, en el marco de los terrenos Tectonoestratigráficos, el área de estudio se localiza dentro del Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983), delimitado al Norte y Noreste por el Terreno Coahuila; al Sur por el Cinturón Volcánico Mexicano, al oeste por la Sierra Madre Occidental y al Suroeste por el Terreno Guerrero (**Figura 1.2**). Estructuralmente, se sitúa al Sur del Sector



Transversal de la Sierra de Parras, Coahuila y al Suroeste de la Saliente de Monterrey, subprovincias geológicas de la Sierra Madre Oriental (**Figura 1.2**).

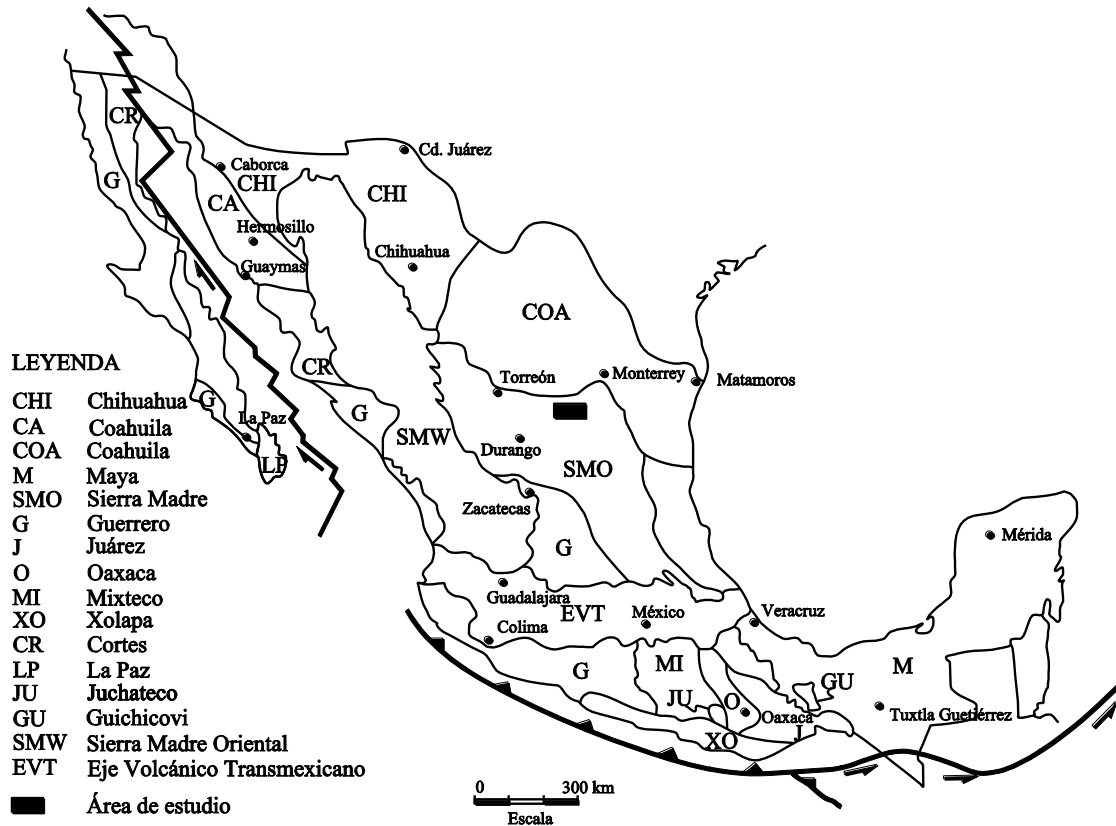


Figura 1. 2: Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983). Resaltando los rasgos estructurales del CPCM (Campa, 1985). En el recuadro negro se resalta el área de estudio, localizada dentro del Terreno Sierra Madre.

## 1.2 OBJETIVOS

El objetivo de este estudio es establecer la relación entre las secuencias sedimentarias deformadas respecto al emplazamiento de los cuerpos magmáticos. Lo anterior, mediante las relaciones de campo, con la finalidad de establecer si el magmatismo ocurrió durante o de manera posterior a la deformación regional, logrando discriminar entre las estructuras relacionadas con la deformación de las sucesiones sedimentarias o las generadas durante el emplazamiento de los magmas.

- **Objetivos específicos**
- Documentar meso-estructuras, tales como: Estratificación (S0), Foliación (S1), ejes de pliegues (ep), clivaje de plano axial (S1), estilolitas (E), fracturas (Fr), grietas de tensión (gt), fallas (F), que permitirán determinar las posibles direcciones de paleo-esfuerzos que les originaron, comparándolas con lo propuesto para otros sectores de la Sierra Madre Oriental.
- Analizar geométrica y cinemáticamente las mesoestructuras, estableciendo: i) si son congruentes con la deformación regional; ii) si fueron generadas por un evento de deformación de escala local ó iii) si están relacionadas con el emplazamiento de los cuerpos ígneos.

### **1.3 METAS**

Para cumplir los objetivos mencionados se plantearon las siguientes metas:

- Llevar a cabo una cartografía geológico-estructural en el área de Bonanza-Providencia a escala 1:20,000 (**Figura 1.1**).
- Realizar tres secciones geológico-estructurales para documentar tanto el estilo de deformación como para definir su relación respecto al emplazamiento de las rocas intrusivas.
- Documentar los eventos de deformación mediante el uso de las meso estructuras analizadas, que podrán ser comparadas de manera cualitativa con los propuestos en otros sectores de la Sierra Madre Oriental.
- Proponer un modelo de evolución geológico-estructural, con base a la información obtenida en este trabajo con la finalidad de enmarcarlo respecto a los modelos tectónicos o etapas de deformación propuestas para la Sierra Madre Oriental.

#### **1.4 METODOLOGÍAS**

Las metodologías empleadas para cumplir con los objetivos y metas propuestos son las siguientes:

- **Trabajo de campo**

El trabajo de campo consistió en: i) realizar la cartografía Geológico - Estructural escala 1:20,000 del área Bonanza-Providencia (**Figura 1.1**), mediante la realización de transectos geológico-estructurales, de manera perpendicular a las estructuras principales, tomando como mapa base la carta G14-C62 (Concepción del Oro) escala 1:50,000 (SGM, 2004); ii) documentar las mesoestructuras observadas siguiendo el criterio de la mano derecha para las estructuras planares como estratificación (So), planos de clivaje (S1), fracturas (Fr), planos de fallas (F), planos axiales (Pa), estilolitas (sty) y grietas de tensión (Gt), así como la medición del *trend* y *plunge* de ejes de pliegues (ep) ó *pitch* para las estructuras lineares tales como estrías (p) en planos de falla; iii) recolectar muestras de las diferentes formaciones de origen sedimentario como de las rocas ígneas, esto con la finalidad de complementar la descripción de campo, así como resaltar su contenido micropaleontológico y sus características texturales y composicionales.

- **Trabajo de gabinete y laboratorio**

El trabajo de gabinete y laboratorio consistió en los siguientes puntos: i) revisión de la literatura geológica dentro de la Sierra Madre Oriental relacionada con el tema de estudio, específicamente en trabajos sobre la estratigrafía del Noreste de México, Geología estructural y los relacionados con el emplazamiento de magmas; ii) se procesaron los datos de las mesoestructuras documentadas en campo mediante los programas *Stereo Net* 7.0 (Allmendinger, 2011) y *Tecto* 3.0 (Zalohar, 2009); iii) se realizó el análisis e interpretación de las secciones geológico estructurales, como de las mesoestructuras documentadas basado en los modelos propuestos en la literatura relacionados a la deformación en secuencias de multicapas y al análisis de los paleoesfuerzos. Las metodologías utilizadas para dicho análisis

se describen con mayor detalle en el capítulo de Geología Estructural; iv) se describieron las laminas delgadas de las muestras correspondientes a las secuencias sedimentarias, como de las rocas ígneas más representativas; v) se interpretaron los datos obtenidos y se propuso un modelo de evolución geológico-estructural para el área de estudio.

## **1.5 TRABAJOS PREVIOS**

La región de Concepción del Oro, Zacatecas, es bien conocida por su importancia minera, la cual se remonta hasta la mitad del siglo XVI durante la época de la Colonia. Sin embargo, de acuerdo a Rogers *et al.* (1956) la primera descripción de la región fue realizada por Burkart (1836), quien mencionó la ocurrencia de depósitos metalíferos explotados al norte de Mazapil. El primer trabajo geológico fue realizado por Burckhardt (1906c), quien mapeo partes de las Sierras de La Caja, Concepción del Oro y Santa Rosa, reconociendo y describiendo por primera vez oolitas y fosforitas en el área. Rogers *et al.* (1956), realizaron una descripción detallada de la estratigrafía y de las principales estructuras, como parte de los trabajos realizados por el *Geological Survey* con la finalidad de evaluar los depósitos de fosforitas y de otros tipos de yacimientos metálicos dentro del distrito de Concepción del Oro. De Cserna (1956) describió la estratigrafía, así como, las estructuras principales, mencionando que el emplazamiento de las rocas intrusivas modificaron las estructuras preexistentes. Padilla y Sánchez (1982) le asigna a los cuerpos intrusivos una edad del Mioceno en la Sierra de Rocamontes y en el cerro El Peñuelo, debido a que cortan pliegues de edad Laramídicos. Durante la década de los 80's, geólogos de PEMEX realizaron estudios sedimentológicos, petrográficos y estructurales de carácter regional, dentro del "Prospecto Concepción del Oro" en búsqueda de posibles áreas petrolíferas (e.g., Zarate y Aranda, 1982). Por otro lado, el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2000), publicó la carta geológica- minera de Concepción del Oro, clave: G14 -C62 en la que se ubican los principales distritos y zonas mineralizadas correspondientes a zonas de skarn y cuyas estructuras corresponden a vetas, chimeneas y cuerpos

irregulares con presencia de Cu, Au, Fe, Ag y Zn, como las estructuras principales (e.g. Cabalgadura La Caja y las fallas Mazapil, Rosario y Milanesa). Cross (2001), realizó estudios de estratigrafía, sedimentología, petrografía y geoquímica en los sedimentos fosfáticos de la Formación La Caja (Jurásico Superior) en diversos sectores del Noreste de México, con el fin de establecer su origen y paleogeografía. Castro-Reino (2004), realizó la geoquímica, química mineral y análisis de isótopos en varios intrusivos del distrito Minero de Concepción del Oro. Este autor identificó tres pulsos magmáticos cuya composición varía desde máfica a intermedia, concluye además que el Cobre está relacionado a los pulsos tempranos, mientras que el Pb, Zn y Ag están relacionados a los pulsos tardíos. Chávez-Cabello *et al.* (2007) han nombrado como el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO) a un conjunto de cuerpos intrusivos de composición que varía de sienita a monzogranito, ubicado al sur del Sector Transversal de Parras y al suroeste de la Saliente de Monterrey. Dichos cuerpos se encuentran alineados E-W y en forma de diques, stocks, lacolitos y facolitos emplazados en los núcleos de los anticlinales o en zonas de cabalgaduras. Trabajos de carácter petrográfico-geoquímico realizados en dicho cinturón (e.g. Gonzales-Guzmán, 2009; Jasso-Saldaña, 2010; De La Garza-Grimaldo, 2010) coinciden en que los intrusivos pertenecen a cuarzosienitas, sienitas, cuarzomonzonitas y cuarzodioritas, mientras que geoquímicamente, corresponden a la serie magmática alcalina, con afinidad a los granitoides de tipo I y S, típicos de ambientes postorogénicos de arco magmáticos. Por otro lado, los trabajos de carácter cartográfico-estructural (e.g. Lozano-Serna, 2010; Delgado-García y Morales-Acosta, 2010; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Ramírez-Peña, 2011) mencionan que la edad relativa del emplazamiento de los intrusivos es post-tectónica, asociando el ascenso del magma a una zona de cizalla profunda entre bloques de basamento, la cual fue aprovechada para su emplazamiento, generando con ello plegamiento y fallamiento local en las rocas encajonantes, coincidiendo en que el levantamiento de techo, la asimilación de rocas encajonantes y el rebaje magmático han sido los principales mecanismos de emplazamiento.

Finalmente, Sosa-Valdés (2011) dividió en dos partes al Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO) de acuerdo a las edades de cristalización de circones obtenidas por el método de U-Pb: la parte occidental con edades que varían de 43 a 32 Ma (Concepción del Oro, Mineral de Providencia, Santa Rosa y Noche Buena) y la parte oriental constituida por plutones con edades entre 70 – 80 Ma (El Saltillito, Matehuapil, El Peñuelo y Rocamontes). Las edades de los intrusivos de la parte occidental, las relaciono con la migración del arco magmático del Eoceno-Oligoceno, mientras que las edades de la parte oriental las asocio con un magmatismo de sutura relacionado con el magmatismo de sutura asociado a la acreción del Terreno Guerrero.

## **1.6 FORMATO DE TESIS**

La presente tesis, está estructurada en 5 capítulos, cuyo contenido se describe a continuación:

### **CAPITULO 2 (MARCO GEOLÓGICO)**

Este capítulo se ha organizado en dos apartados: en el primero se abordan algunos aspectos estructurales del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa, 1985); así como la estratigrafía del Terreno Sierra Madre: y su correlación con las formaciones de la Cuenca del Centro de México. El segundo apartado (Geología Local).describe la estratigrafía del área de estudio, así como la descripción petrográfica de láminas delgadas de las muestras más representativas.

### **CAPITULO 3 (ANÁLISIS ESTRUCTURAL)**

Por efectos de escala y debido a las metas propuestas, se ha dividido en tres apartados: 1) **Escala regional**: consiste en la descripción de los elementos que limitan al área de estudio, tomando en cuenta las orientaciones principales de las estructuras mayores, inmersiones de pliegues y posibles lineamientos. 2) **Escala local**: incluye la descripción de la estructura principal cartografiada en el área de estudio y de tres secciones geológico-estructurales. 3) **Descripción**

**de las mesoestructuras:** incluye la descripción geométrica y cinemática de las estructuras medidas (estratificación, ejes de pliegues, fracturas, estilolitas, grietas de tensión y fallas) para determinar la orientación del paleo- esfuerzo de manera local.

#### **CAPITULO 4 (INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN)**

En este capítulo se discuten los aspectos descritos en el capítulo de geología estructural tales como: i) la interpretación de las secciones geológicas realizando una comparación con los modelos propuestos para los pliegues relacionados a cabalgamientos; ii) la ubicación de las mesoestructuras respecto a la estructura principal; iii) la interpretación de cada una de las mesoestructuras documentadas proponiendo una posible secuencia de la deformación; iv) un posible modelo de evolución geológico – estructural para el área de estudio.

#### **CAPITULO 5 (CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES)**

En este capítulo se presentan las conclusiones obtenidas en este trabajo, con la propósito de compararlas con los modelos de carácter regional propuestos por otros autores, así como las recomendaciones para trabajos posteriores.

## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 INTRODUCCIÓN

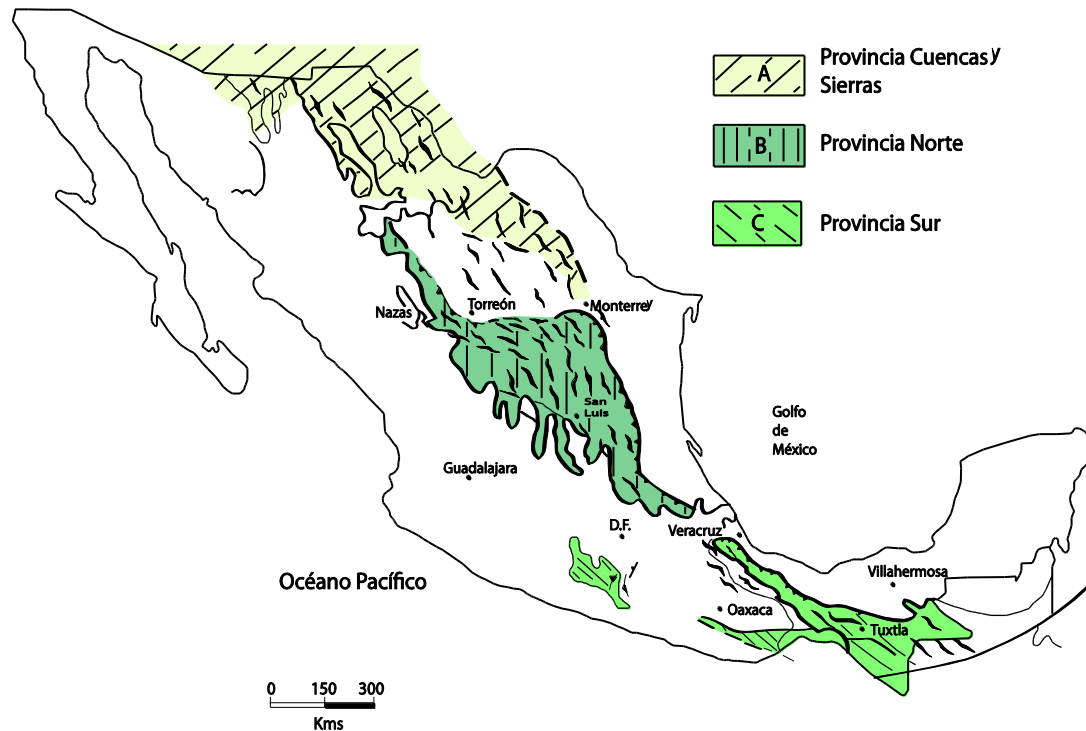
El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (**CPCM; Figura 2.1**) es una zona estructural y morfológicamente continua, tradicionalmente interpretado como un cinturón orogénico originado por deformación compresiva durante la orogenia Laramide (Campa, 1985; Eguiluz *et al.*, 2000). Dicho cinturón se extiende desde Parral, Chihuahua, con una orientación general NW – SE, hasta el centro y sur de México, donde su orientación cambia a N-S y es bifurcado en dos sectores: El primer sector se sitúa al nororiente y norte del bloque formado por los terrenos Mixteco y Oaxaca, con una orientación noroeste – sureste, sepultado al norte del Cinturón Volcánico Transmexicano y prolongado hacia el sur en la Sierra de Chiapas. El segundo sector, con orientación norte - sur, incluye parte de la Plataforma Morelos-Guerrero (PMG) ubicada al occidente del bloque Mixteco-Oaxaca (Ramírez-Espinosa, 1984; Campa-Uranga, 1985). De acuerdo a su distribución de norte a sur, el CPCM consiste de tres provincias mayores: 1) la provincia de Cuencas y Sierras, 2) la provincia Norte y, 3) la provincia Sur (**Figura 2.1**).

Por otro lado, la Sierra Madre Oriental (SMO) es la expresión topográfica más representativa del CPCM con una extensión de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud (Campa, 1983; Eguiluz *et al.*, 2000). Estratigráficamente, está compuesto por una secuencia típica de un margen pasivo desarrollado en el lado oriente de México, relacionado a una tectónica extensional que generó cuencas de tipo *pull-apart* con movimientos laterales, asociados a la apertura del Golfo de México a partir del Jurásico Medio (Goldhammer, 1999; Guerrero-Suastegui, 2004; Ocampo-Díaz, 2011). Dicho régimen tectónico favoreció el depósito de secuencias sedimentarias, compuestas principalmente por rocas carbonatadas e intercalaciones clásticas que conforman actualmente la estratigrafía del Jurásico – Cretácico Superior en el noreste de México (Michalzik, 1991; Götte y Michalzik, 1992; Michalzik, 1985; Goldhammer, 1999).



La secuencia fue levantada y deformada durante la orogenia Laramide, la cual ha sido atribuida a la acreción de terrenos sospechosos ó bloques exóticos desarrollados en un margen activo, al borde oeste de Norte América durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano (Campa y Coney, 1983; Guerrero-Suastegui *et al.*, 2010).

A continuación, se describen de manera general algunos aspectos sobre la estratigrafía del Terreno Sierra Madre (TSM), entidad geológica donde se ubica el área de estudio.



**Figura 2. 1: Distribución del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa-Uranga, 1985).**

## 2.2 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO SIERRA MADRE

### 2.2.1 Basamento

Las rocas que conforman el basamento en el noreste de México pertenecen a secuencias de rocas metamórficas del Proterozoico, rocas ígneas y rocas sedimentarias paleozoicas que afloran en localidades como Aramberri y Ciudad Victoria, en los estados de Nuevo León y Tamaulipas (**Figura 2.2**).

En el Anticlinorio de Huizachal – Peregrina, Tamaulipas, dichas secuencias están representadas por un complejo metamórfico constituido por el Gneis Novillo (Carrillo-Bravo, 1961) con edades del Precámbrico (~1 Ga;

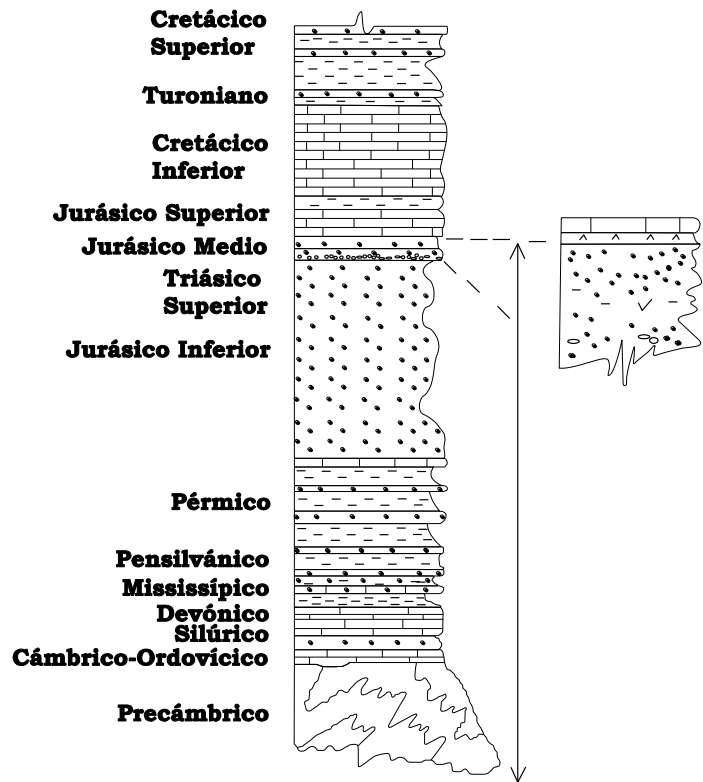


Figura 2. 2: Columna estratigráfica del Terreno Sierra Madre (Tomada de Campa y Coney, 1983).

Keppie *et al.*, 2004) en rocas metasedimentarias que están intrusionadas por cuerpos gabro-anortosíticos (~1,010–1,035 Ma y ~1,115–1,235 Ma; Cameron *et al.*, 2004), presentando una deformación polifásica. Además, presentan metamorfismo en la facies de granulita ( $990 \pm 5$  Ma; Cameron *et al.*, 2004) y están afectadas por un emplazamiento anortosítico pegmatítico post-tectónico ( $978 \pm 13$  Ma; Cameron *et al.*, 2004). En su conjunto, dicho complejo está cortado por dos enjambres de diques máficos con una edad de 550 Ma (Keppie *et al.*, 2006). Estas litologías son correlacionadas con el gneis Huiznopala (Lawlor *et al.*, 1996; 1999) en el área de Molango, Hidalgo y en Huayacocotla, Veracruz; así como, con rocas del sur de México relacionadas al bloque Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2004). En la misma

localidad, en contacto tectónico, se encuentra el Esquisto Granjeno (Carrillo-Bravo, 1961) constituido por rocas metavolcánicas y metasedimentarias esquistosas, filitas, algunas cuarcitas, rocas silíceas, serpentinitas y metagabros en la facies de esquistos verdes. Litologías similares han sido reportadas en las localidades de Miquihuana y Bustamante, Tamaulipas, y al poniente del poblado de Aramberri, Nuevo León (Meiburg *et al.*, 1987). Por otro lado, las edades de circones detríticos en esquistos de protolitos clásticos indican diversas fuentes con edades que varían desde el Paleoproterozoico (70%) hasta del Paleozoico (Nance *et al.*, 2007; Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). Además, se obtuvo una edad de  $\sim 351 \pm 54$  Ma obtenida por el método de U-Pb para un leucogranito emplazado en la zona de falla que pone en contacto al esquisto Granjeno con el gneis Novillo (Dowe *et al.*, 2005).

La secuencia sedimentaria no metamorfizada del Silúrico al Pérmico (Carrillo-Bravo, 1961; Gursky y Michalsik, 1989; Stewart *et al.*, 1999) está constituida por: 1) secuencias conglomeráticas representadas por la Formación Cañón de Caballeros (Silúrico-Devónico; Carrillo-Bravo, 1961), 2) alternancias de rocas volcánicas con lutita oscura de la Formación La Yerba del Devónico (Carrillo-Bravo, 1959); 3) intercalaciones de lutita y arenisca de la Formación Vicente Guerrero (Carbonífero Temprano; Carrillo-Bravo, 1961; Gursky y Michalsik, 1989); 4) intercalaciones de conglomerado, caliza, arenisca y lutita de la Formación del Monte (Pensilvánico Temprano; Carrillo-Bravo, 1961); y 5) lutita y arenisca de la Formación Guacamaya (Pérmico Temprano; Gursky, 1996). El contacto de esta secuencia tanto con el gneis Novillo como con el esquisto es tectónico y es considerado posterior al metamorfismo y al depósito de las turbiditas del Carbonífero-Pérmico de la parte superior de la secuencia.

Por otro lado, tanto el basamento como las secuencias paleozoicas, están cortadas por un cinturón de plutones de composición granítica a granodiorítica, que se extiende desde Chihuahua y centro de Coahuila (Torres *et al.*, 1999) con una orientación general NW – SE, al cual le han asignado una edad del

Pérmico–Triásico Temprano (Damon *et al.*, 1981; Grajales *et al.*, 1992; Torres *et al.*, 1999).

### **2.2.2 Cubierta Mesozoica del Terreno Sierra Madre y su relación con el centro de México**

La Estratigrafía del Mesozoico dentro de la Sierra Madre Oriental (SMO) y en la Mesa Central está constituida por secuencias carbonatadas del Cretácico y se encuentra cubierta en gran parte por rocas sucesiones sedimentarias y rocas volcánicas del Cenozoico. Por otro lado, las rocas del Triásico y del Jurásico Inferior están expuestas de manera aislada en algunos afloramientos. Estos aspectos, además de las variaciones de facies, son de gran importancia para correlacionar las unidades estratigráficas presentes en ambas entidades geológicas. Recientemente Barboza-Gudiño (2012) propone tres divisiones para la estratigrafía del Triásico al Jurásico Medio en la Mesa Central: i) depósitos de abanico submarino del Triásico Superior (Formación Zacatecas); ii) una sucesión volcánica del Jurásico Inferior – Jurásico Medio (Formación Nazas) y, iii) una sucesión de capas rojas con conglomerados en la base que cambia a arenisca y lutita hacia la cima, cambiando transicionalmente a caliza de aguas someras. El mismo autor sugiere que para la SMO, la estratigrafía del Triásico Superior – Jurásico Medio, es equivalente en edad pero no en sus facies respecto a la de la Mesa Central y está constituida por: i) depósitos de facies fluviales (Formación Alamar) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010); ii) capas rojas del Jurásico Temprano y depósitos volcánicos y volcanoclásticos (Formación La Boca) (Mixon *et al.*, 1959) o Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1961) y, iii) brechas, conglomerados y areniscas rojas de la Formación La Joya (Mixon *et al.*, 1959). A continuación, se presenta la descripción de las unidades estratigráficas del Triásico Superior – Jurásico Superior en base a la correlación de este autor.

### **2.2.2.1 Triásico temprano (Formación Zacatecas)**

Las secuencias siliciclásticas del Triásico Superior expuestas en el arroyo La Pimienta, cerca de la ciudad de Zacatecas, fueron reportadas por Buckhardt y Scalia (1905). Dichos autores describen una sucesión con bajo metamorfismo constituida por arenisca, rocas verdes alternadas con lutita con la presencia de fauna triásica. Gutiérrez-Amador (1908) se refirió a estas rocas como “El Triásico de Zacatecas”; sin embargo, ha sido mayormente conocida como la Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1982). Litologías similares han sido reportadas cerca de la Ballena, Zacatecas (Cantú-Chapa, 1969), en Charcas y Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Martínez-Pérez, 1972) y Peñón Blanco, Zacatecas. Además, otros autores han sugerido el término de Formación La Ballena (Centeno-García y Silva-Romo, 1997) a secuencias que afloran de manera local y que de manera similar, están constituidas por arenisca, lutita y arenisca conglomerática. Respecto a la edad de esta formación, Franco-Rubio (1999) reporto flora del Paleozoico Superior en la Sierra de Real de Catorce, Centeno-García y Silva-Romo (1997) y Silva-Romo *et al.*, 2000 han sugerido una edad del Triásico Tardío, consistentes con la edad recientemente reportada por Barboza-Gudiño *et al.*, 2010, quienes obtuvieron edades máximas de depósito en circones detríticos con edades de 230 Ma en la Sierra de Real de Catorce, San Luis Potosí. El origen de estas secuencias ha sido atribuido a las partes superiores de un abanico submarino (Silva-Romo, 1993; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; Bartolini *et al.*, 2001), recientemente llamado como el “Potosí Fan” (Centeno-García, 2005), quien ha interpretado que los depósitos más tempranos fueron depositados durante el Triásico Medio – Triásico Superior sobre una cuenca remanente localizada al oeste de Pangea durante el Paleozoico Superior – Mesozoico Inferior.

Por otro lado, Barboza Gudiño *et al.*, (2010) proponen que la Formación Alamar, constituida por sucesiones continentales del Triásico Superior expuesta en la SMO, específicamente en la Sierra de Pablillo, habían sido reportadas como una unidad inferior del Grupo Huizachal (Mixon *et al.*, 1959)

son correlacionables en edad con la Formación Zacatecas, la cual representaría su contraparte marina. Descripciones más detalladas de esta correlación han sido recientemente publicadas por Barboza-Gudiño (2012) y Rubio-Cisneros (2012).

#### **2.2.2.2 Triásico Superior – Jurásico Inferior (Formación Nazas)**

Durante este tiempo se depositaron secuencias vulcano – sedimentarias y volcánicas discordantemente sobre la Formación Zacatecas, en los estados de Durango, Zacatecas, Nuevo León, San Luis Potosí y Tamaulipas. Estas secuencias son conocidas como la Formación Nazas, cuya localidad tipo se encuentra en Villa de Juárez, Durango (Pantoja-Alor, 1972) y consisten principalmente de rocas cuya composición varía de andesítica a riolítica. Otros autores se habían referido anteriormente a estas secuencias como series de capas rojas (Kellum et al., 1936) o como depósitos de molasa continentales (De Cserna, 1956). Finalmente, López-Infanzón (1986) y Anderson *et al.*, (1991) consideraron que la Formación El Rodeo y el esquisto Caopas, considerados anteriormente de edad Pre - Jurásico por De Cserna (1956) y Córdoba-Méndez (1964) forman parte de las secuencias de la Formación Nazas. La edad asignada para estas rocas, ha sido obtenida mediante métodos radiométricos, dentro de los que resaltan edades U-Pb en zircones de  $189 \pm 0.2$  Ma, recientemente obtenidas por Fastovsky *et al.* (2005) y Zavala-Monsiváis *et al.* (2009). Finalmente, el origen de estas secuencias sedimentarias y vulcano-sedimentarias ha sido atribuido a un arco volcánico relacionado al margen continental activo en el margen oeste de Norteamérica durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior.

#### **2.2.2.3 Triásico Tardío–Jurásico (Formación Huizachal-La Boca)**

Las capas rojas que subyacen de manera discordante a calizas del Oxfordiano han sido conocidas con el nombre de Formación Huizachal (Imlay, 1944; Carrillo-Bravo, 1961). Su localidad tipo se encuentra en el valle Huizachal, estado de Tamaulipas, donde cubre a rocas cristalinas del basamento, así

como, a rocas de la cubierta sedimentaria paleozoica y es cubierta en discordancia angular por la Formación La Joya (Jurásico) ó por calizas de la Formación Zuloaga (Jurásico Tardío).

Estas secuencias fueron separadas posteriormente por Mixon *et al.*, (1959), quienes propusieron dos unidades en el anticlinorio Huizachal – Peregrina: i) la Formación La Boca a la base y ii) La Formación La Joya hacia la cima, ésta última está constituida por un conglomerado basal en discordancia erosional con evaporita y caliza del Caloviano – Oxfordiano. Rueda-Gaxiola *et al.* (1999) proponen el término de Aloformación Huizachal para una unidad volcánica inferior y la Aloformación La Boca. Otras subdivisiones han sido propuestas recientemente por Rubio-Cisneros y Lawton (2011) y Rubio-Cisneros *et al.* (2011); quienes sugieren dos miembros para la Formación La Boca y un miembro superior correspondiente a la Formación La Joya. La Formación La Boca consiste de conglomerados de grano grueso a medio, cuarzoarenitas y arcosas a la base y areniscas rojas, mudstones y calizas arcillosas interestratificadas con conglomerados de cuarzo a la cima (Mixon *et al.*, 1959). En el anticlinorio de Huizachal – Peregrina consiste de arenisca, limolita y lutita, conglomerado polimíctico intercalado y arenisca conglomerática (Carrillo-Bravo, 1961). Esta Formación se encuentra en varias localidades intercalada con depósitos volcanogénicos, por ejemplo, en los cañones La Boca y Huizachal, donde se ha observado fauna de vertebrados, con la que le han asignado una edad de Jurásico Temprano - Jurásico Medio, lo cual es consistente con las edades recientemente obtenidas mediante el método de U/Pb: i)  $189 \pm 0.2$  Ma, para rocas volcánicas intercaladas en el valle de Huizachal (Fastovsky *et al.*, 2005) y ii)  $193 \pm 0.2$  Ma, para una ignimbrita en el área de Aramberri (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Debido a que el depósito de capas rojas fue contemporáneo con la actividad volcánica del arco Nazas, se ha interpretado que la parte superior de la Formación La Boca fue depositada durante un periodo de extensión posterior a la actividad de arco del Jurásico Inferior (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008)

#### **2.2.2.4 Jurásico Medio – Tardío (Formación La Joya)**

Secuencias de capas rojas y conglomerados expuestos en el anticlinorio de Huizachal – Peregrina fueron definidas como la Formación La Joya (Mixon *et al.*, 1959). En dicha localidad, la Formación La Joya consiste de facies de conglomerados, fan-conglomerados y brecha polimíctica en la base y arenisca rojas, limolita y lutita hacia la cima. Además, hacia su cima presenta caliza de ambiente somero, como depósitos lagunares con material evaporítico intercalado. Otras descripciones mencionan que la Formación La Joya está constituida de base a cima por: 1) depósitos aluviales proximales y depósitos de canales (Michalzik, 1988; Barboza-Gudiño, 1999); 2) depósitos de planicies aluviales y lacustres y 3) depósitos de transición de laguna- Sabkha, con depósitos evaporíticos y caliza de plataforma (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999). La edad ha sido establecida del Jurásico Medio a Jurásico Superior, conforme a su posición estratigráfica, sobreyaciendo a capas rojas y rocas volcánicas del Jurásico Inferior y cubierta por yesos del Caloviano – Oxfordiano. Además, dicha edad es consistente con las edades máximas de depósito obtenidas en circones detríticos, las cuales varían entre 175 y 178 Ma (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Barboza-Gudiño *et al.*, 2011).

La Formación La Joya ha sido interpretada como los depósitos basales de la trasgresión marina del Oxfordiano, representada por la transición con la Formación Zuloaga hacia su cima (Michalzik, 1988; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1991; Goldhammer, 1999).



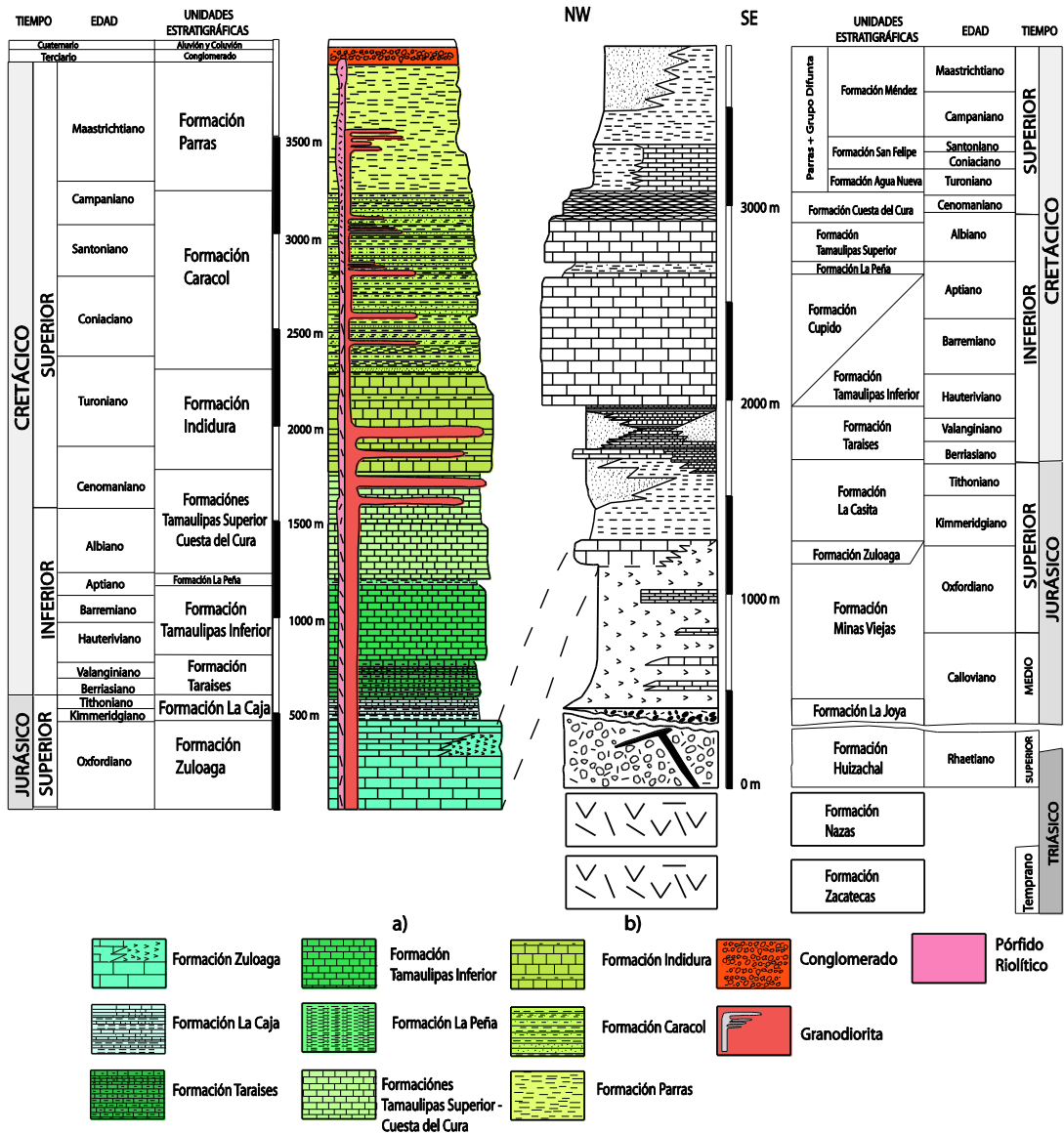


Figura 2. 3: a) columna estratigráfica del área de estudio y b) columna estratigráfica del Noreste de México (Michalzik, 1985).

### 2.2.2.5 Transgresión marina del Oxfordiano (Formación Zuloaga)

El inicio de la transgresión marina del Golfo de México, está representado por el depósito de la Formación Minas Viejas, la cual consiste de evaporitas, dolomía, yeso, caliza Ooesparitas/Oopelesparitas, pellets, intraclastos y fragmentos de bioclastos (Carrillo-Bravo, 1961; Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999) en un sistema complejo de sabkha-laguna depositados en

las partes inferiores de una rampa evaporítica poco inclinada (Götte y Michalzik, 1992).

#### **2.2.2.6 Cretácico**

La estratigrafía del Cretácico del Terreno Sierra Madre, está representada por secuencias gruesas de carbonatos del Cretácico Inferior al Cretácico Medio (Formación Taraises, Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura e Indidura). Sin embargo, entre dichas secuencias carbonatadas, se encuentran intercalaciones clásticas del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Cretácico Superior, representadas por las Formación La Caja, el Miembro arenoso de la Formación Taraises (Ocampo-Díaz, 2007) y la Formación Caracol, respectivamente. Dichas intercalaciones representan cambios en el patrón de sedimentación relacionados a eventos tectónicos de diferente naturaleza como generación de cuencas relacionadas a movimientos tipo *strike slip* ó zonas de acortamiento relacionadas a la subducción del pacífico (Ocampo-Díaz, 2011).

### **2.3 GEOLOGÍA LOCAL**

El área de estudio se localiza en la estructura conocida como anticlinal La Caja, localizada al Sur de la Sierra de Parras (**Figura 1.1**). Dicha estructura está compuesta por rocas sedimentarias marinas cuyo rango de edad abarca desde el Jurásico Tardío al Cretácico Tardío (**Figura 2.3**). También, en el área cartografiada (**Figura 2.4**) afloran rocas sedimentarias continentales y rocas intrusivas del Terciario. A continuación, se describen las formaciones presentes en el área de estudio (**Figura 2.4**), incluyendo sus antecedentes, litología, relaciones estratigráficas, espesor, distribución, edad y correlación.

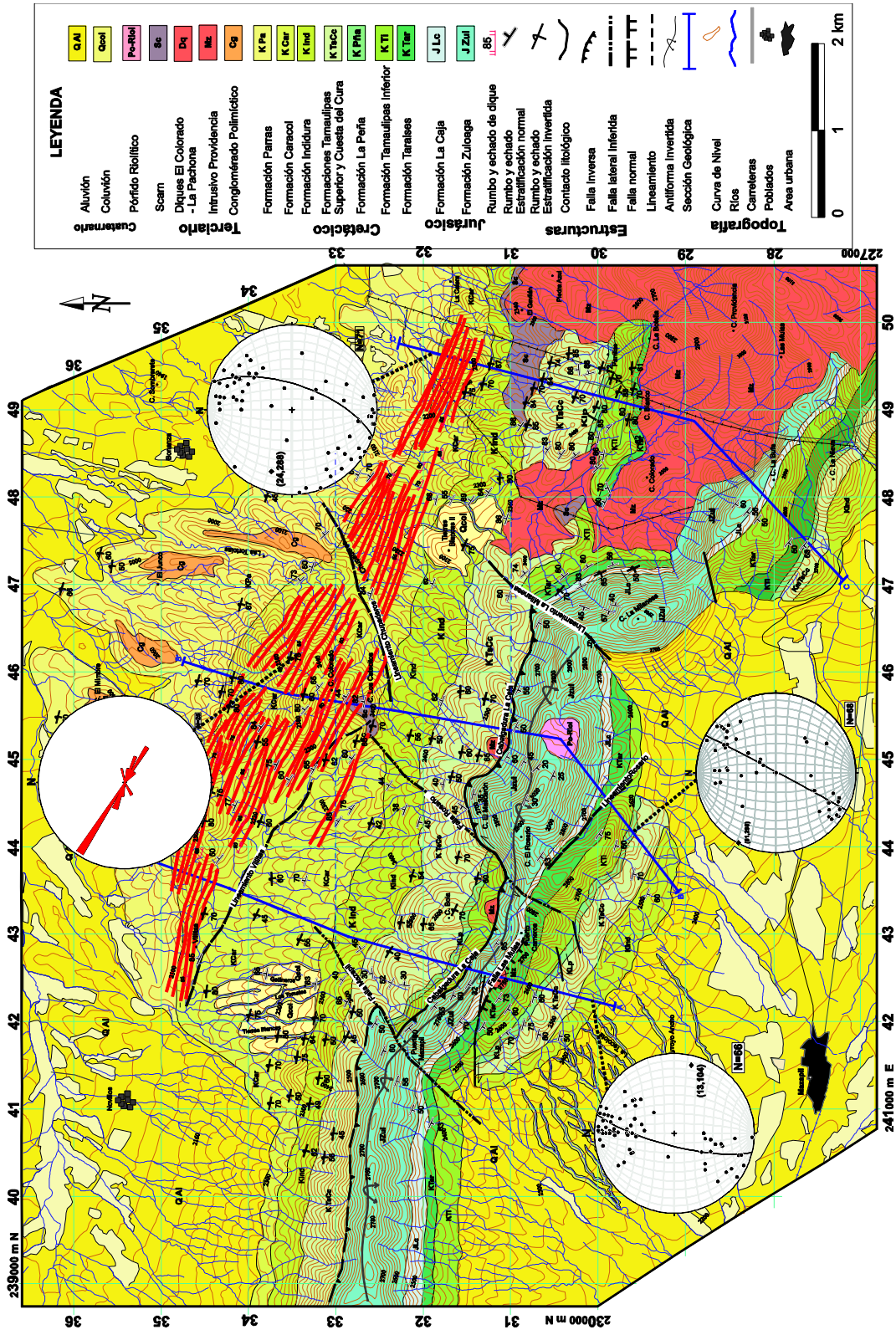


Figura 2. 4: Mapa Geológico del área de estudio (Bonanza-Providencia, Zacatecas).

## **2.3.1 Estratigrafía Jurásico Superior - Cretácico**

### **2.3.1.1 Formación Zuloaga**

#### **Antecedentes**

Ilmay (1938) definió como Formación Zuloaga a un paquete de caliza de estratificación mediana a gruesa localizada en los núcleos de las estructuras anticlinales del noreste y centro de México. La localidad tipo se ubica en la Sierra del Sombrerete, Zacatecas. Burckhardt (1930) se había referido a esta formación como “caliza de Nerineas” en la misma localidad, donde consiste de caliza gris a oscura, de estratificación media a gruesa con nódulos de pedernal negro hacia la cima. La caliza contiene escasas *Nerineas* sp., así como fragmentos de corales de edad indeterminada.

#### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio, la Formación Zuloaga consiste de calizas de textura packstone a grainstone de oolitas de color gris claro, con estratificación media a gruesa con espesores que van de 20 a 80 cm, con escasos nódulos y bandas de pedernal y estilolitas sedimentarias como estructuras diagenéticas (**Figura 2.5a**). Llegan a presentarse horizontes de textura grainstone conformados por bioclastos de corales (**Figura 2.5b**) y *Nerineas* las cuales se observan también de manera aislada y con longitudes de 2 a 5 cm (**Figura 2.5c**), así como horizontes de yesos que muestran intensa deformación (**Figura 2.5d**). Es común observar cuerpos brechados irregulares a la base de esta Formación.

Petrográficamente, siguiendo la clasificación de Dunham (1962) las rocas presentan textura grainstone cuyo contenido aloquímico en un 60% es mayor que el ortoquímico presente en un 30 a 40% y constituido principalmente por ooides y peloides en menor proporción y escasos foraminíferos planctónicos (**Figura 2.5 e**). Como único componente ortoquímico se observa la espatita, la cual ocupa los espacios como cementante. Los yesos o evaporitas documentados, en lámina delgada se observan con abundantes cristales de

tamaños menores a 1 mm, incoloros, de relieve bajo y de aspecto fibroso (Figura 2.5 f).

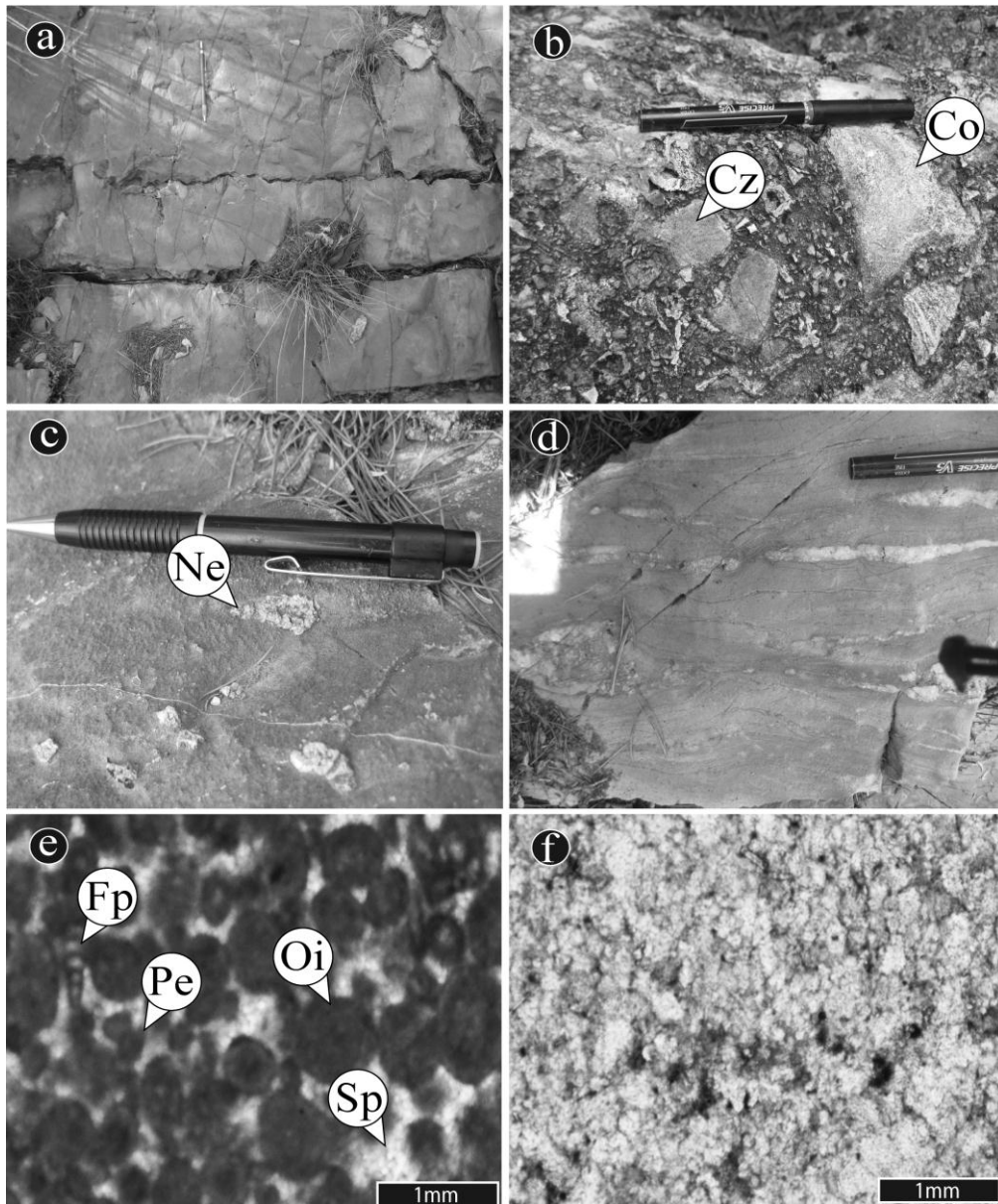


Figura 2. 5:Fotografías de la Formación Zuloaga: a) estratificación media a gruesa, estilolitas diagenéticas y fracturas rellenas de óxidos; b) brecha con fragmentos de corales (Co) y calizas angulosas (Cz); c) *Nerinea* sp (Ne).; d) horizontes medianos de yesos deformados; e) microfotografía de grainstone de ooides (Oi) y peloides (Pe) con foraminífero planctónico (Fp) y espatita (Sp). f) aspecto de cristales de yeso en evaporitas.

El límite inferior de la Formación Zuloaga no se observó en el área de estudio, debido a que no afloran las unidades más antiguas, sin embargo, el contacto superior es concordante con la Formación La Caja. En el área central del área

de estudio se encuentra cabalgando a la Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior (**Figura 2.4**). En los poblados de Providencia, Rucio y El Cobre la Formación Zuloaga se observó en contacto con el intrusivo Providencia, siendo común observar zonas de recristalización, así como zonas de rebaje magmático (**Figura 2.4**).

### **Espesor y distribución**

Su distribución es extensa, incluyendo diferentes sierras de los estados de Coahuila, Monterrey, Zacatecas y Durango, donde se han reportado espesores que varían de 550 m hasta mayores a los 1000 m. En el área de estudio la Formación Zuloaga se encuentra expuesta en la cima del anticlinal La Caja, ocupando el eje de dicha estructura (Cerro Milanesa, Cerro Mascarón). Debido a su localización estructural, el espesor de esta formación es variable, sin embargo, se estimaron de 400 a 500 m (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

Debido a que esta Formación se encuentra por debajo de zonas con fósiles del Kimmeridgiano (*Idoceras balderum sp.*) y de sedimentos con amonitas y *Nerineas sp.* de la Formación La Gloria, la edad asignada para la Formación Zuloaga es del Oxfordiano. En el área de Concepción del Oro, Zacatecas, Burckhardt (1930) menciona que los estratos más superiores de esta Formación son del Kimmeridgiano Temprano, por la presencia de *Nebroditites sp.*

#### **2.3.1.2 Formación La Caja**

##### **Antecedentes**

Ilmay (1938) define como Formación La Caja a una secuencia de caliza de estratificación delgada, caliza fosforítica, marga, lutita oscura y limolita. Su localidad tipo se localiza en la Vereda del Quemado en la Sierra de la Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas. Burckhardt (1906c) se refiere a esta unidad como una secuencia de caliza arcillosa, lutita y principalmente limolita de estratificación delgada a media, con horizontes de pedernal en sus partes media y superior, dividiéndola en 4 unidades, en base a su contenido faunístico, las



cuales se describen de base a cima: (1) la unidad D consiste de limolita calcárea de color café y pedernal negro hacia la cima; (2) la unidad C consiste de fosforita calcárea, pedernal y fosforita; (3) la unidad B consiste de capas delgadas a gruesas de pedernal intercalado con caliza, limolita calcárea, fosforita y rocas arcillosa con abundantes lentes y concreciones de limolita calcárea y abundantes amonitas; y (4) la unidad A consiste de limolita calcárea en capas delgadas, pobremente litificadas, material bituminoso y abundantes concreciones.

### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio la Formación La Caja está constituida en su base por marga de color gris claro con espesores de 5 a 7 cm, intercalada con lutita color gris oscuro con espesores de 10 a 20 cm, y bandas medianas de pedernal (**Figura 2.6 a**). En su parte intermedia se observan espesores mayores de marga laminar, caliza arenosa de espesor mediano, menor contenido de lutita y bandas de pedernal con espesores mayores a 10 cm. (**Figura 2.6b**). Es común la presencia de impresiones de bivalvos y amonites (**Figura 2.6c**). Su contacto inferior con la Formación Zuloaga es concordante del mismo modo que su contacto superior con las calizas de la Formación Taraises.

Petrográficamente las rocas de la Formación La Caja, muestran abundantes granos fosfáticos de color café a café claro, con tamaños de partículas que varían desde pellets hasta peloides, presentándose en formas aglomeradas e irregulares. Es común observar gasterópodos como su principal contenido bioclástico, así como, posibles tintínidos, observándose posibles cristales de circón (**Figuras 2.6 d, e y f**).

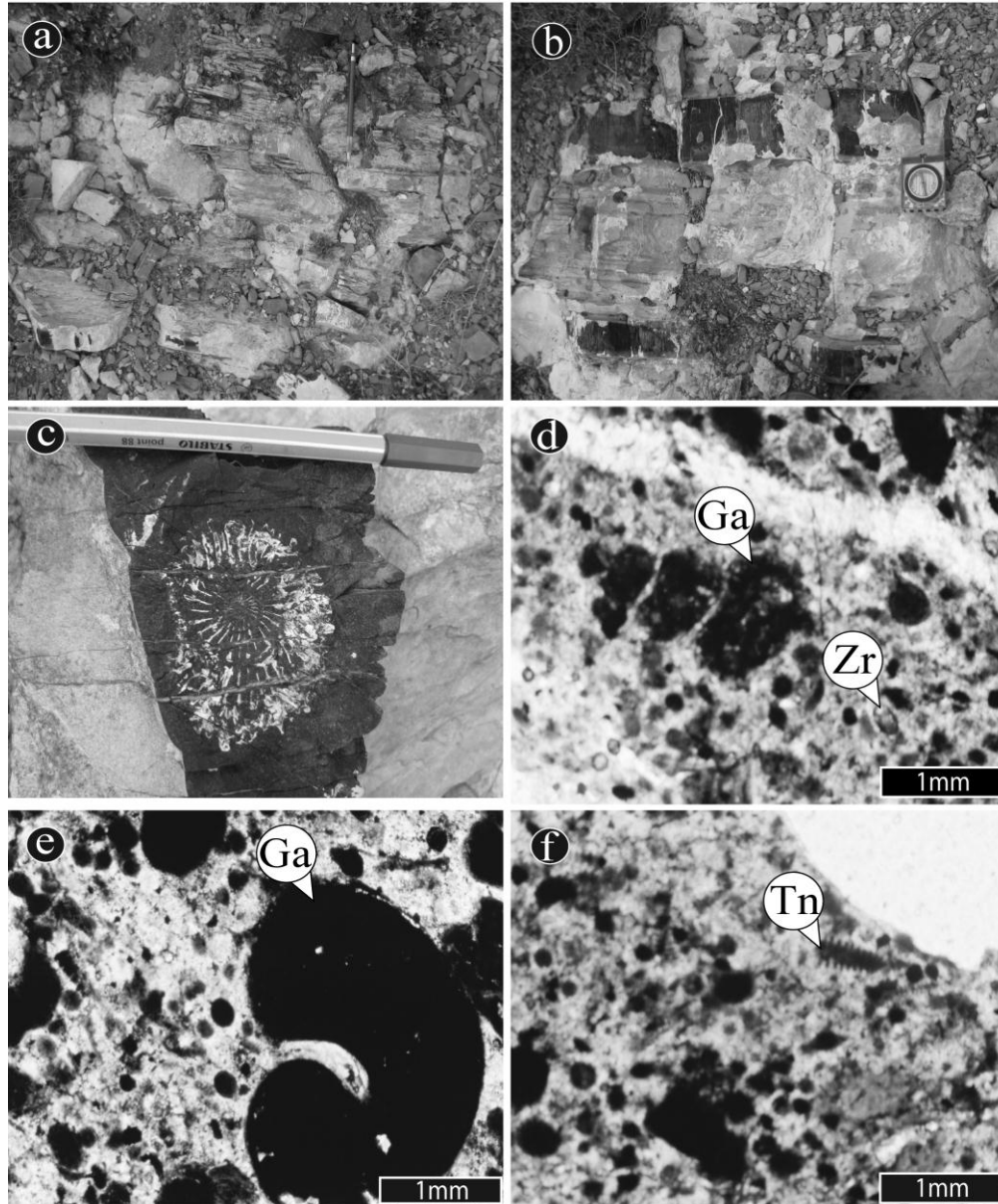


Figura 2. 6: Fotografías de la Formación La Caja: a) margas intercaladas con lutita con bandas medianas de pedernal; b) margas laminares con bandas de pedernal con espesores mayores a 10 cm; c) impresión de amonita.; d y e) Microfotografías de fosforita con partículas de tamaño de pellets y peloides con presencia de gasterópodos (Ga); f) posibles tintínidos (Tn).

### Espesor y distribución

Su distribución ocupa extensivamente las sierras localizadas al noreste de Durango, sur de Coahuila, norte de Zacatecas, sur y norte de San Luis Potosí y suroeste de Nuevo León. Diversos autores han reportado un espesor que varía de los 40 a 400 m (Burckhardt, 1906c; Imlay, 1938). En el área de estudio la



Formación La Caja está expuesta en la cima del anticlinal La Caja en la parte centro y centro - oeste del área de estudio (Puerto Carneros y Cerro Mascaron) y en la porción oriental se encuentra expuesta hacia el este del Cerro La Milanesea y en la porción sureste del área se observa sobre el camino que dirige del poblado de San Eligio al Cerro La Bufa (**Figura 2.4**). Su espesor es variable en el área de estudio, sin embargo, estima un espesor de 100 a 120 m (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

En base a las edades de amonitas y otros moluscos contenidos en esta Formación, se le ha asignado una edad del Oxfordiano Tardío – Portlandiano Tardío y se considera como el offshore equivalente a la Formación La Casita ó al grupo La casita (Imlay, 1940). Heim (1940) las correlaciona con la Formación Taman en la región de la Huasteca, en el este de México y su parte superior con la parte inferior de la Formación Pimienta.

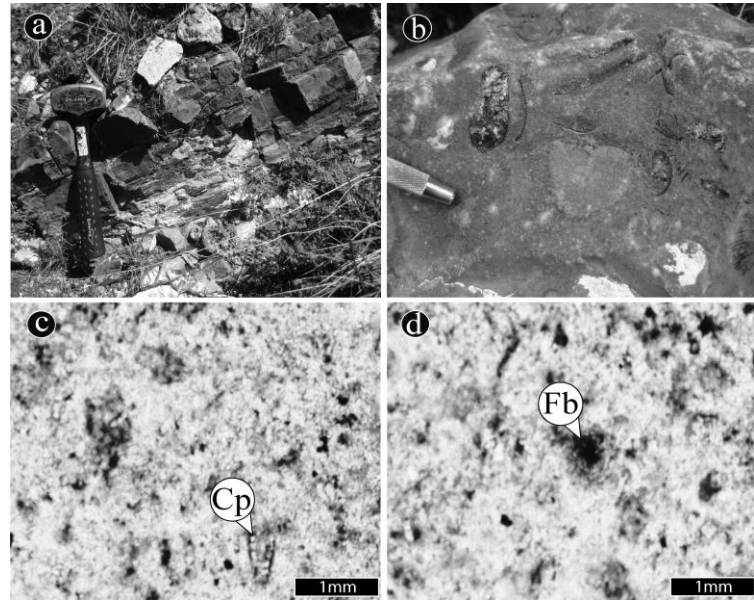
### **2.3.2 Estratigrafía del Cretácico**

#### **2.3.2.1 Formación Taraises**

Imlay (1936) define como Formación Taraises a una secuencia de caliza fosilífera y caliza pizarrosa que descansan sobre la Formación La Casita (Jurásico Tardío). En su localidad tipo, Sierra de Parras, Coahuila, le asigna una edad del Valanginiano. Esta formación ha sido dividida en dos miembros (Imlay, 1936; Díaz, 1953): Un miembro inferior consiste de caliza de color gris de mayor resistencia a la erosión y con abundantes amonitas hacia la cima (Michalzik, 1988) y un miembro superior que consiste de caliza de color gris claro a oscuro de estratos delgados y caliza nodular con abundante contenido de amonites y belemnites. En la parte media de esta formación ha sido reportado un miembro arenoso conocido como Miembro Arenoso Galeana de edad Valanginiano – Hauteriviano (Díaz, 1951; Díaz, 1953; Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz 2007).

## Litología y relaciones estratigráficas

En el área de estudio La Formación Taraises consiste hacia la base de caliza arenosa con espesores medios a gruesos de color gris a gris oscuro (**Figura 2.7a**). En su parte superior consiste de caliza arenosa con estratos medios de color gris a gris claro, con intercalaciones de horizontes arcillosos. Es común la presencia de amonitas y braquiópodos (**Figura 2.7 b**).



**Figura 2. 7:** Fotografías de la Formación Taraises: a) caliza arenosa con intercalaciones finas de lutita; b) caliza arcillosa recristalizada; c) posible calpeonelido (Cp) en caliza arenosa; b) foraminífero bentónico recristalizado (Fb).

Petrográficamente, la roca pertenece a una caliza de textura packestone principalmente a arenosa con abundante espatita como cementante y micrita en menor proporción formando parches. Llegan a observarse algunos fragmentos de posibles calpeonelidos recristalizados, así como foraminíferos bentónicos posiblemente del orden Rotalida (**?**; **Figuras 2. 7 c y d**). Su contacto inferior con la Formación La Caja es concordante y transicional, del mismo modo que con la Formación Tamaulipas Inferior en su contacto superior.

### Espesor y distribución

Se distribuye ampliamente en el noreste de México, en localidades específicas desde los estados de Tamaulipas hasta Coahuila, con un espesor que varía desde los 60 m en el área de Miquihuana hasta los 200 m al sur de Parras, Coahuila. Imlay (1938) reporta de 82 a 154 m en el área de Concepción del Oro, Zacatecas.

En el área de estudio la Formación Taraises aflora en el flanco sur del anticlinal La Caja y en la porción este –sureste, en las inmediaciones del poblado de San Pedro, al este del Cerro La Milanesa, y al norte del Cerro Colorado y del Cerro Blanco, donde se encuentra en contacto con el intrusivo de Providencia (**Figura 2.4**). Su espesor total no se observó claramente, sin embargo se estimaron de 180 a 200 m (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

En base a las edades de amonites reportadas, se le ha asignado una edad del Berriasiano – Hauteriviano Temprano (Humphrey, 1956b; Michalzik, 1988; Goldhammer *et al.*, 1991). Se correlaciona con la caliza Menchaca y la lutita Barril Viejo del este-centro del estado de Coahuila. Así como con la arcosa San Marcos y la Formación Las Vigas del noreste de Chihuahua.

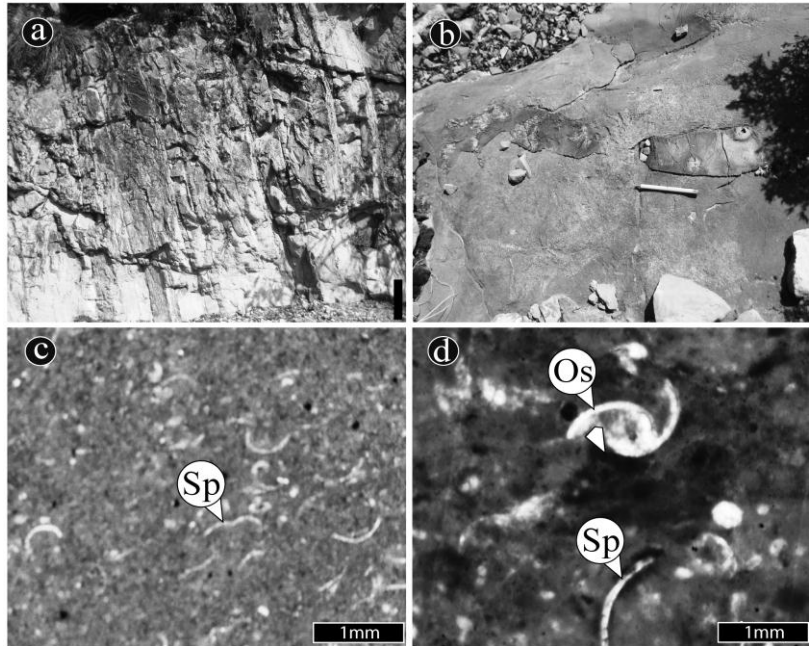
#### **2.3.2.2 Formación Tamaulipas Inferior**

Muir (1936) define como Formación Tamaulipas Inferior a una secuencia de caliza gris criptocristalina con nódulos de pedernal en su localidad tipo El Cañón de la Borrega, localizado al sureste de Ciudad Victoria. Humphrey (1956b) se refiere a esta formación como las rocas de edad Hauteriviano Tardío – Aptiano Temprano que se encuentran sobreyaciendo a la Formación Taraises y subyaciendo a la Formación La Peña.

### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio La Formación Tamaulipas inferior consiste de calizas de textura wackestone - packestone de estratificación mediana a gruesa con espesores de 40 a 80 cm de color gris claro con tonalidades rosáceas. Presenta bandas de pedernal recristalizadas con tonos verdosos en zonas cercanas a las rocas intrusivas (**Figura 2.8a**), así como, abundantes nódulos y bandas de pedernal de color gris oscuro en menor proporción (**Figura 2.8b**).

Dichas En el área de Cerro Colorado y Cerro Blanco es común observar nódulos de Fierro, estilolitas sedimentarias reemplazadas y pirita en forma diseminada. Específicamente, en el lado este del Cerro de la Milanese y al norte del Cerro Blanco se observan horizontes brechados con zonas de recristalización y reemplazamiento.



**Figura 2. 8:** Fotografías de la Formación Tamaulipas Inferior: a) caliza mediana a masiva con bandas de pedernal recristalizado (Escala: Martillo en la parte inferior derecha); b) caliza masiva con nódulos de pedernal.

Petrográficamente la roca corresponde a una caliza de textura wackestone – packestone con micrita como principal componente aloquímico en un 80%. Presenta abundantes fragmentos de ostrácodos y espículas de equinodermos (**Figuras 2. 8 c y d**), así como, abundantes fracturas rellenas de calcita y de óxidos.

En el área de estudio, su contacto inferior con la Formación Taraises es concordante, del mismo modo su contacto superior con la Formación La Peña. En el flanco norte del anticlinal La Caja, al norte del Cerro El Mascarón, se encuentra cabalgada por la Formación Zuloaga (**Figura 2.4**).

### **Espesor y distribución**

Esta formación se distribuye al sur de la isla de Coahuila, al este de la cuenca de Sabinas y al sur-sureste de la cuenca de Sabinas en donde se ha reportado un espesor que varía de los 300 a los 1000 metros (Padilla y Sánchez, 1982).

En el área de estudio la Formación Tamaulipas Inferior, aflora en la porción centro, específicamente al sur del Cerro Bola, donde se encuentra en contacto tectónico con la Formación Zuloaga. En la porción sur – suroeste del anticlinal La Caja (sur de Cerro Carneros) y en la porción este-sureste, específicamente en la cañada San Pedro y al norte del Cerro Colorado y Cerro Blanco, donde se encuentra en contacto con el Intrusivo Providencia, observándose muy alterada (**Figura 2.4**). Se estimó un espesor de 200 a 300 m (**Figura 2.3 a**).

### **Edad y correlación**

Su edad comprende del Hauteriviano - Aptiano y es correlacionable con la Formación Cupido del noreste de México (Imlay, 1937), con la Formación Sligo del norte del Golfo de México, con las formaciones Las Vigas y Parritas del occidente de la Sierra de Parras, Isla de Coahuila y península Burro-Peyotes y con la Formación La Virgen de la Cuenca de Sabinas.

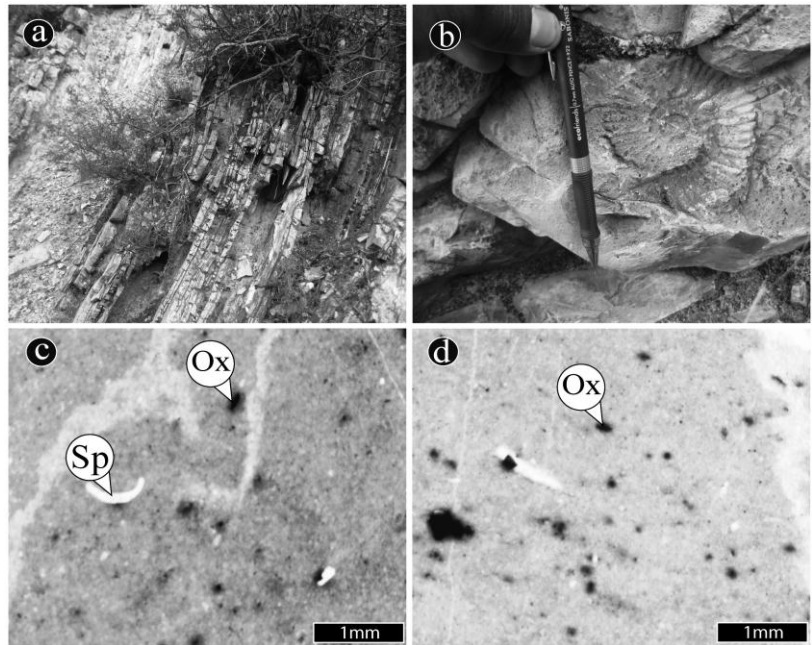
#### **2.3.2.3 Formación La Peña**

Imlay (1936) define como Formación La Peña, a las calizas que se encuentran descansando de manera concordante sobre la Formación Aurora y subyaciendo de igual manera a la Formación Parritas, en su localidad tipo, Sierra de Taraises, localizada al oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. El mismo autor la divide en dos miembros: el miembro inferior consiste de 300-400 m. de caliza y ii) el miembro superior de 15-30 m de caliza margosa y lutita. Sin embargo Humphrey (1949) propuso que el nombre de esta formación se restringe únicamente al miembro superior.

### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio, la Formación La Peña consiste de una intercalación de caliza arcillosa de estratificación delgada con espesores menores a 10 cm de color gris claro, margas de estratificación delgada con espesores de 10 a 15 cm intercalada con lutita laminar de color gris claro y bandas delgadas de pedernal negro con espesores de 3 a 10 cm (**Figura 2.9a**).

Es común observar amonitas (**Figura 2.9b**). Petrográficamente, se observa una caliza arcillosa de textura mudstone con escaso contenido de bioclastos, los cuales posiblemente correspondan a espículas (?) y con importante presencia de óxidos de hierro (**Figura 2.9 c y d**). Su contacto inferior se observa claramente en la porción sur del área de



**Figura 2. 9:** Fotografías de la Formación La Peña: a) Intercalación de caliza arcillosa, marga, lutita y bandas de pedernal; b) impresión de amonita; e y f) caliza arcillosa con espículas (Sp) y abundante contenido de óxidos (Ox).

estudio y es concordante con la Formación Tamaulipas Inferior, al igual que su contacto superior con la Formación Tamaulipas Superior.

### **Espesor y distribución**

Aflora ampliamente en el norte y noreste de México, en numerosas localidades a lo largo de la Sierra Madre Oriental, incluyendo los estados de Tamaulipas, Durango, Coahuila, Monterrey. Su espesor varía de los 15 a los 150 m, siendo los 30 m su promedio. Imlay (1936) reportó 16.5 m de espesor en el flanco norte del cañón Parritas, Sierra de Parras, Coahuila, mientras que Humphrey (1949) midió 33.4 m de espesor en el flanco norte de la Sierra de Los Muertos, Coahuila. En el área de estudio La Formación La Peña aflora en la parte centro-este, específicamente en un afloramiento localizado sobre la vereda que dirige de Tierras Blancas al puerto Mazapil, así como la parte central (Cerro Bola). Se encuentra mejor expuesta en la parte centro – suroeste (Cerro Carneros) y este

–sureste (Cerro La Nieva) (**Figura 2.4**). Se estimó un espesor de 20 a 40 m (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

Burckhardt (1930) en base a su contenido fósil le asigna una edad del Aptiano Tardío. Se correlaciona con la Formación Las Uvas, a lo largo del borde la de Península de Coahuila, la Formación Otates en la Sierra de Tamaulipas y en el subsuelo de la región Tampico-Tuxpan, como con la caliza Maltrata en el sur de Veracruz.

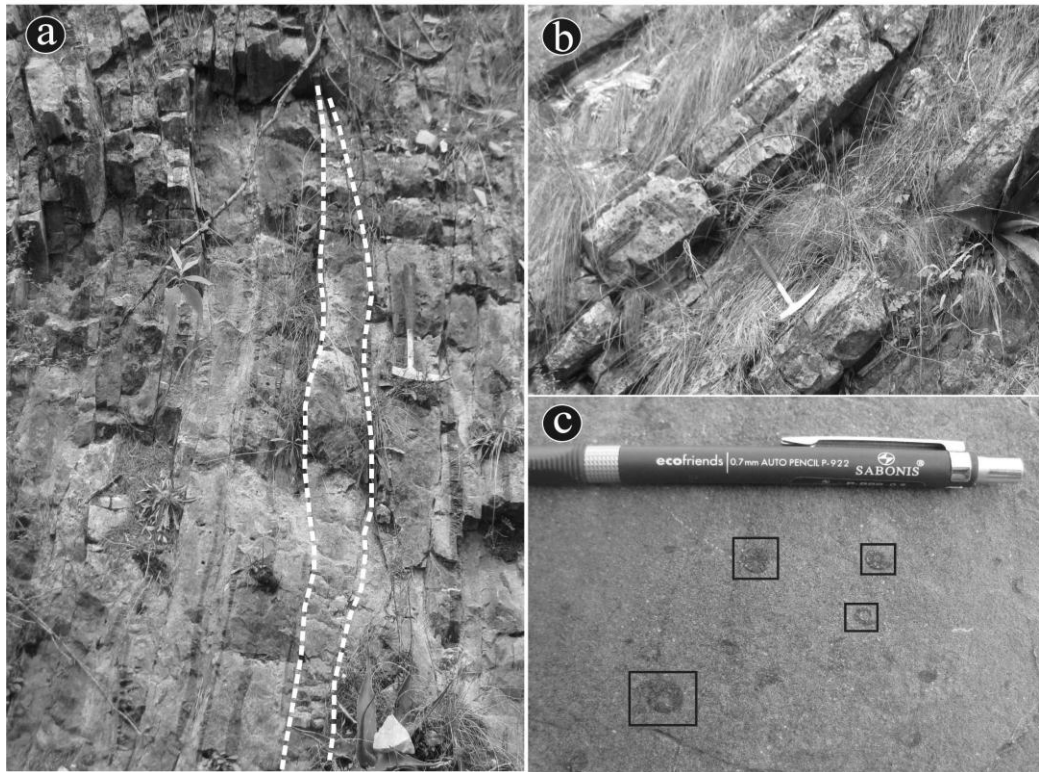
#### **2.3.2.4 Formaciones Tamaulipas Superior - Cuesta del Cura**

Imlay (1936) definió como Formación Cuesta del Cura a una sucesión de caliza arcillosa de estratificación delgada con morfología externa ondulante con escasa lutita, y con nódulos, lentes y capas delgadas de pedernal negro. Su localidad tipo se localiza en la parte oeste de la Sierra de Parras, en el poblado de Parras, Coahuila.

### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio hacia la base de la Formación Cuesta del Cura se encuentra constituida por caliza de textura wackestone color gris a gris claro, de estratificación delgada a media con espesores de 5 a 25 cm. La característica distintiva de esta formación es la estratificación ondulada (**Figura 2.10a**), así como su intenso plegamiento con bandas de pedernal delgadas con espesores de 5 a 10 cm, y pequeños nódulos (**Figura 2.10b**). Es común observar algunos horizontes de caliza arenosa color gris claro intercalado con capas de lutita de color café con espesores máximos de 5 cm. La presencia de amonitas negras de tamaños pequeños, y rudistas es escasa (**Figura 2.10c**). Cabe mencionar que en algunos casos, se observaron calizas de espesor grueso y de estratificación no ondulante, lo cual sugiere la presencia de la Formación Tamaulipas Superior, sin embargo debido a que dicho contacto es transicional y no del todo

claro en todos los sectores, se opto por agrupar a ambas formaciones en el mapa geológico (Figura 2.4).



---

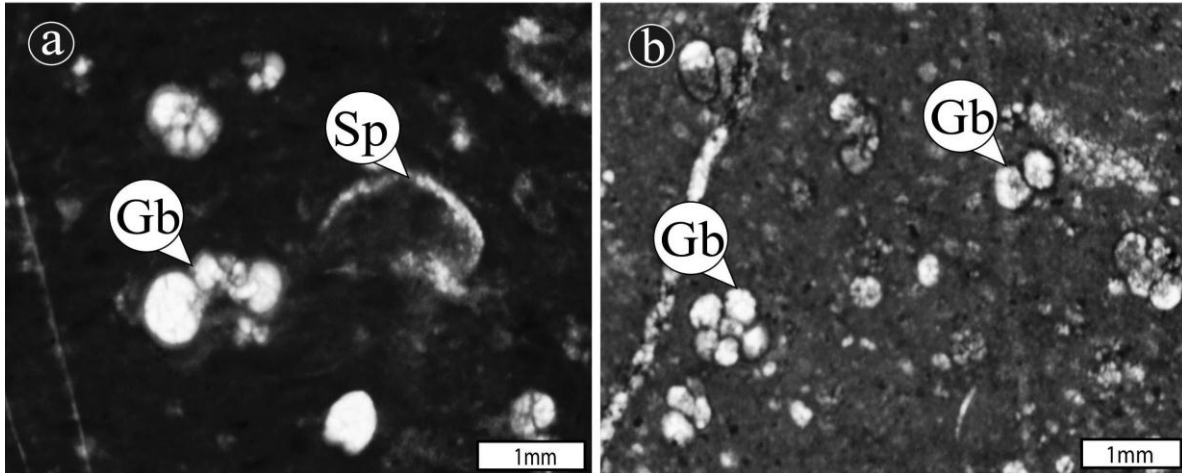
**Figura 2. 10: Fotografías de la Formación Cuesta del Cura: a) Caliza con estratificación ondulada; b) Caliza de estratificación media con bandas delgadas de pedernal e intercalación de lutita; c) Caliza arenosa con pequeñas amonitas.**

---

En lámina delgada se observan texturas wackestone a packestone con micrita en un 70 – 75% como principal componente ortoquímico, mientras que su contenido de aloquímico en un 25%, está representado principalmente por foraminíferos planctónicos de la familia globigerinacea tales como *Globotruncanos sp.*, y la presencia de calciesferas (**Figuras 2.11 a y b**).

Su contacto inferior con la Formación Tamaulipas superior de concordante y transicional, observándose un cambio notable en el espesor de los estratos, así como menor abundancia de lutita. Su contacto superior es concordante con la Formación Indidura.





**Figura 2. 11:** Microfotografías representativas de: i) Formación Tamaulipas Superior- Cuesta del Cura. a y b) calizas de textura wackestone - packestone con contenido de Globigerinidos (Gb) y Espículas (Sp).

### **Espesor y distribución**

Se distribuye ampliamente a lo largo de la Sierra Madre Oriental, específicamente al sur de la provincia de cuencas y sierras de Coahuila y al sur de las Sierras Tamaulipecas. Su espesor varía de 40 a 300 m con un promedio de 60 m (Imlay, 1938). En el área de estudio se distribuye ampliamente en el flanco frontal y flanco trasero del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**). Su espesor varía de 120 a 220 metros observándose un incremento en su espesor hacia la porción oriental del área de estudio en el Cerro de la “Y” (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

Por su posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Albiano Tardío – Cenomaniano Temprano. En muchas localidades del Geosinclinal Mexicano, se correlaciona con el grupo indiferenciado Washita, con la parte superior de la caliza Aurora en la península de Coahuila y con la caliza de la Formación Monclova en la Provincia de Cuencas y Sierras de Coahuila.

### 2.3.2.5 Formación Indidura

Kelly (1936) define como Formación Indidura en su localidad tipo, en el área de Las Delicias, Coahuila en tres miembros: i) un miembro inferior constituido de lutita no consolidada con cristales de selenita; ii) un miembro medio compuesto de caliza laminar intercalada con lutita, caliza arcillosa y lutita calcárea y iii) un miembro superior de lutita con numerosas vetas de selenita. Menciona también la presencia de fauna de *Echinoideos*, *Pelecípodos* y *Cefalópodos*.

#### Litología y relaciones estratigráficas

En el área de estudio La Formación Indidura consiste de caliza arcillosa y laminar color gris claro de estratificación delgada a media con espesores de 7 a 20 cm, observándose intercalaciones de lutita color gris claro con espesores de 5 hasta de 10 cm (Figura 2.12a).

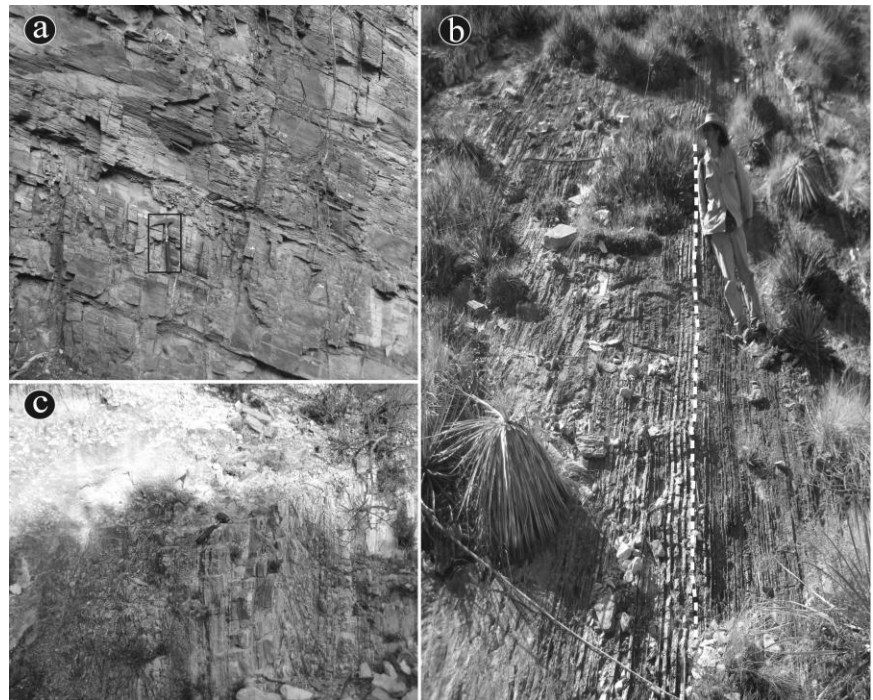
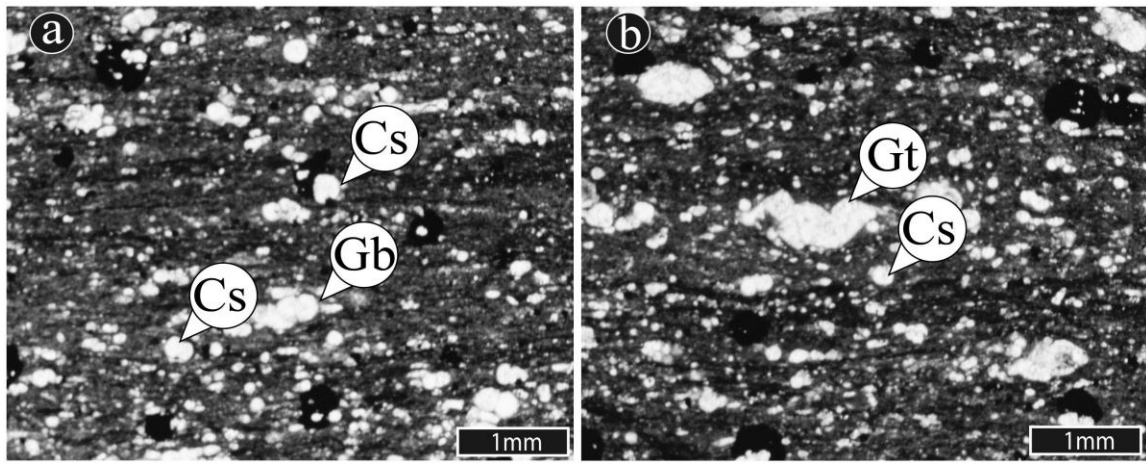


Figura 2. 12: a) caliza arcillosa laminar; b) contacto transicional con la Formación Caracol; c) caliza bandeada y recrystalizada en zona de scarn.

Su contacto inferior con la Formación Cuesta del cura es concordante, mientras que su contacto superior con la Formación Caracol es concordante y transicional (Figura 2.12b). En lámina delgada, se observa una roca color café oscuro, de textura packestone y con abundantes laminaciones, siendo la micrita el principal componente ortoquímico en un 70%. El resto de la lamina,

presenta componentes orto químicos principalmente foraminíferos planctónicos como globigerinidos *Globotruncana sp.* y calciesferas (**Figuras 2.13 a y b**).



**Figura 2. 13: Microfotografías de la Formación Indidura. a y b) calizas laminares con abundante contenido aloquímico constituido por calciesferas (Cs) y Globigerinidos del genero *Globotruncana sp.* (Gt).**

### **Espesor y distribución**

Su distribución es amplia al sur de la Isla de Coahuila. Su espesor varía de 578 m, en la Sierra de Parras (Imlay, 1936), de 190 m en el cañón de la Casita (Longoria *et al.*, 1999) y 180 m, en la región de Concepción del Oro (Rogers *et al.*, 1956). En el área de estudio se distribuye ampliamente en el flanco frontal del anticlinal La Caja, como en la parte centro – oeste y este – sureste correspondientes al flanco trasero del anticlinal (**Figura 2.4**). En la porción oriental, sobre el arroyo del camino que dirige al poblado de Providencia, se observa muy recrystalizada y con presencia de minerales indicadores de metamorfismo de contacto, tales como granate y epidota (**Figura 2.12c**). Su espesor es variable, sin embargo se estimó de 150 m en la porción oeste a 500 m en la porción este (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

En base a su contenido faunístico y posición estratigráfica le han asignado una edad del Cenomaniano Tardío – Turoniano (Jones, 1938). Se correlaciona con

las formaciones Agua Nueva, Eagle Ford y Austin Chalk del Noreste de México, con las formaciones Sierra Madre en Tabasco; Tamabra, El Abra y Tamasopo en la Cuenca de Tampico - Misantla.

### **2.3.2.6 Formación Caracol**

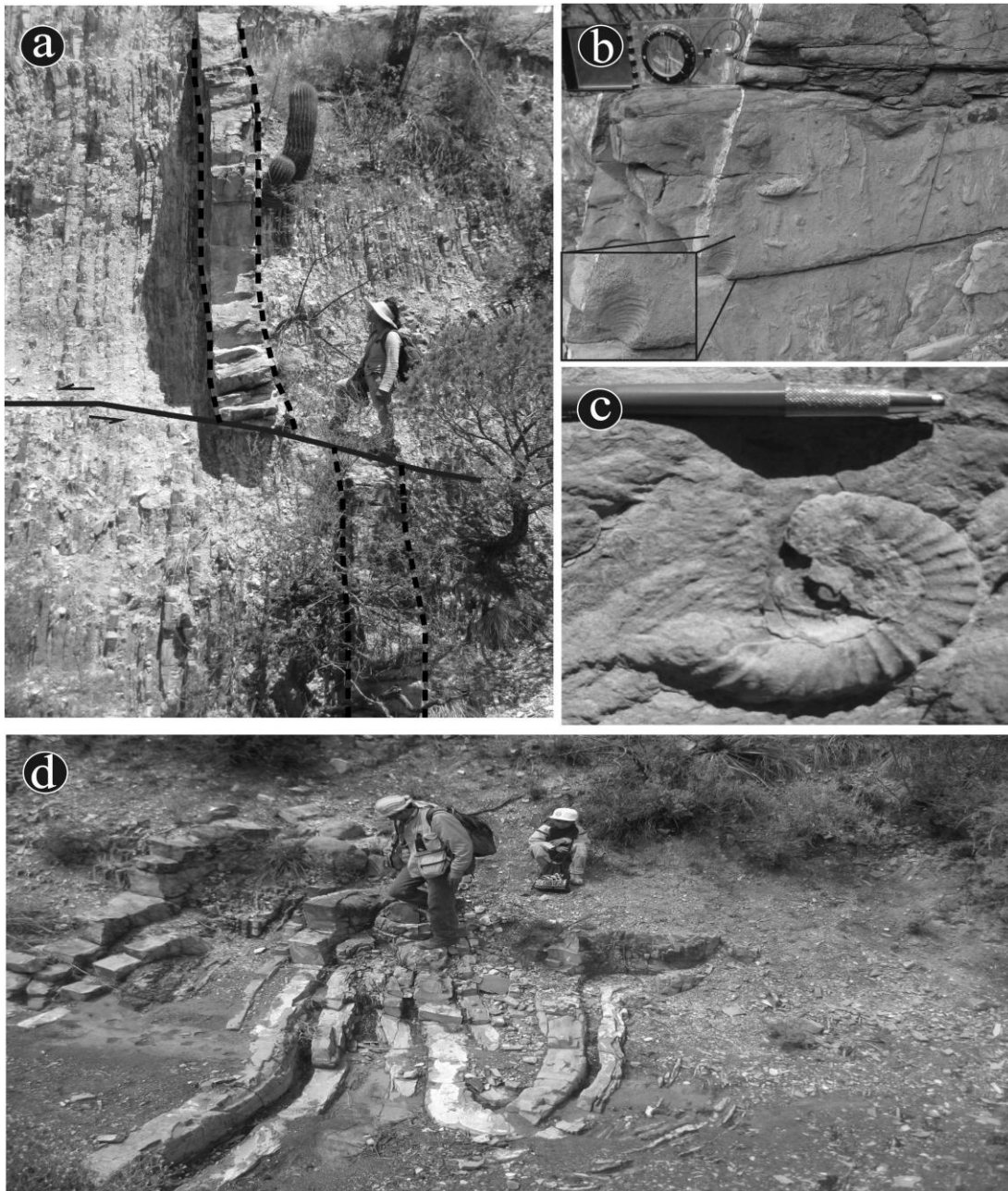
Imlay (1937) definió como Formación Caracol a una serie de toba desvitrificada, lutita y caliza que se encuentra sobre la Formación Indidura en su localidad tipo, localizada en el arroyo El Caracol, cerca de la ciudad de Parras, Coahuila. Rogers *et al.* (1956) la describieron como una alternancia de arenisca y lutita predominantemente, con escasos horizontes de caliza en el área de Concepción del Oro, Zacatecas, y mencionan que las tobas descritas por Imlay (1937) corresponden petrográficamente a una arenisca arcósica-calcárea.

#### **Litología y relaciones estratigráficas**

En el área de estudio la Formación Caracol consiste de una alternancia rítmica de arenisca de grano media a grueso y lutita con horizontes de caliza en menor proporción (**Figura 2.14a**). Es común la presencia de *inoceramus* y *amonites sp.* (**Figura 2.14 b y c**) y fósiles trazas de *Cruziana sp.*, *Skolitos sp.*, *Thalassinoides sp.* (Pinzón-Sotelo, 2012). Un aspecto importante a destacar en el área de estudio es la presencia de estructuras de deslizamiento “*Slumps*” (**Figura 2.14 d**) en el flanco frontal del anticlinal La Caja, cuyos aspectos estructurales se describen en el capítulo de Geología estructural. Su contacto inferior con la Formación Indidura es concordante y transicional del mismo modo que su contacto superior con la Formación Parras. Para una descripción sedimentológica y petrográfica a detalle ver Pinzón-Sotelo (2012).

#### **Espesor y distribución**

La Formación Caracol se distribuye en el sector este y centro-oeste de la Cuenca Mesozoica de México, así como en la porción sur-media del sector transversal de la SMO y al sur de la isla de Coahuila. Rogers *et al.* (1956) reportaron un espesor mínimo de 800 m. en el área de Concepción del Oro, Zacatecas.



---

**Figura 2. 14:** Fotografías de la Formación Caracol: a) alternancia rítmica de arenisca y lutita; b) resaltando en recuadro la presencia de *inoceramus sp.*; c) amonita desenrollada; d) slumps.

---

En el área de estudio, la Formación Caracol se distribuye en ambos flancos del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**). En el flanco frontal se expone sobre los arroyos de Tierras Blancas, Los Tomates, Gallineros, Villitas, La Tecolota y Chupaderos. En el flanco trasero, se encuentra cubierta por brechas y conglomerados de

edad terciaria en un contacto de discordancia angular sobre el Arroyo Ancho y La Tecolota. Su espesor varía de 1,000 a 1,400 metros en la parte frontal del anticlinal La Caja (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

Imlay (1944), con base en su posición estratigráfica le asignó una edad a la Formación Caracol del Coniaciano–Santoniano. En su parte superior se correlaciona con su correspondiente de la Formación Indidura, en la cuenca de Parras, con la Formación San Felipe, El Grupo Austin y con la Formación Parras del Noreste de México y con la Formación Ojinaga en Chihuahua. Pinzón-Sotelo (2012) le asigna una edad del Turoniano – Santoniano por la presencia de *Inoceramus labiatus sp.*, y amonites del genero *Texanites sp.*, en el arroyo de Tierras Blancas, ubicados en el flanco frontal del anticlinal La Caja (**Figuras 2.13 b y c**).

#### **2.3.2.7 Formación Parras**

Imlay (1944) definió como Formación Parras a una secuencia de lutita calcárea de grano muy fino ubicada entre las Formaciones Indidura y el Grupo Difunta en su localidad tipo, localizada en la parte oeste de la Sierra de Parras, Coahuila.

### **Litología y relaciones estratigráficas**

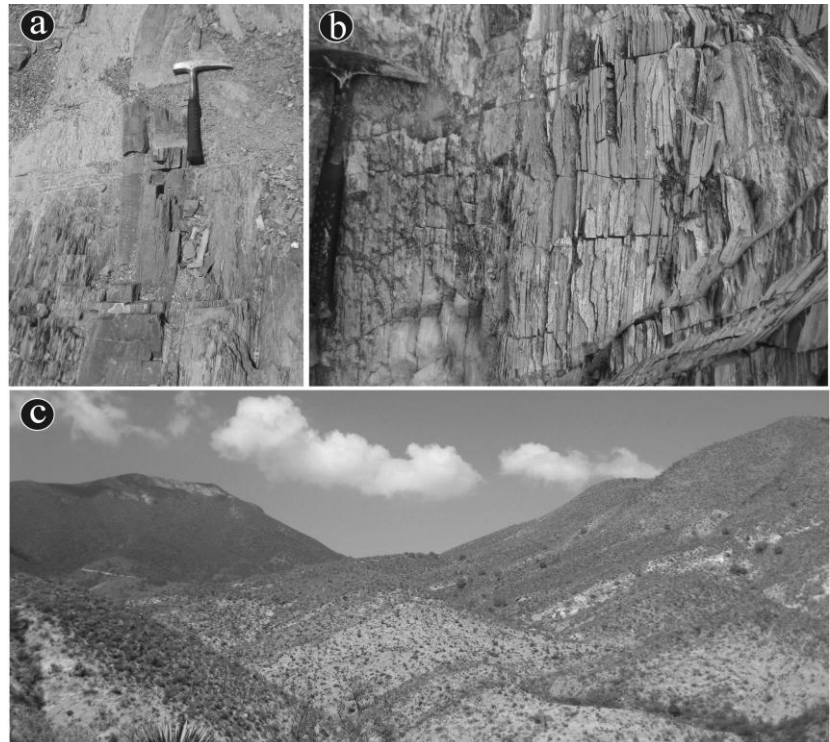
En el área de estudio la Formación Parras consiste de lutita negra de grano muy fino que intemperiza a color verde con espesores de 20 a 30 cm hasta laminar, con algunas intercalaciones de arenisca de grano fino de espesores que varían de delgados a gruesos (**Figuras 2.15 a y b**). Presenta abundante vetilleo relleno de calcita, así como, fracturamiento. Su contacto inferior con la Formación Caracol es concordante y transicional, mientras que se encuentra cubierta en discordancia angular por un conglomerado polimíctico del Terciario.

### Espesor y distribución

Se distribuye regionalmente dentro de la cuenca de Parras. Rogers *et al.* (1956) estima 1,300 m, en el área de Concepción del Oro. Peterson-Rodríguez (2001) reportó un espesor de 200 a 700 m en el anticlinorio La Casita, localizado al oriente de la Sierra de Parras. En el área de estudio aflora principalmente en el flanco frontal del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**). Su espesor completo no fue observado debido a que es cubierta por rocas del Terciario y por depósitos de coluvión; sin embargo, se estimó un espesor mínimo de 700 m a 1,400 m (**Figura 2.3a**).

### Edad y correlación

En base a su posición estratigráfica le han asignado una edad del Santoniano y se ha correlacionado con las Formaciones Caracol y San Felipe (Imlay, 1936; De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1956) quienes le asignan una edad del Coniaciano–Santoniano. También se ha correlacionado con la Formación Méndez y con la Formación Austin del noreste de México.



**Figura 2. 15:** Fotografías de la Formación Parras: a) lutitas laminares con estratos de arenisca de espesor medio; b) planos de lutita fisil; c) vista panorámica hacia el sw de la Formación Parras en el área de Bonanza-Chupaderos (al fondo la Sierra del Mascarón).

### 2.3.3 Terciario

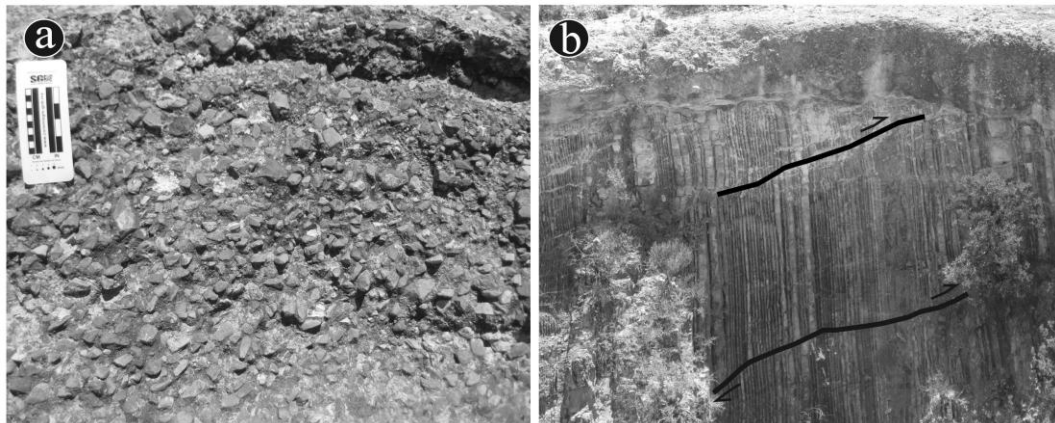
#### 2.3.3.1 Conglomerado Polimíctico

Rogers *et al.* (1956) se refieren como Conglomerado Mazapil a una secuencia continental expuesta en los arroyos localizados en la parte sur de la Sierra de La Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas.

##### Litología y relaciones estratigráficas

En el área de estudio aflora un conglomerado polimíctico constituido principalmente de fragmentos de caliza en un 85% con tamaños que varían de 2 a 10 cm hasta del tamaño de guijarros y bloques, inmersos en una matriz calcáreo – arcillosa de color amarillo a rojizo en algunas partes (**Figura 2.16a**). El grado de redondez varía de subanguloso a anguloso. También contiene en menor proporción clastos de arenisca de grano fino a medio de color café, lutita de color negro, así como clastos de rocas ígneas y cristales de cuarzo blanco.

Dicho conglomerado cubre en discordancia angular a las formaciones Caracol y Parras (**Figura 2.16b**) y se encuentra cubierto de manera concordante por material correspondiente al aluvión y coluvión.



**Figura 2. 16: Fotografías del conglomerado Polimíctico: a) Conglomerado constituido de fragmentos de caliza, arenisca y rocas ígneas; b) Contacto en discordancia angular entre el conglomerado polimíctico y la Formación Caracol.**



### **Espesor y distribución**

En el área de estudio el conglomerado polimíctico aflora en las partes bajas y arroyos localizados en el flanco frontal del anticlinal La Caja, específicamente en el área de Novillos, en los arroyos de Tierras Blancas, Los Tomates y Los Capulines; así como también en el área de Bonanza en los arroyos de Las Tórtolas y Chupaderos. En la porción sur del área de estudio, dicho conglomerado cubre a la secuencia sedimentaria del Cretácico y se expone en los arroyos Seco, La Tórtola, Ancho y San Gregorio (**Figura 2.4**). Su espesor es de 30 a 40 m (**Figura 2.3a**).

### **Edad y correlación**

Debido a que este conglomerado cubre discordante a las Formaciones del Cretácico Superior, se le asignó una edad del Terciario. Se correlaciona con la serie clástica de Ahuichila (Rogers *et al.*, 1956).

#### **2.3.3.2 Rocas intrusivas**

En el área de estudio se encuentran aflorando diferentes cuerpos ígneos (**Figura 2.4**) de aspecto masivo o como apófisis en la zona de la charnela o en forma de diques en el flanco frontal del anticlinal La Caja. Las relaciones de corte entre estos cuerpos, respecto a las estructuras deformadas correspondientes a la estructura regional, son de gran importancia para comprender la relación entre la deformación y el emplazamiento de magmas en el área de estudio. La clasificación petrográfica se realizó, mediante tablas de estimación visual, en ocho muestras representativas, cuyos porcentajes recalculados se muestran en la Tabla 2.1. A continuación, se describe a escala de afloramiento y microscópicamente los diferentes cuerpos ígneos documentados en este trabajo.

Tabla 2. 1: Tabla de análisis modal de las rocas intrusivas que componen a los Diques Colorado – La Pachona y al Intrusivo Providencia.

	Muestra	Plagioclasa	Feldespato	Cuarzo	Anfíbol	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Esfena	Minerales Opacos
<b>Diques Colorado - La Pachona</b>	M-125	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	---	⊖
	M-145	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	---	⊖
	M-270	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	---	⊖
<b>Intrusivo Providencia</b>	TM-01	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	---	⊖
	TM-02	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	---	⊖
	M-134	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖
	M-044	⊕	⊖	⊖	---	---	---	---	---
	M-241	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖

⊕ Abundante (40 - >60%)    ⊖ Intermedio (20 - 30%)    ⊖ Escaso (5 - 10%)    --- No observado

### 2.3.3.2.1 Intrusivo Providencia

En la porción sureste del área de estudio, sobre el camino que dirige al Poblado de Providencia se encuentra aflorando una roca ígnea de aspecto masivo con un área aproximadamente de 8 km<sup>2</sup>, extendiéndose hacia el SE, fuera del área de estudio (**Figura 2.4**).

Estructuralmente, este cuerpo se localiza en la zona de la charnela del anticlinal La Caja.

A escala de afloramiento, la roca es de color verde a gris claro que intemperiza a amarillo claro, presentando en algunas ocasiones una foliación incipiente cerca de su contacto con la roca encajonante, las cuales se observan basculadas

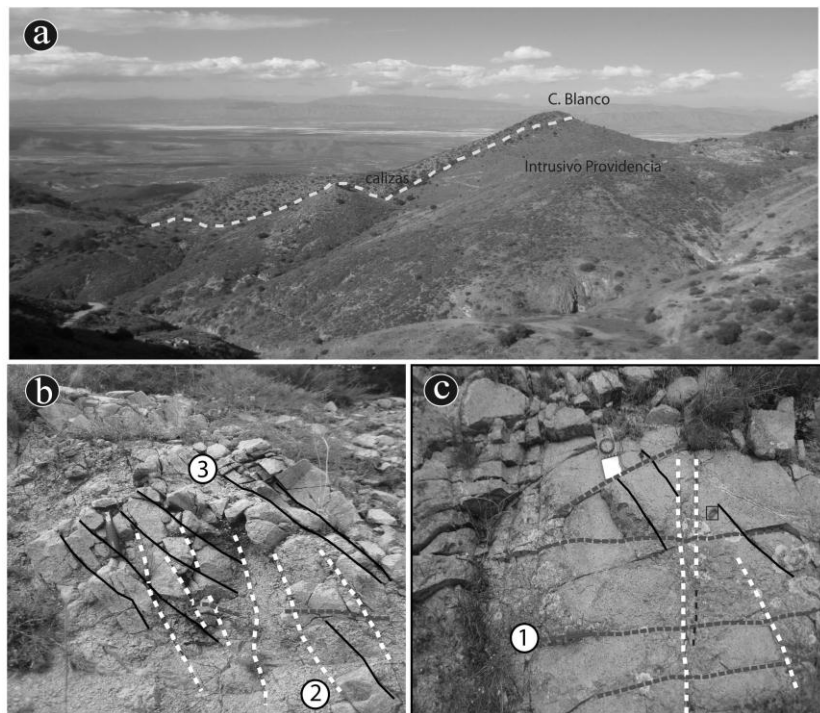


Figura 2. 17: a) vista panorámica hacia el norte del poblado de Providencia, mostrando el contacto entre las rocas sedimentarias y el intrusivo Providencia; b y c) aspecto del intrusivo con tres sistemas de fracturas.

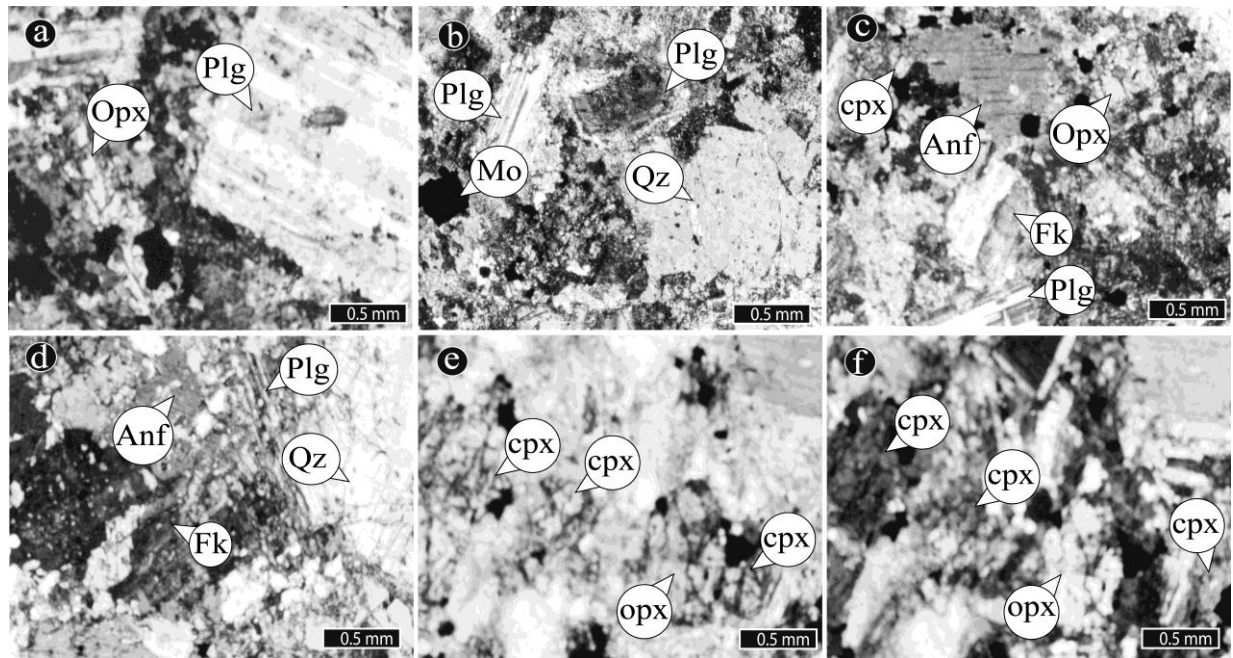
hacia el NE. Se observan dos sistemas de fracturas sistemáticas: uno vertical y el otro horizontal y un posible tercer sistema oblicuo (**Figuras 2.17 b y c**), los cuales son descritos con mayor detalle en el capítulo de Geología Estructural. En muestra de mano, la textura es porfídica y su mineralogía es muy homogénea y está constituida en orden de abundancia por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol, piroxeno y biotita como mineral accesorio.

#### **2.3.3.2.1.1 Petrografía**

Petrográficamente, las rocas correspondientes al cuerpo intrusivo Providencia, muestran un grado de cristalinidad de tipo holocristalina y una textura fanerítica a porfídica con una asociación mineralógica compuesta por plagioclasas (Plg) + cuarzo (Qz) + feldespatos (Fk) + hornblenda (Anf) + ortopiroxenos (Opx) + clinopiroxenos (cpx) + mica de Biotita (Mb) + esfena (sfe) y minerales opacos (Mo), esta mineralogía dentro de una matriz parcial a completamente alterada.

Generalmente, la plagioclasa es el mineral más abundante (60%) se observan fenocristales euhedrales a subhedrales, frecuentemente presentan zoneamiento y maclas de tipo Albita y Carlsbad o ambas (**Figuras 2.18 a y b**), ocasionalmente se observan texturas poikiliticas (**Figuras 2.18 a**) El cuarzo es el segundo mineral más abundante (15 – 20%) y se presenta rellenando los espacios intersticiales con formas anhedrales y tamaños <1mm (**Figura 2.18 b**). El feldespato se presenta en menor volumen (5%) presentando tamaños hasta de 2mm y con algunas maclas tipo Carlsbad o tipo enrejado (Microclina), observándose muy alterado (**Figuras 2.18 c y d**).

El anfíbol (20%) se observa con colores de birrefringencia de tercer orden (**Figuras 2.18 c y d**). El ortopiroxeno (5-10%) se encuentra como fenocristal con formas euhedrales y tamaños hasta de 2mm, presentando texturas ofíticas (**Figura 2.18e**), del mismo modo que el clinopiroxeno (5%) (Augita), el cual presenta una extinción inclinada a ondulosa (**Figura 2.18f**).



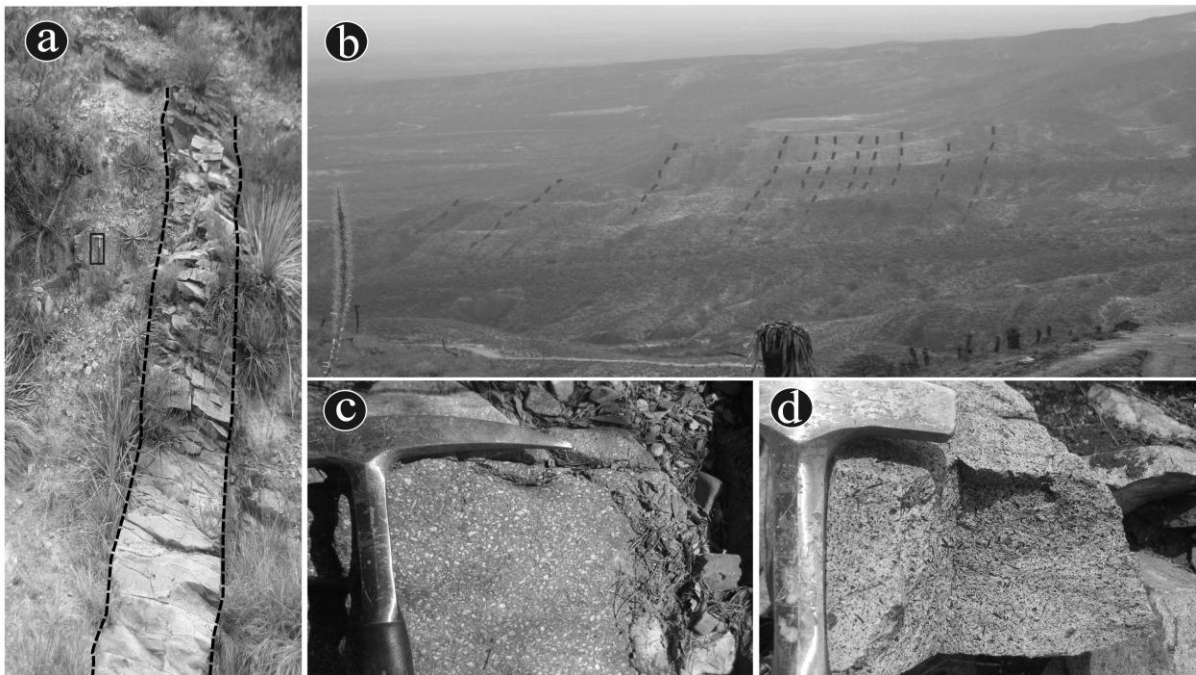
**Figura 2. 18:** Microfotografías de las muestras correspondientes al intrusivo Providencia: a) ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Plg) tipo albita con textura poikilitica; b) plagioclasas con bordes alterados a sericita (Plg), cuarzos mayores (Qz) a 1 mm y minerales opacos (Mo); c) feldespatos tipo carlsbad muy alterados (Fk) ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx); d) feldespatos con texturas poikiliticas y anfíboles con clivaje en dos direcciones (Anf); e) aspecto de ortopiroxenos (opx) y clino-piroxeno (cpx) (nicoses paralelos) y f) nicoses cruzados de inciso e.

### 2.3.3.2.2 Enjambre de diques El Colorado y La Pachona

En la parte norte del área de estudio, en los Cerros El Colorado y La Pachona (**Figura 2.4**), en el flanco frontal del anticlinal La Caja, afloran diversos cuerpos ígneos tabulares orientados de manera general E-W. Estos cuerpos se encuentran dispuestos de manera paralela a sub-paralela a los planos de estratificación correspondientes a las formaciones Indidura, Caracol y Parras (**Figuras 2.19 a y b**). En el afloramiento, la roca es color verde en superficies frescas y color gris a café en superficies intemperizadas, las cuales muestran abundante oxidación. La textura es porfídica y de grano más fino que las muestras correspondientes al intrusivo providencia. Su mineralogía, es muy homogénea, constituida en orden de abundancia por fenocristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo, y como minerales accesorios anfíbol y piroxeno.

La matriz es de grano fino a grano grueso y de color verde en superficie fresca (**Figura 2.19 c y d**). Es común la presencia de xenolitos de composición menos diferenciada, así como, fragmentos de rocas encajonantes.

Se observan también texturas bandeadas así como vetillas rellenas de cuarzo incoloro. También llegan a observarse cristales de granate en las zonas de contacto con las rocas encajonantes, así como, pirita y arsenopirita de manera diseminada.



**Figura 2. 19:** Fotografía del complejo de diques a) Dique de 30 cm de espesor, sub-paralelo a la estratificación; b) vista panorámica hacia el E, obsérvese el rumbo preferencial de los diques; c y d) variación composicional y textural en los cuerpos tabulares.

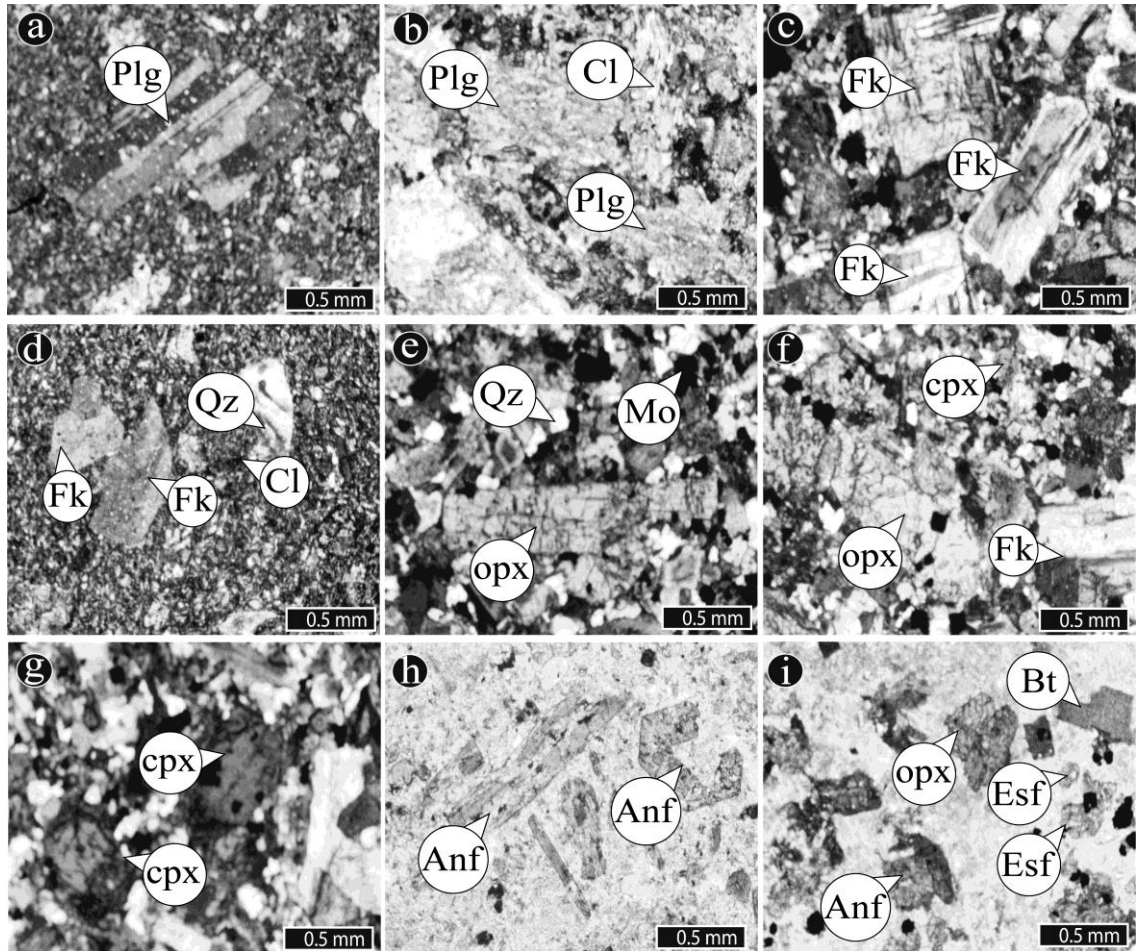
#### **2.3.3.2.2.1 Petrografía**

Petrográficamente, las muestras correspondientes al el enjambre de diques El Colorado – La Pachona tienen un grado de cristalinidad que varía de hipocristalina a holocristalina, con texturas que varían desde fanerítica a porfídica. La mesostasis es de tamaño más fino y consiste de microcristales de

plagioclasas con un arreglo que varía de pilotaxítico a intergranular, lo cual es diferente a lo observado en las muestras del intrusivo Providencia. Por otro lado, la asociación mineralógica es muy homogénea y está constituida en orden de abundancia por: plagioclasas (Plg) + feldespatos (Fk) + cuarzo (Qz)+ anfíbol (anf) + ortopiroxenos (Opx) + clinopiroxenos (cpx) + clorita + minerales opacos (mo). + esfenas (Esf). El mineral más abundante es la plagioclasa con 45%, con fenocristales con formas euhedrales a subhedrales y tamaños hasta de 2mm, exhibiendo maclado tipo Albita (**Figura 2.20a**) y tipo Carlsbad en menor proporción, presentando zoneamiento y en algunas ocasiones ocurren como aglomerados de cristales o rodeados por minerales ferromagnesianos, los cuales también se encuentran como inclusiones dentro de las plagioclasas. Se encuentran parcial o totalmente alteradas a sericita en su núcleo (**Figura 2.20b**).

El feldespato potásico es el segundo mineral más abundante (15 a 10%), siendo común observarlo en su variedad ortoclasa, la cual presenta maclas tipo Carlsbad así como la variedad microclina que exhibe un maclado tipo enrejado, o combinadas (**Figuras 2.20 c y d**). El cuarzo se presenta de manera secundaria de la misma forma que la calcita, rellenando vesículas y con bordes de reacción posiblemente de clorita (**Figuras 2.20 d y e**). El ortopiroxeno (Hiperstena) (15%) se presenta como cristales con formas euhedrales de 1 a 3 mm (**Figuras 2.20 e y f**). Generalmente, exhibe una tonalidad café claro con pleocroísmo débil a ausente, clivaje en dos direcciones (a 90°). Contiene inclusiones de minerales con colores de interferencia altos así como una textura intergranular. El clinopiroxeno (Augita) (10%) tiene formas subhedrales de 2 a 3 mm, presentando pleocroísmo débil y en algunas ocasiones texturas poikiliticas (**Figura 2.20 g**). El anfíbol se presenta como cristal subhedral de 2 a 4 mm llegando a estimarse hasta en un 20% del volumen total. Se encuentra con bordes de reacción de tonos amarillos y hábito acicular posiblemente de onfácita? y con inclusiones de piroxeno formando una textura poikilitica (**Figura 2.20 h**). Finalmente, la esfena se presenta como cristales con formas

euhedrales a romboidales, en un 2 a 3% respecto al volumen total, exhibiendo un relieve alto, pleocroísmo ausente y extinción paralela (**Figura 2.20 i**).



**Figura 2. 20:** Microfotografías representativas de las texturas y composición mineralógica de los diques pertenecientes al complejo de diques El Colorado y La Pachona.

Para la clasificación de las muestras descritas, se graficaron los porcentajes recalculados en un diagrama QAP (Streckeisen, 1976). En dicho diagrama (**Figura 2.21**) se observa que la composición de las muestras es muy homogénea, ubicándose seis de las ocho muestras en el campo de la cuarzomonzodiorita, mientras que una muestra (TM01) tiene un mayor contenido de Sílice, ubicándose en el campo de la tonalita y la muestra (TM02) mostro variación en su contenido de plagioclasa, ubicándose en el campo de la cuarzdiorita.

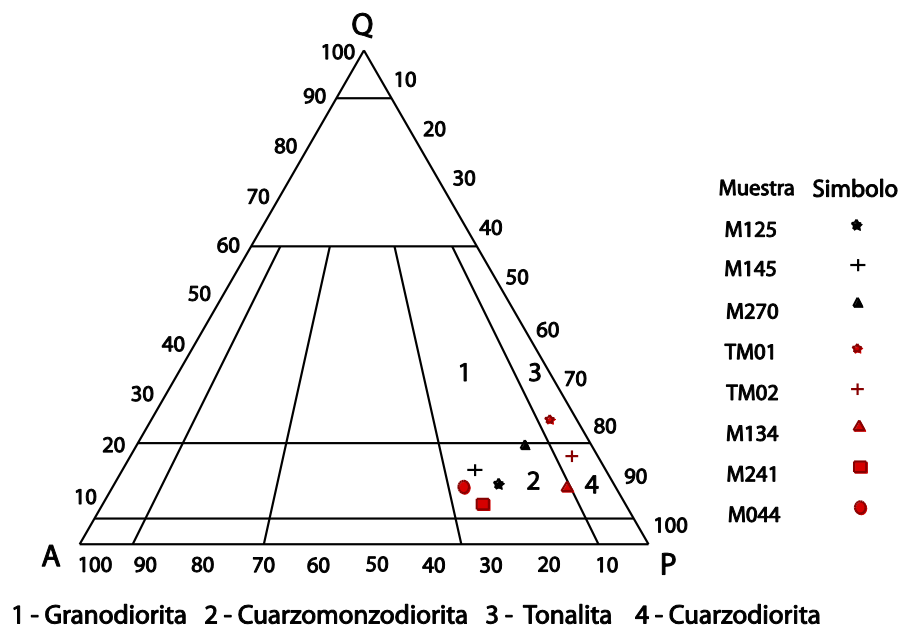


Figura 2. 21: Diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976 en Le Maitre, 2002) para las muestras de la tabla 2.1

### 2.3.3.2.3 Pórfido Riolítico

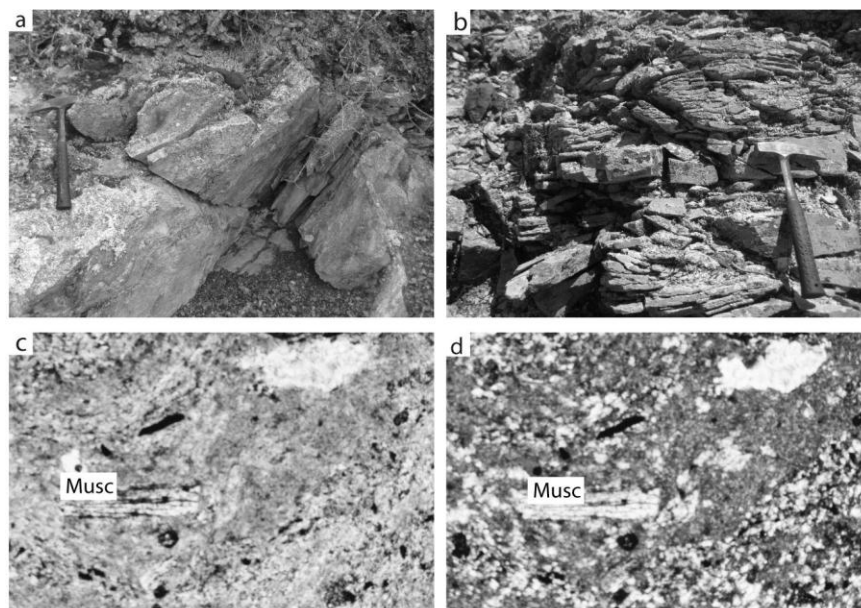
En la porción central del área de estudio aflora un cuerpo de forma semicircular que corresponde a una roca ígnea de composición ácida (**Figura 2.4**). Su textura es porfídica y fluidal, constituida en orden de abundancia por fenocristales de feldespato, plagioclasa, cuarzo y como mineral accesorio cristales alargados de muscovita. La mesotaxis es de grano fino y de color gris



en superficie fresca y gris claro a rosáceo en superficie intemperizada (**Figuras 2.18 a y b**).

### **Petrografía**

Petrográficamente muestran un grado de cristalinidad del tipo holohialina y una textura porfídica y fluídica que se observa en forma de bandeamiento. También se observan vesículas rellenas de vidrio, así como de cuarzo posiblemente secundario. Las plagioclasas se observan como el mineral principal en un 15 - 20%, las cuales se encuentran muy alteradas principalmente en sus bordes. Otro mineral observado es la moscovita de color transparente y habito acicular.



---

**Figura 2. 22: Fotografía del Pórfido Riolítico: Obsérvese a) aspecto y textura fluídica y b) fracturamiento por enfriamiento; c y d) Microfotografías en luz paralela y luz polarizada: obsérvese la textura fluídica.**

---

### **3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

#### **3.1 Introducción**

Los sistemas compresivos se caracterizan por mostrar una topografía positiva respecto al nivel del mar (Roure, 2008). Estos rasgos geomorfológicos son modificados continuamente por efectos de contracción tectónica, colapso post-orogénico, procesos termo-mecánicos en la litósfera ó astenósfera, así como, por el clima y otros procesos superficiales que controlan su tasa de erosión.

Dentro de los cinturones orogénicos se desarrollan diferentes tipos de cuencas, tanto en la zona interna o transpaís (*hinterland*) como en la zona externa o antepaís (*foreland*), cuya evolución es importante para el entendimiento de zonas de deformación situadas en límites de placas ó cercanas a estos. La zona interna, comúnmente se ubica cerca de los límites de placas, está caracterizada por una deformación de tipo dúctil penetrativa, magmatismo, metamorfismo y erosión. Entre tanto, la zona externa, que abarca la corteza superior, es afectada por procesos de deformación frágil, erosión y sedimentación (Dickinson, 1971).

Definir los eventos o fases orogénicas, así como, la edad de la deformación en un área específica es crucial para comprender la evolución de los cinturones orogénicos. El uso de las relaciones de corte observadas entre el plegamiento y fallamiento *versus* el emplazamiento de magmas, en conjunto con técnicas radiométricas y el análisis bioestratigráfico-sedimentológico de cuencas sedimentarias, ha permitido realizar interpretaciones confiables sobre la historia geológica de dichos cinturones (D'Adda, 2010).

Se han documentado diferentes cinturones de pliegues y cabalgaduras a lo largo del cinturón cordillerano de Norteamérica, destacando el cinturón Sevier (Armstrong, 1968) y la Provincia Laramide (Dana, 1896). La relación entre la deformación y el magmatismo en dichos elementos tectónicos ha sido abordada desde diferentes enfoques mediante el mapeo hasta el paleomagnetismo. De manera general diversos trabajos han documentado: i) intrusivos emplazados

en zonas de cizalla localizados en el sureste de Alaska Ingram y Hutton, (1994); ii) intrusivos emplazados de manera sin-tectónica en rampas de cabalgaduras dentro del cinturón Sevier (p.eg. Hamilton y Myers, 1974; Hamilton y Myers, 1974; Hyndman *et al.*, 1975; Kalakay, 2001; Lageson *et al.*, 2001; Filipone y Yin, 1994) y iii) intrusivos pos-tectónicos emplazados a lo largo de estructuras laramídicas, tales como los localizados en el borde este de la saliente de Helena, al oeste de la cuenca de Crazy Mountain, Montana (Harlan *et al.*, 1988). Recientemente, Ducea (2001) propone un modelo tectónico más complejo en el cual los periodos de acortamiento tectónico pueden ser relacionados con periodos de importantes magmatismo, correlacionando el evento de acortamiento del Cretácico Temprano (140-110 Ma) con el magmatismo del Cretácico Tardío (100-85 Ma) y al evento de acortamiento del Cretácico Tardío – Eoceno (85 – 55 Ma) (De Celles *et al.*, 1995; Curie, 2002) con el magmatismo del Cenozoico Temprano a Medio, típicamente ha atribuido a la reducción del ángulo de subducción de la placa Farallón (*flat slab*) que ocasiono la orogenia Laramide en Norteamérica (Coney y Reynolds, 1977).

En México, dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, la relación entre la deformación de secuencias sedimentarias y el emplazamiento de magmas ha sido reportada tanto en la parte interna (*hinterland*) como en la parte externa (*foreland*), asociando típicamente la deformación a la orogenia Laramide, (e.g. De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1956; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2007) mientras que el magmatismo se ha correlacionado con la migración del arco entre los 140 y 16 Ma (Clark *et al.*, 1982), de manera similar a lo documentado en el suroeste de Estados Unidos (Coney y Reynolds, 1977; Coney, 1990).

Por otro lado, el desarrollo de pliegues durante la génesis de los cinturones de pliegues y cabalgaduras está controlado por tres mecanismos diferentes: i) deslizamiento flexural; ii) esfuerzo longitudinal tangencial y, iii) acortamiento interno paralelo a la capa (Ramsay, 1967; Price y Cosgrove, 1990). La predominancia de uno de los tres mecanismos tendrá efectos en la geometría

del pliegue, la distribución del esfuerzo, así como en los tipos de estructuras desarrolladas durante la deformación (e.g. clivaje, las fracturas de tensión o de cizalla, pliegues y fallas). Dichas estructuras delimitan el estilo de deformación tanto en zonas de contracción como en las de extensión, y en conjunto su intensidad y distribución definen el patrón de deformación (Fischer y Jackson, 1999), el cual puede ser repetido a diferentes escalas, tanto regional como local. Además, dicho patrón está controlado por factores de distinta naturaleza como: i) estructurales, ii) estratigráficos y iii) ambientales, siendo los dos primeros los de mayor importancia en pliegues relacionados a fallas, típicos de cinturones de pliegues y cabalgaduras.

Diversos autores mencionan que los factores estructurales están ligados directamente con la evolución cinemática del pliegue, dependiendo de la posición estructural dentro del pliegue (Charnela o flanco), mientras que los factores estratigráficos dependen de la litología, la competencia de contrastes, la anisotropía y la interfaz del esfuerzo (Fischer y Jackson, 1999; Gutiérrez-Alonso, 1992; Gutiérrez-Alonso y Gross, 1999; Higuera-Díaz, 2005).

Los análisis de estructuras generadas durante la deformación, ya sea en una secuencia sedimentaria, Vulcano-sedimentaria o metamórfica, han sido de gran utilidad para definir las etapas o eventos de deformación llegando a establecer direcciones de paleoesfuerzos que combinados con otras ramas de la geología, como lo es el análisis de cuencas o la geocronología y el paleomagnetismo, han permitido importantes reconstrucciones tectono-estructurales.

El presente capítulo está dividido en tres apartados. En el primero se describen las estructuras regionales que limitan al área de estudio, así como, los principales lineamientos o estructuras mayores en el noreste de México. El segundo describe las relaciones de corte observadas entre las secuencias deformadas *versus* los cuerpos magmáticos, mediante la descripción de tres secciones geológicas. El tercero describe las diferentes mesoestructuras documentadas, las cuales se han agrupado en: i) estructuras sin-sedimentarias

(*slumps*) y ii) estructuras relacionadas a la deformación de las secuencias sedimentarias, la cuales se han separado en dúctil y frágil.

### **3.2 Metodologías**

El análisis estructural se realizo a diferentes escalas. Para el análisis de las estructuras regionales que limitan al área de estudio, se utilizo una imagen de satélite, en la cual se ubicaron los lineamientos regionales o estructuras mayores documentadas para la Sierra Madre Oriental en el noreste de México. Como se menciona en el Capitulo I, la cartografía consistió de transectos perpendiculares al anticlinal La Caja, con la finalidad de integrar un mapa geológico (**Figura 2.4**) y tres secciones geológicas que muestran las relaciones de corte entre la secuencia sedimentaria y los cuerpos intrusivos.

El análisis de las estructuras sin-sedimentarias (*slumps*), se utilizaron datos de ejes de pliegues, los cuales han sido llevados a la horizontal siguiendo los criterios de Woodcock, 1976, 1979. Para el análisis de otras estructuras relacionadas a los *slumps*, tales como fracturas, clivaje de plano axial y líneas de intersección entre la estratificación y el clivaje, se tomaron en cuenta las metodologías usadas por Debacker *et al.*, 2001; Debacker y De Mester, 2009 y Debacker, 2012.

Para la clasificación de las estructuras de tipo dúctil, se consideraron las mesoestructuras como mesopliegues, los cuales se clasificaron de acuerdo a: i) la inmersión de su eje, ii) con base en el echado de su plano axial y, iii) según su vergencia. También se consideraron en este tipo de estructuras a superficies de clivaje de plano axial, desarrollado en las Formaciones Caracol y Parras.

Dentro de las estructuras de tipo frágil se consideraron, por orden de ocurrencia: i) fracturas, ii) fallas, iii) estilolitas y iv) grietas de tensión. Para la clasificación de fracturas se tomaron mediciones en el eje de la estructura y en ambos flancos para todas las unidades estratigráficas, siguiendo las metodologías propuestas por Hancock (1985), estableciendo su orientación

respecto al eje del pliegue (p.e. fracturas perpendiculares ó fracturas paralelas) (Gutiérrez-Alonso, 1992; Gutiérrez-Alonso y Gross, 1997; 1999; Fischer y Jackson, 1999; Higuera-Díaz, 2005). La documentación de fallas se realizó midiendo: i) rumbo y echado del plano de falla; ii) el ángulo formado entre la estría y la horizontal (*pitch*) y, iii) el sentido del movimiento siguiendo los criterios propuestos por Petit (1987). Las estilolitas se clasificaron según la metodología de Dunne y Hancock (1994) considerando su relación con respecto a la estratificación en: i) diagenéticas, cuando son paralelas a la superficie de estratificación y, ii) tectónicas, cuando son verticales u oblicuas al plano de estratificación. De igual manera, las grietas de tensión se midieron siguiendo la metodología propuesta por Dunne y Hancock (1994).

### **3.3 Descripción de las estructuras regionales**

El área de estudio (**Figura 2.4**) se localiza en la parte interna (hinterland) de la Sierra Madre Oriental (SMO), que constituye uno de los elementos más importantes del CPCM (Campa, 1985). Dicho elemento está constituido por pliegues y cabalgaduras cuyas vergencias principales y direcciones de transporte tectónico, son hacia el norte y noreste, respectivamente (Campa, 1985; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz, 2011). La cadena montañosa tiene un rumbo general NW-SW en Chihuahua, que cambia a casi E-W entre Torreón y Saltillo, Coahuila, NE-SW entre Saltillo y Monterrey, N.L., a partir de donde cambia su rumbo en la saliente de Monterrey a casi NNW-SEE hasta Zongolica, Veracruz. En la **Figura 3.1** se pueden apreciar los principales paleo-elementos que rodean a la SMO, como el Bloque de Coahuila y el Alto de Tamaulipas al N y NE del área de estudio, respectivamente. Los límites entre los elementos mencionados, constituyen lineamientos, los cuales han sido de gran importancia para el entendimiento de la evolución estratigráfica y tectónica del Noreste de México, destacando: i) La falla San Marcos (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005); ii) lineamiento Saltillo – Torreón (De Cserna, 1976); iii) la falla Jimulco y, iv) el lineamiento San Tiburcio (Mitre-Salazar, 1989). Dichos lineamientos representan ejemplos de

estructuras relacionadas a la apertura del golfo de México, así como, a la subducción y/o acreción de terrenos Tectonoestratigráficos en la margen oeste de México a partir del Jurásico Superior (Coney y Reynolds, 1977; Coney, 1983; Campa y Coney, 1983) o la reactivación de fallas de basamento en forma durante la Orogenia Laramide (e.g. falla San Marcos; Chávez-Cabello, 2005).

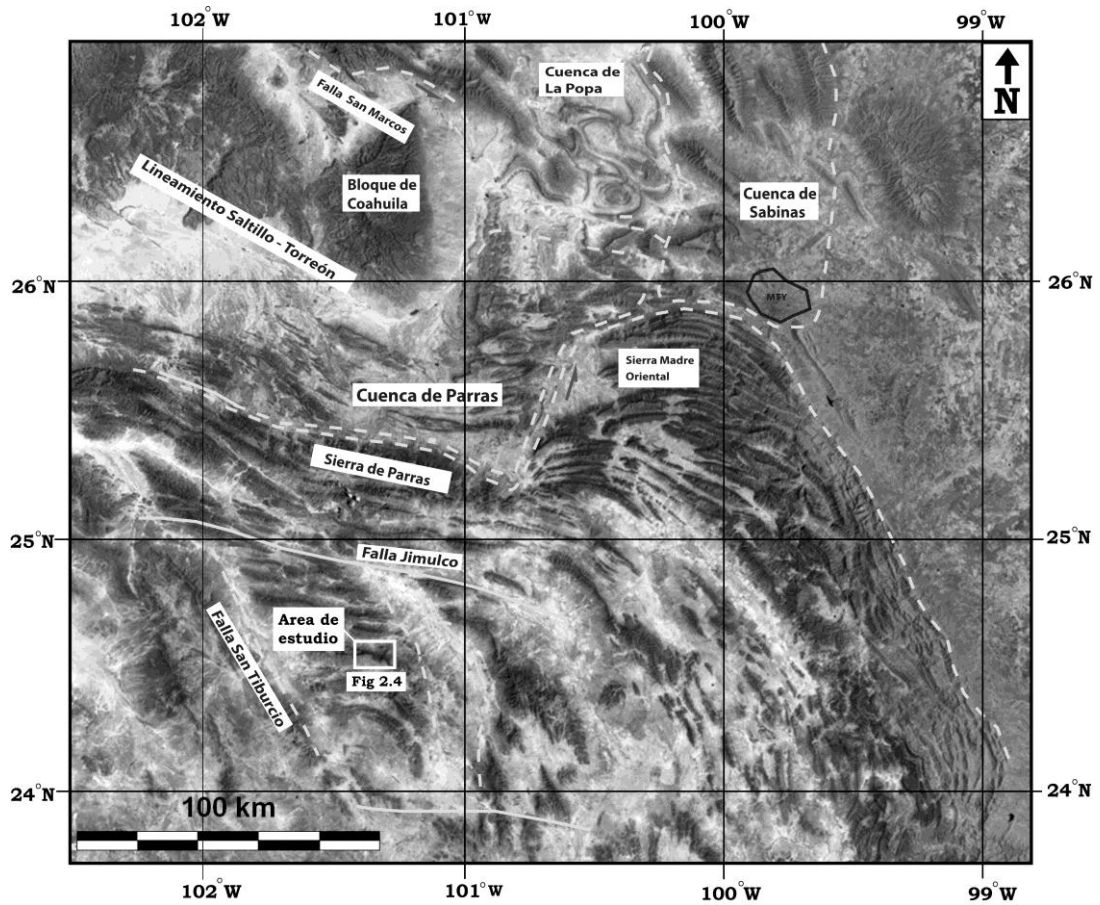


Figura 3. 1: Imagen de Satélite donde se observan las estructuras regionales de la Sierra Madre Oriental (Tomada de Marret y Aranda, 2001).

### **3.4 Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro**

Como se mencionó en el Capítulo I, diversos trabajos han sido realizados en este Cinturón, desde cartográficos – estructurales, geoquímicos y geocronológicos. Las estructuras que contienen a los diferentes cuerpos intrusivos (**Figura 3. 2**) se encuentran conformadas por secuencias sedimentarias del Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, descritas previamente en el apartado de Geología local. Estas estructuras corresponden a anticlinales separados por amplios valles cuya orientación varía desde E-W a WNW – ENE en la parte occidental (Sierra de La Caja) que cambian de rumbo a casi N-S en la parte oriental (Sierra de Rocamontes), observándose estructuras arqueadas a manera de salientes desde la Sierra La Caja, Sierra de Santa Rosa, Sierra de Santa Rita (**Figura 3.2**).

El estilo de deformación dominante en dichas estructuras corresponde a pliegues con vergencias hacia al noreste, así como, cabalgaduras con direcciones de transporte hacia el norte-noreste, sin embargo, la presencia de fallas que las limitan así como, la presencia de fallamiento a escala local, es de gran importancia para la comprensión del origen de las estructuras generadas por la deformación regional como para aquellas relacionadas con el emplazamiento de los cuerpos magmáticos (e.g., Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro; Chavez-Cabello *et al.*, 2007) (**Figura 3.2**).



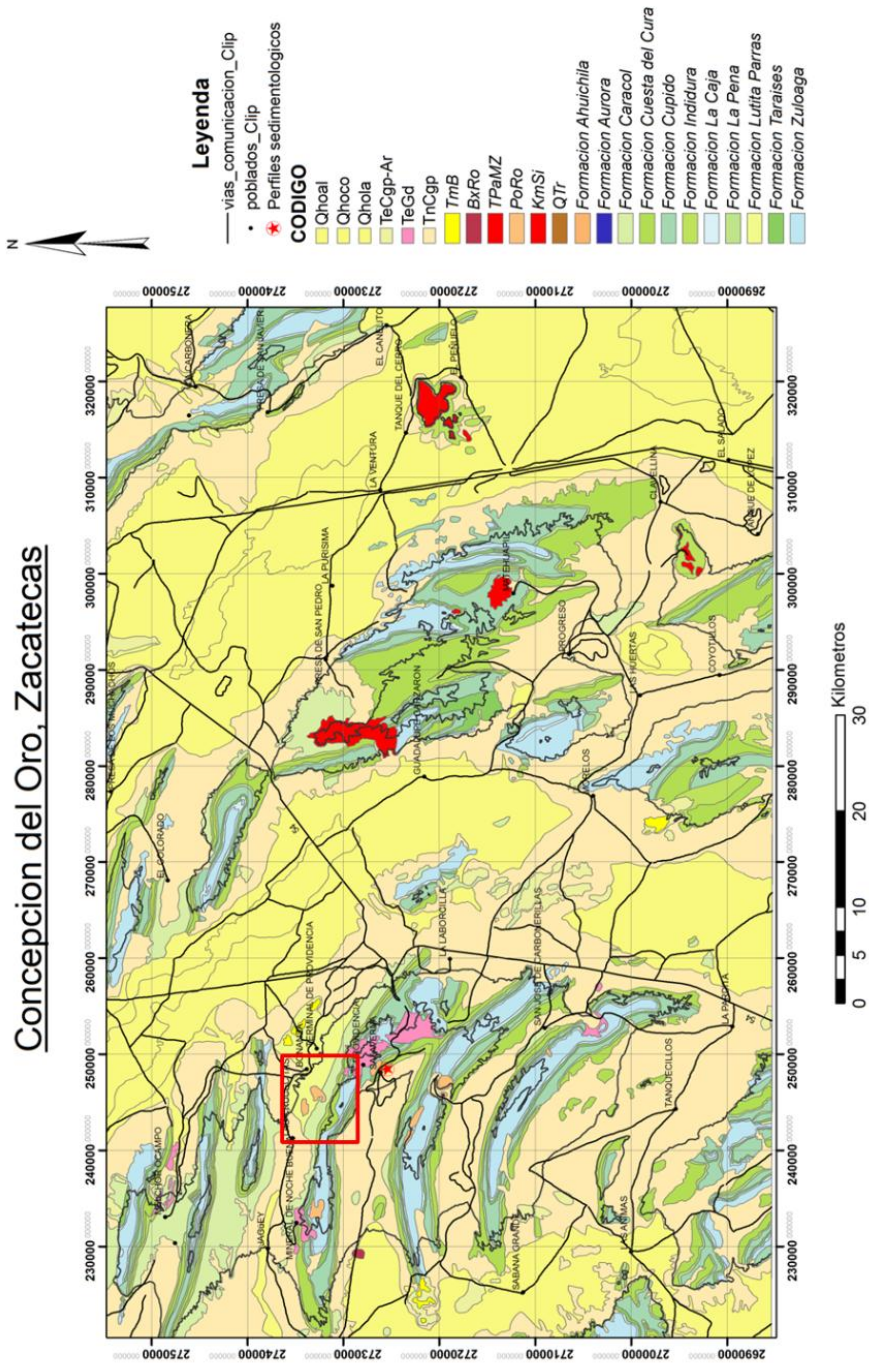


Figura 3. 2: Carta geológica que muestra las principales estructuras, así como los diferentes cuerpos intrusivos que comprenden al Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (Chávez-Cabello et al, 2007). En el recuadro rojo se resalta el área cartografiada a detalle en este trabajo. Tomado de Servicio Geológico Mexicano (2000).

### **3.5 Caracterización geométrico - estructural de la Sierra La Caja**

El área de estudio (**Figura 2.4**) corresponde a un segmento de una estructura anticlinal con un alto relieve topográfico, conocida como el Anticlinal La Caja (De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1956) limitado al norte por el valle de Bonanza y al sur por el valle de Mazapil. Estratigráficamente, el anticlinal La Caja está conformado en su núcleo por rocas del Jurásico Superior (Formación Zuloaga y Formación La Caja) y en sus flancos por secuencias carbonatadas y siliciclásticas del Cretácico Superior (**Figura 2.4**). Estructuralmente representa un pliegue asimétrico volcado con un plano axial inclinado al S-SW y una vergencia hacia el N-NE. Presenta variaciones graduales en el rumbo de su eje definiendo con ello una forma arqueada, estando orientado casi E-W hacia el occidente, WNW – ESE en la parte central y finalmente casi N-S al NNW-SSE hacia el este. De manera general, el flanco trasero del anticlinal La Caja presenta inclinaciones de  $\sim 50^\circ$  a  $\sim 70^\circ$  hacia el S – SW, disminuyendo hacia el núcleo de la estructura. Por otro lado, el flanco frontal se encuentra generalmente invertido con inclinaciones de  $\sim 60^\circ$  a  $80^\circ$  hacia el S-SW; sin embargo, localmente se observan numerosos pliegues de escala mesoscópica, principalmente en las formaciones del Cretácico Medio – Superior, en las que se han documentado variaciones locales en la orientación de sus planos axiales, vergencias, así como en la inmersión de sus ejes. El análisis de estas mesoestructuras se discuten en el apartado de Análisis de mesoestructuras del presente capítulo.

#### **3.5.1 Cabalgadura La Caja**

Un rasgo de suma importancia para el entendimiento de la geometría del anticlinal La Caja es una cabalgadura que afecta a dicha estructura en su flanco frontal. Rogers *et al.* (1956) y De Cerna, (1956), se han referido a esta falla como la cabalgadura La Caja, observada en este trabajo específicamente en el área oeste y centro del área de estudio.

La cabalgadura La Caja tiene un orientación general E-W, presentando variaciones en su rumbo correspondientes a la actitud de la estructura mayor (anticlinal La Caja; **Figura 2.4**) y una inclinación que varía de 30° a 60° hacia el sur-suroeste, indicando una dirección de transporte hacia el N-NE (**Figuras 3.3 y 3.5**, Secciones A-A' y B-B'). Dicha zona de falla en algunas partes esta evidenciada por una brecha constituida por fragmentos de caliza no muy extensa, así como, por zonas de abundante recristalización.

### **3.5.2 Secciones Geológico – Estructurales**

Para fines descriptivos e interpretativos, el área de estudio se ha dividido en tres sectores: i) sector oeste, ii) sector centro y iii) sector este. En cada sector se realizó una sección geológico – estructural representativa (sección A-A', sección B-B' y sección C-C', respectivamente), trazadas perpendicularmente al eje del anticlinal La Caja y con la finalidad de representar las relaciones de contacto entre las sucesiones estratigráficas, las relaciones de corte entre las estructuras plegadas y las rocas intrusivas, así como, las actitudes principales de las estructuras medidas (estratificación, pliegues, fracturas y fallas). A continuación, se describen de manera general dichas secciones, cuya interpretación se discute en el Capítulo 4.

#### **3.5.2.1 Sector Oeste - Sección A- A' (Novillos - Mazapil)**

La sección A-A' (**Figura 3.3**) se localiza en la parte occidental del área de estudio (**Figura 2.4**), con una orientación general SSW-NNE casi perpendicular al rumbo general del anticlinal La Caja. La sección corta la secuencia estratigráfica completa, presentándose las formaciones más antiguas en el núcleo de la estructura y las unidades más jóvenes hacia sus flancos. Estructuralmente, se define un pliegue asimétrico modificado en su parte frontal por la cabalgadura La Caja, la cual tiene una inclinación promedio de 45° hacia el SW, indicando una dirección de transporte hacia NE. Esta falla pone en contacto a la Formación Zuloaga con la Formación Tamaulipas Inferior (**Figura 3.3**).

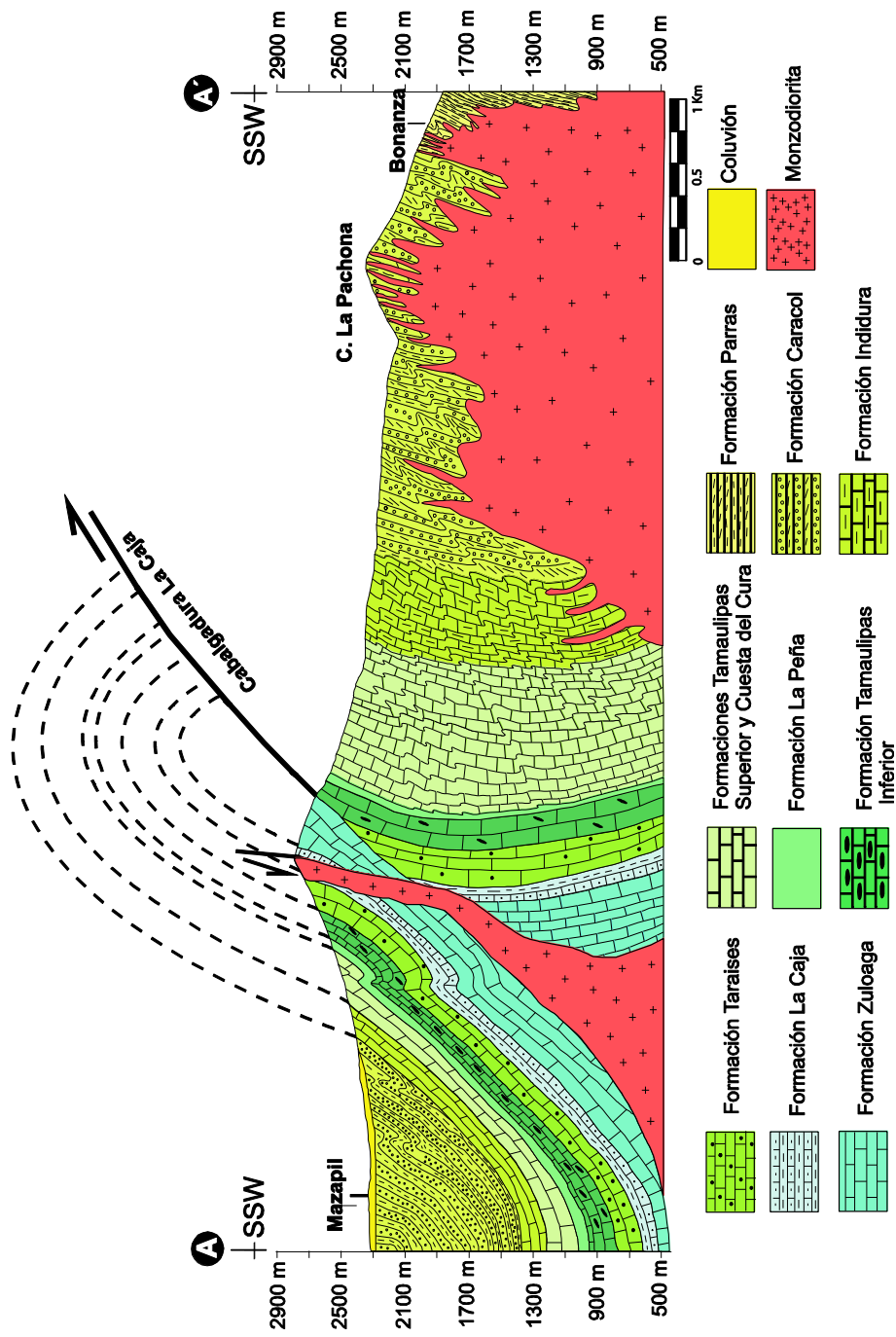


Figura 3. 3: Sección Geológico – estructural B-B'

El flanco frontal se encuentra invertido presentando inclinaciones promedio de  $60^{\circ}$  a  $50^{\circ}$  hacia el SW, denotando una vergencia general de la estructura hacia el N-NE. Por otro lado, el flanco trasero se presenta en posición normal con inclinaciones promedio de  $50^{\circ}$  a  $70^{\circ}$  hacia el SW disminuyendo hacia la charnela de la estructura. Los mesopliegues se presentan principalmente en las unidades del Cretácico Medio a Superior, los cuales tienen a formar pliegues de tipo chevrón, caracterizados por: i) formas que varían desde apretados a amplios; ii) ángulo interlimbo de  $45^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , trazas axiales de débilmente inclinadas a fuertemente inclinadas hacia el SW, principalmente, y vergencias hacia el N -NE (**Figuras 3.4 a y b**) y, iii) ejes con inmersión de bajo ángulo tanto al NW como al SE. Otras estructuras de tipo contráctil observadas en esta sección son los pliegues ptigmáticos (**Figura 3.4c**) presentes en vetas de calcita, las cuales comúnmente se observaron en la charnela de la estructura, principalmente dentro de la Formación Zuloaga.

Otros elementos estructurales observados en esta sección, al menos de manera local, incluyen fallas inversas con una dirección de transporte contraria a la de la cabalgadura La Caja (**Figura 3.4d**), correspondientes a fallas de tipo *back-thrust faults* según la terminología de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (Marshak y Woodward, 1988).

En este sector se presentan estructuras extensionales de manera local, tales como fallas normales con rumbos casi E-W y fallas de tipo lateral derecha con rumbos que varían de NW – SE a casi E-W, observadas en las formaciones Cuesta del Cura (**Figura 3.4e**) y Zuloaga (**Figura 3.4f**), así como, fallas laterales de cinemática izquierdas y normales relacionados a la falla Las Mulas y con el emplazamiento del intrusivo situado en el flanco trasero del anticlinal La Caja (**Figura 3.3**).

En la parte norte de esta sección se observan diversos cuerpos intrusivos, los cuales cortan a las secuencias sedimentarias plegadas en forma de dique-estratos. Dichos cuerpos pertenecen a un enjambre de diques, denominados de manera informal como enjambre de diques El Colorado – La Pachona, con una

actitud estructural paralela a semiparalela respecto a la estratificación y un rumbo general casi E-W y con un espesor que varía desde los 50 cm hasta 2-3m. Su composición varía de cuarzomonzodiorítica a granodiorítica (**ver Capítulo 2**). En algunas partes se observaron asociados a zonas de falla, principalmente laterales y normales con un rumbo que varía de E-W a NW – SE, observadas en las diferentes formaciones de carácter sedimentario que conforman el flanco frontal del anticlinal La Caja (**Figuras 3.4e y f**). Por otro lado, en la zona de la charnela de la estructura se encuentra un cuerpo intrusivo de composición cuarzomonzodiorítica denominado informalmente en este trabajo como el intrusivo Mascarón. En esta sección el intrusivo Mascarón se asocia a una posible falla normal (Falla Las Mulas) de alto ángulo, la cual corta a la Formación La Caja cerca de su contacto con la Formación Taraises (**Figura 3.3**) y que, posiblemente, fue aprovechada como conducto para el ascenso del material magmático que definió al intrusivo Providencia.

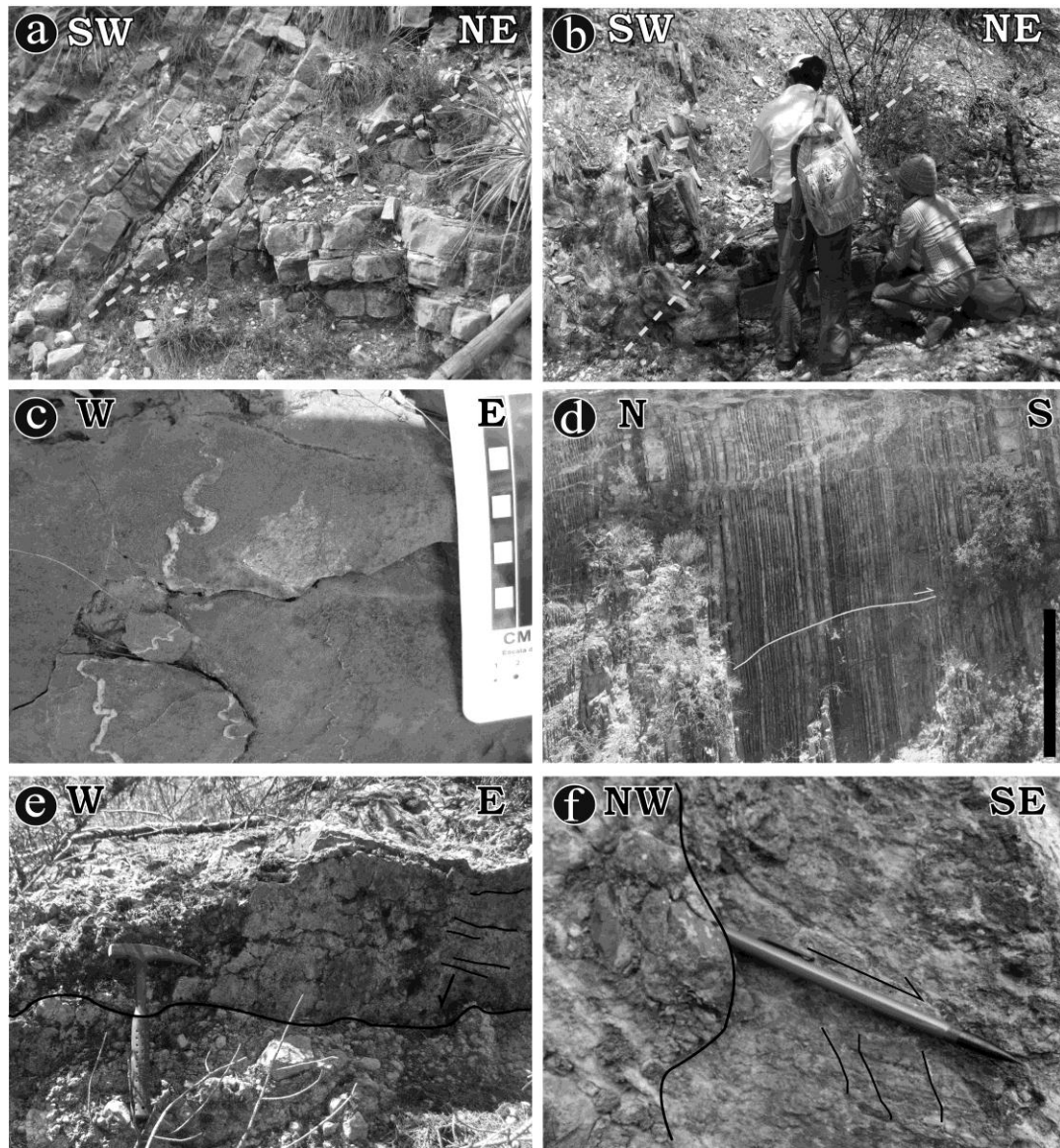


Figura 3. 4: Mesoestructuras representativas del sector oeste (sección A-A') a y b) pliegues tipo chevrón con planos axiales inclinados hacia el SW en la Formación Cuesta del Cura y Formación Caracol, respectivamente; c) pliegues ptigmáticos en vetas de calcita de la Formación Zuloaga; d) pequeñas fallas en dirección contraria a la dirección de transporte regional (la barra mide aproximadamente 3 metros); e) plano de falla normal dentro de la Formación Cuesta del Cura; f) plano de falla lateral con abundante oxidación dentro de la Formación Zuloaga. (Las líneas indican los posibles escalones de las fallas y las flechas indican las estrías, indicando la dirección de movimiento del bloque faltante).

### 3.5.2.2 Sector centro - Sección B-B' (Sierra Mascaron)

La sección B-B' (**Figura 3.5**) se localiza en la parte central del área de estudio y está orientada NE-SW, cambiando su orientación a casi N-S y dispuesta perpendicularmente al anticlinal La Caja. De igual manera que en la sección A-



A', en esta sección se observa la secuencia estratigráfica completa, observando las formaciones más antiguas en el núcleo y las más jóvenes hacia sus flancos. Estructuralmente se observa un pliegue asimétrico de mayor amplitud respecto a la sección A-A', en cuyo flanco frontal también se observó la Cabalgadura La Caja, la cual presenta una inclinación promedio de  $\sim 20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  hacia el S, menor a la observada en la sección A-A' (**Figura 3.6a**). Dicha falla pone en contacto a la Formación Zuloaga con la Formación Tamaulipas Superior (**Figura 3.5**). El resto del flanco frontal se encuentra ligeramente invertido con inclinaciones de  $70^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  hacia el S, mientras que el flanco trasero está en posición normal con inclinaciones promedio de  $\sim 80^{\circ}$  a  $\sim 70^{\circ}$  hacia el S-SW.

De manera general, el estilo de plegamiento en esta sección es similar al observado en la sección A-A', observándose ejes de pliegues con rumbos E-W caracterizados por: i) formas que definen pliegues apretado a amplios; ii) ángulo interlimbo de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$ , con trazas axiales de débilmente inclinadas hacia el SW y vergencias principales hacia el N-NE (**Figura 3.6b y c**) y, iii) ejes con inmersión de bajo ángulo tanto al NW como al SE, como se observa en los diagramas de polos de cada formación (**Figura 3.9A**). De igual manera que en la sección A-A', en el flanco frontal del anticlinal La Caja, se encuentran aflorando numerosos diques correspondientes al enjambre de diques El Colorado-La Pachona. Estructuralmente, dichos cuerpos están son paralelos a subparalelos a la estratificación, generando con ello una zona amplia de recristalización, evidenciada por la presencia de minerales de metamorfismo de contacto (e.g. granates; **Figura 3.6d**). En la parte media de esta sección, correspondiente al núcleo del anticlinal La Caja, la Formación Zuloaga contiene abundantes fracturas verticales dispuestas en estratos medianos casi horizontales (**Figura 3.6e**). En la misma zona, es cortada por un cuerpo ígneo de composición ácida de aproximadamente  $800 \text{ m}^2$  (Pórfido riolítico; **Figura 3.6f**) (ver capítulo 2). El emplazamiento de este cuerpo en la zona axial de la estructura pudiera estar asociado a la cabalgadura La Caja (**Figura 3.5**).



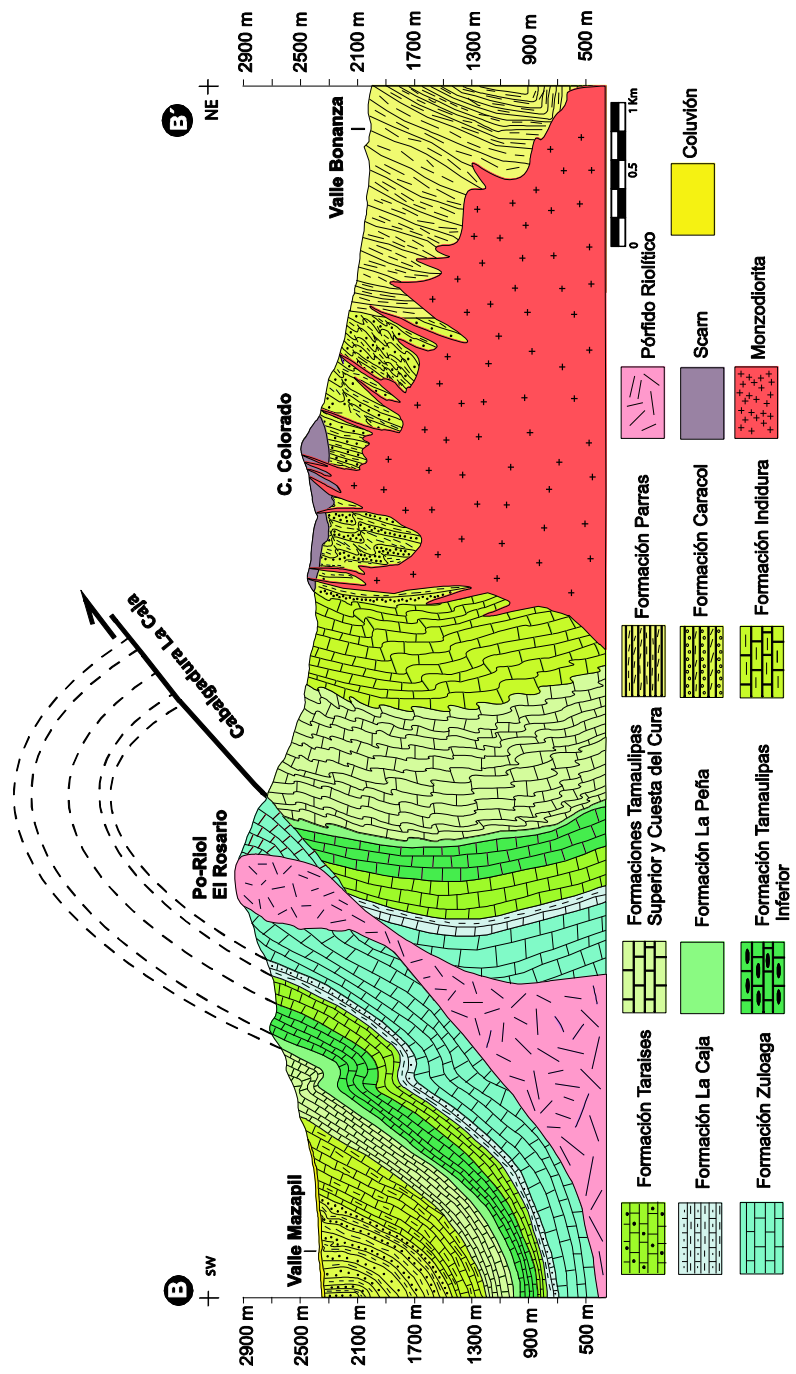
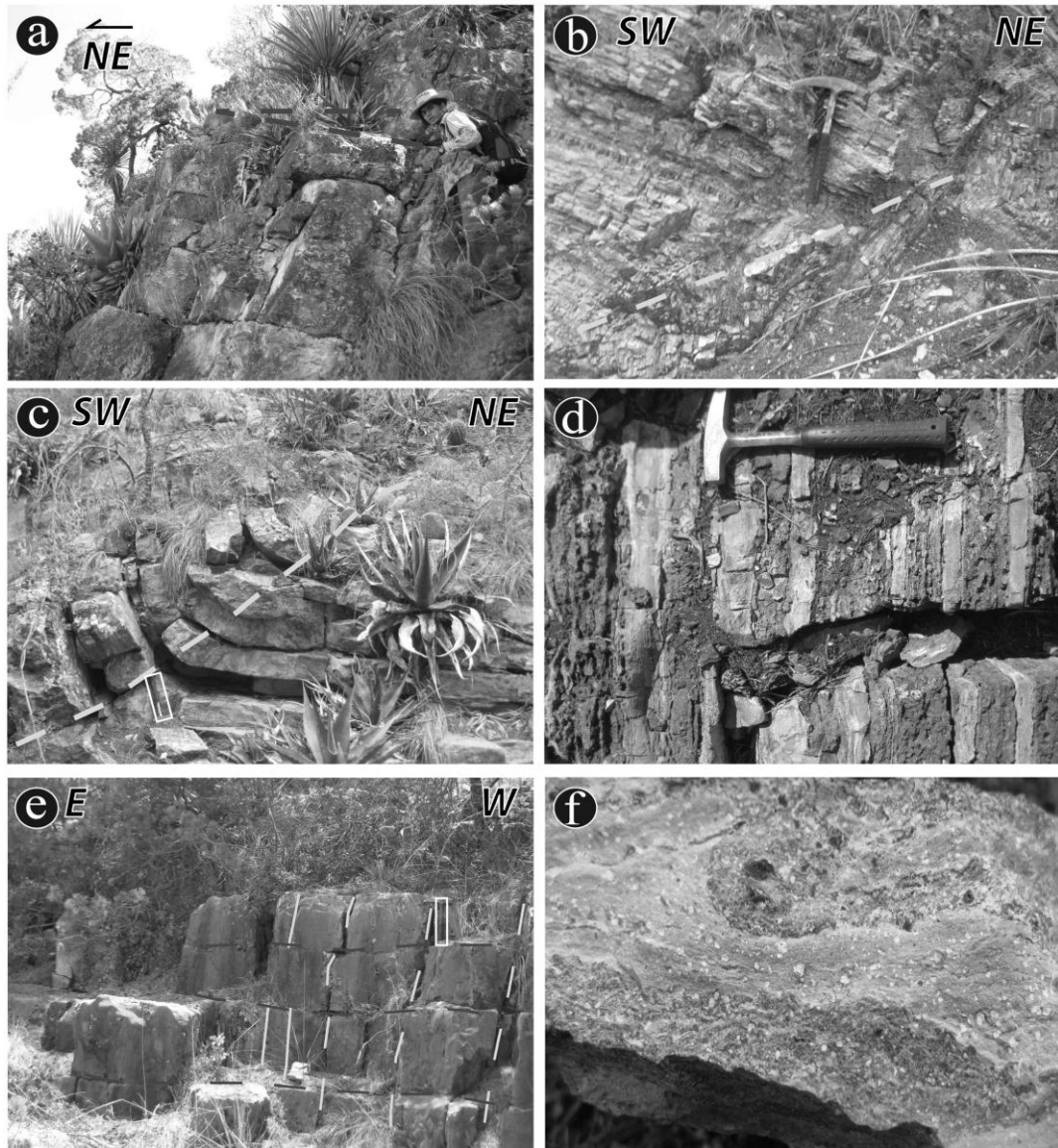


Figura 3. 5: Sección Geológico – estructural B-B'



**Figura 3. 6:** Fotografías representativas del sector centro (sección B – B'). a) caliza de espesor mediano basculadas hacia el SW, correspondientes a la cabalgadura La Caja con dirección de transporte hacia el NE; b) pliegue apretado de la Formación Indidura con superficie axial moderada a débilmente inclinada con vergencia al NE; c) pliegue amplio con superficie axial moderada a fuertemente inclinada con vergencia hacia el NE en la Formación Cuesta del Cura (Martillo en recuadro blanco); d) zona de skarn dentro de la Formación Indidura. e) fracturas verticales a la superficie de estratificación localizadas en la charnela del anticlinal la Caja en calizas de la Formación Zuloaga (Martillo en recuadro blanco). f) textura en muestra de mano del pórfido Riolítico que corta al eje de la estructura.

### 3.5.1.1 Sector este - Sección C- C' (La Bufa – Gavilán)

La sección C-C' (**Figura 3.7**) se localiza en la parte sureste del área de estudio y está orientada SW-NE, dispuesta casi perpendicularmente al anticlinal La Caja. Dicha sección corta en su parte media a la Formación Zuloaga en el área de la charnela de la estructura, donde se encuentra cortada por el Intrusivo Providencia (**Figura 3.8a**), observándose abundantes zonas de recristalización (**Figura 3.8b**). Estructuralmente, en esta sección se observa que el pliegue ha sido modificado por el emplazamiento del cuerpo intrusivo, debido a que en esta sección no se observa a la cabalgadura La Caja, sin embargo, llegan a observarse algunos indicadores cinemáticos cuya cima tienen una dirección de movimiento hacia el N-NE similar a la dirección de transporte de la cabalgadura (**Figuras 3.8c y d**), lo que sugiere que el intrusivo asimilo dicha zona de falla, así como parte de las formaciones La Caja y Zuloaga en el núcleo de la estructura.

El estilo de plegamiento en esta sección es similar al observado en las secciones A-A' y B-B' (**Figuras 3.3 y 3.5**) dentro de las formaciones calcáreo – arcillosas del Cretácico Superior, con pliegues tipo chevrón con trazas axiales débilmente inclinadas hacia el SW y vergencias principales hacia el N-NE. Otras estructuras a resaltar en esta sección pertenecen a: i) pliegues con ejes verticales visibles principalmente en bandas de pedernal y ii) estructuras en forma de dúplex posiblemente asociadas a fallas laterales (**Figura 3.8e**), así como estructuras de tipo *boudinage*.

Por otro lado, hacia el flanco frontal del anticlinal La Caja, se observa la continuidad de los diques descritos previamente en las secciones A-A' y B-B'. Dichos cuerpos tienen un rumbo preferencial E-W (**Figura 3.8f**) y es común observar relaciones de corte, donde el intrusivo corta a la secuencia sedimentaria, generando amplias zonas de recristalización y rebaje magmático (**Figura 3.8g**).

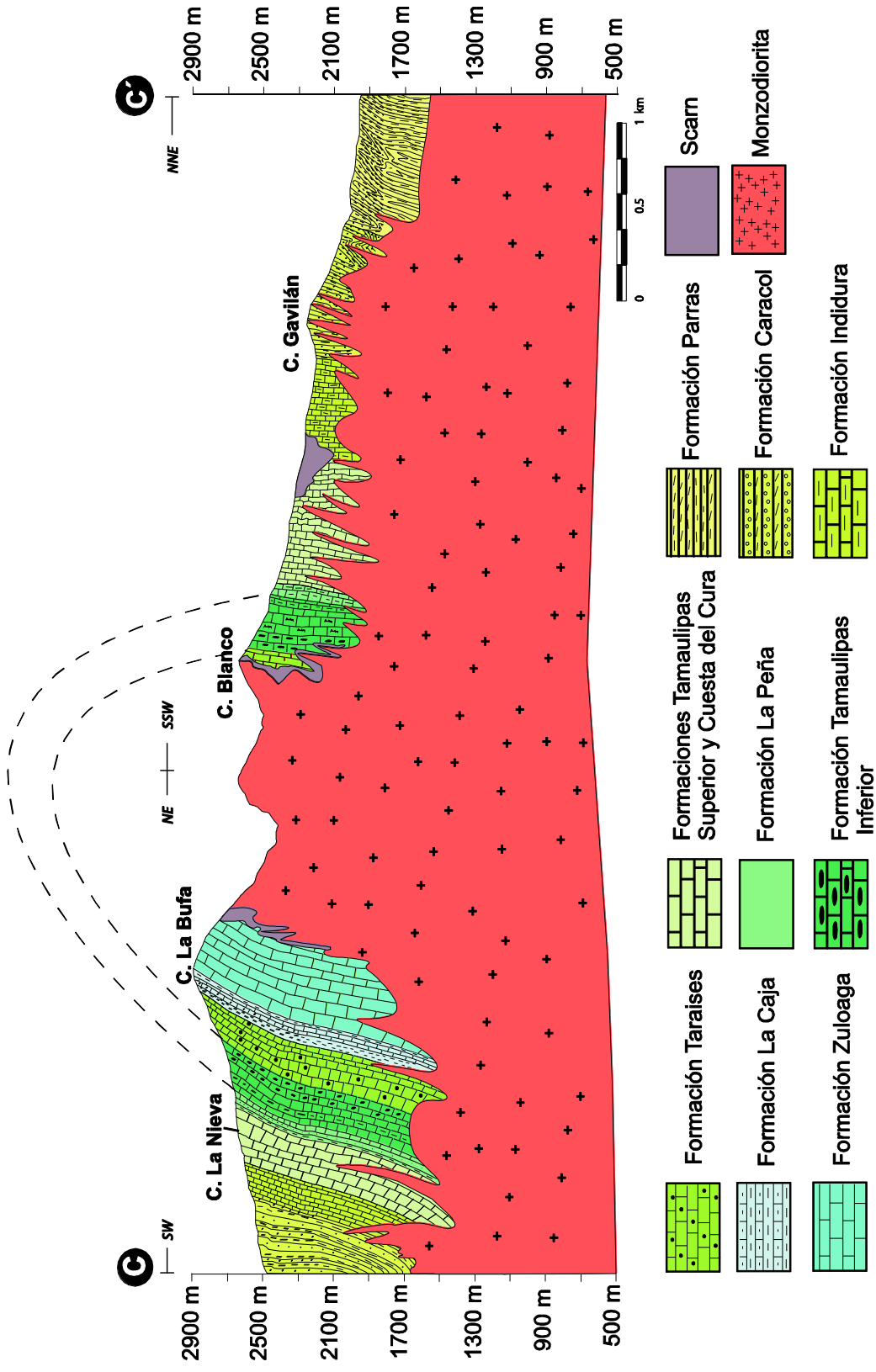
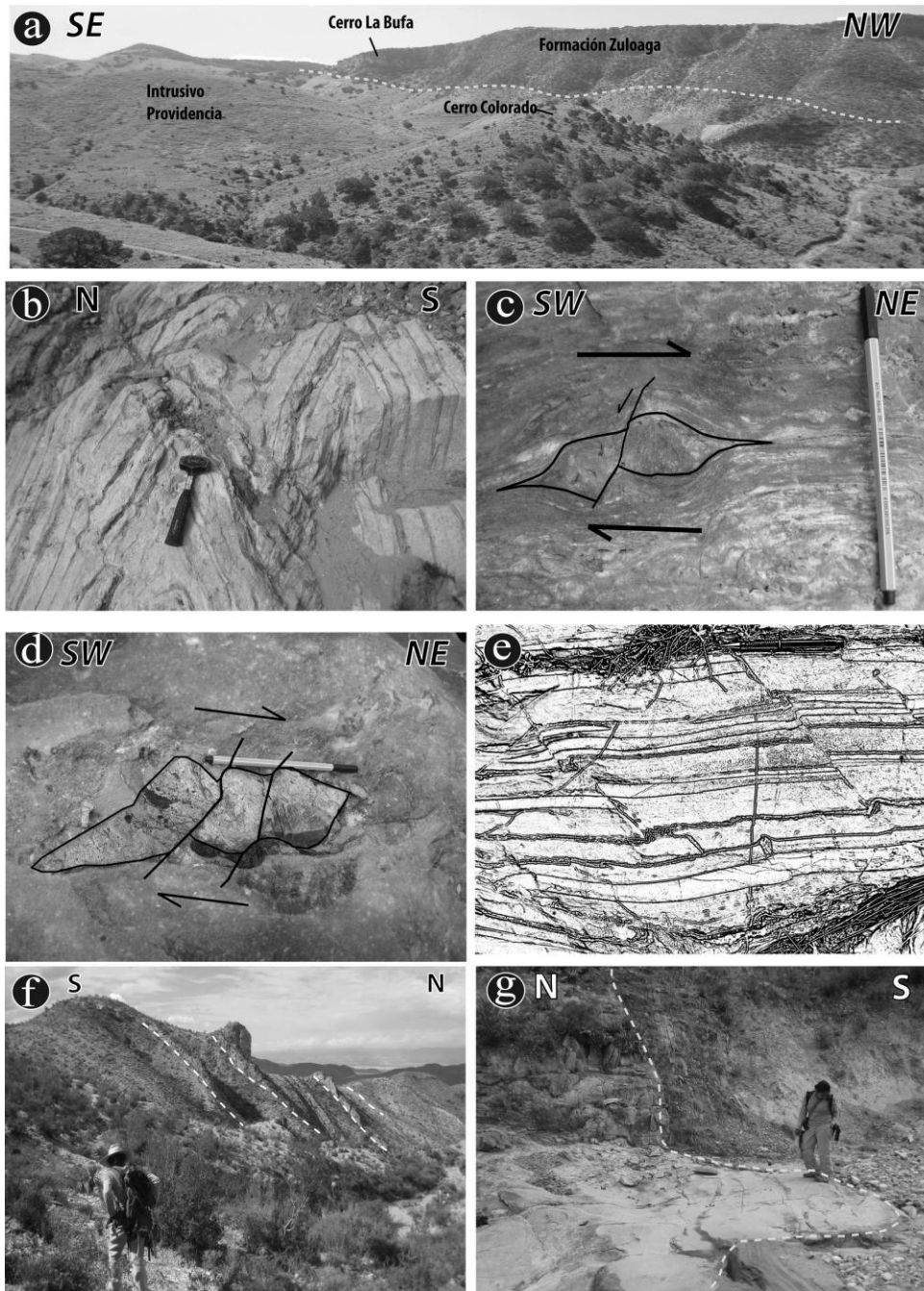


Figura 3. 7: Sección Geológico – Estructural C – C'



**Figura 3. 8:** Fotografías representativas de la sección C-C'. a) vista panorámica del posible contacto entre el intrusivo Providencia y la caliza de la Formación Zuloaga; b) pliegues apretados dentro de zona de skarn de la Formación Indidura, c y d) indicadores cinemáticos cuya cima indican un movimiento hacia el NE; e) fallas laterales menores; f) vista panorámica de diques orientados casi E-W pertenecientes al intrusivo Colorado. g) relación de corte entre dique (color claro) y la Formación Indidura como roca encajonante.

### **3.6 Análisis de las mesoestructuras principales**

El presente apartado describe las principales mesoestructuras documentadas en el área de estudio, las cuales son elementos que ocurren en pliegues relacionados a falla, cuya presencia y edad relativa son importantes para definir una posible evolución durante la deformación de una región específica. Dichos elementos se han clasificado en: i) estructuras de tipo dúctil (pliegues) y ii) estructuras de tipo frágil (fracturas, estilolitas tectónicas, grietas de tensión y fallas). Dicho análisis ha permitido una interpretación estructural del anticlinal La Caja, tomando en cuenta el estilo estructural observado dentro de las secuencias sedimentarias, así como la relación que dicha fábrica guarda respecto al emplazamiento de los cuerpos magmáticos presentes en la zona.

#### **3.6.1 Deformación Dúctil**

##### **3.6.1.1 Pliegues**

Como se mencionó anteriormente, la estructura principal en el área de estudio corresponde al anticlinal La Caja (De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1956), el cual representa a un pliegue anticlinal asimétrico con su flanco frontal invertido, eje orientado E-W en el sector oeste, con un cambio a WNW – ESE y NW-SE en el sector centro y este, respectivamente. De manera general, se observa una variación local en la inmersión de su eje, presentándose inmersiones tanto al NW como al SE con un promedio estimado de 20° (**Figura 3.9**). En el flanco frontal, el anticlinal La Caja está modificado por una cabalgadura la Cabalgadura La Caja.

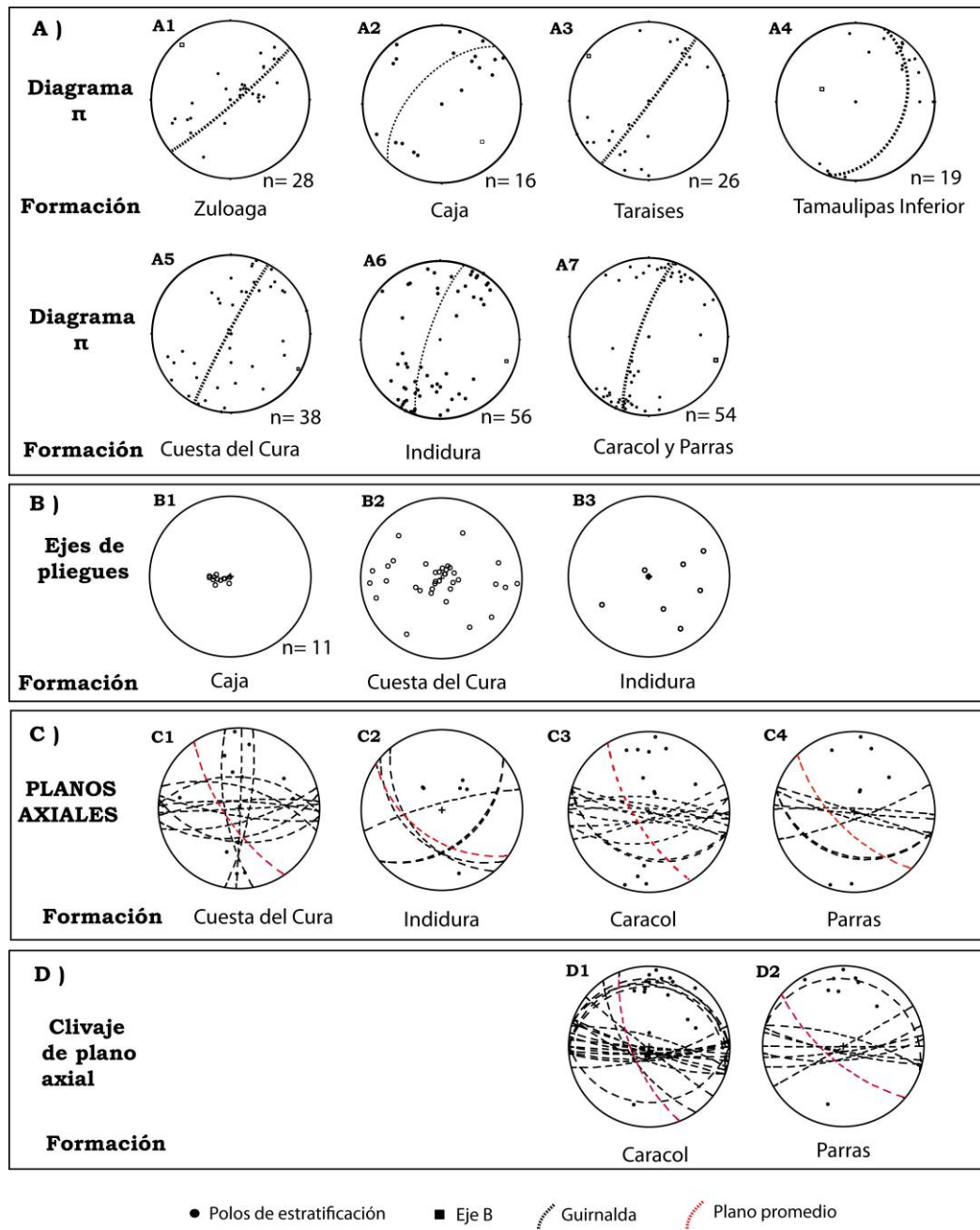
Por otro lado, los mesopliegues fueron documentados en la Formación La Caja (Jurásico Superior), así como dentro de las Formaciones del Cretácico Medio-Superior (Cuesta del Cura, Indidura y Caracol). Las diferencias observadas en estas mesoestructuras han permitido que el plegamiento sea agrupado en dos tipos principales. Esta agrupación está basada en varios elementos incluyendo la litología en que se encuentran y sus elementos geométricos como: i) orientaciones preferenciales de los ejes de pliegues, tomando en cuenta tanto

los ejes de pliegues calculados en diagramas tipo  $\pi$  a partir de datos de estratificación como los ejes obtenidos directamente en el afloramiento; ii) planos axiales y vergencias estimadas y, iii) clivaje de plano axial desarrollado en las rocas menos competentes, principalmente las formaciones clásticas del Cretácico Superior.

#### **3.6.1.1.1 Grupo I**

Este grupo de pliegues se han interpretado a partir de diagramas tipo  $\pi$ , realizados con los datos de estratificación documentados para cada formación a lo largo de la sección B-B' (**Figura 3.5**). En dichos diagramas es posible interpretar pliegues cuyo ángulo interlimbo varía de abierto a apretado, siendo los segundos más visibles para las formaciones Indidura y Caracol (**Figura 3.9A, A6-A7**). Además, se observa cierta asimetría dentro de las formaciones La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior (**Figura 3.9A, A2-A4**). De manera general, se interpreta la presencia de pliegues cilíndricos con ejes cuya inmersión es  $<10^\circ$  hacia el NW y ESE (pliegues sub-horizontales), excepto en la Formación Tamaulipas Inferior donde se observa un eje con una inmersión opuesta de  $60^\circ$  hacia el WNW (moderada- fuertemente buzante) (**Figura 3.9A, A4**). Estos ejes calculados son similares a los ejes individuales medidos en los afloramientos, principalmente en las formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol, ilustrados en el apartado de la descripción de las secciones geológico – estructurales. Por otro lado, los planos axiales de este grupo de pliegues están orientados casi E-W con inclinaciones que van de moderadas a fuertes, definiendo una vergencia general hacia el Norte y subordinadamente hacia el NE (**Figura 3.9C**). Estos planos son paralelos a subparalelos respecto a los planos de clivaje de plano axial, desarrollados debido a la baja competencia de las formaciones Caracol y Parras (**Figura 3.9D**).



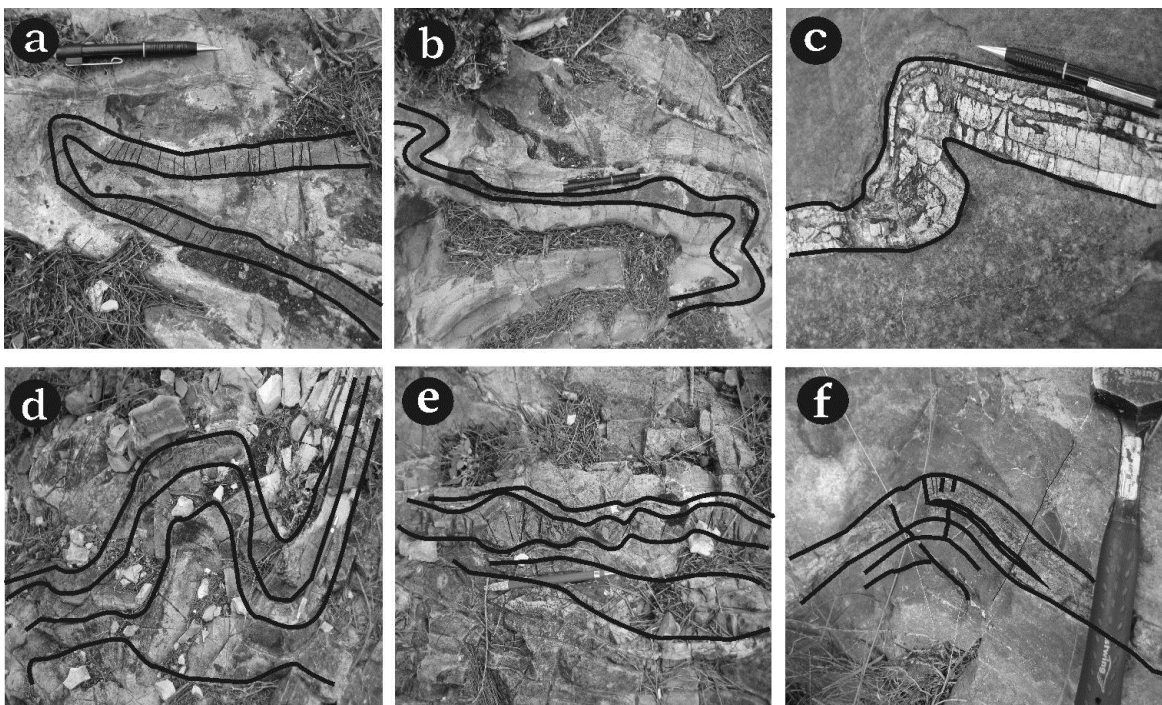


**Figura 3. 9:** Estereogramas de igual área: a) orientación del eje de pliegue del anticlinal La Caja, mediante datos de estratificación obtenidos en cada formación a la largo de la sección B – B'; b) ejes de pliegues; c) planos axiales; d) clivaje de plano axial en las formaciones del Cretácico Superior.



### 3.6.1.1.2 Grupo II

Los pliegues del Grupo II corresponden a pliegues formados en capas de pedernal. Este tipo de pliegues fueron observados en las formaciones La Caja y Cuesta del Cura, caracterizados por presentar ejes con inmersión que varía de alto ángulo a completamente verticales (**Figura 3.10 a y b**). Además, presentan menores amplitudes con ángulos interlimbo que varían desde amplios hasta isoclinales y formas que varían de asimétricas hasta en forma de caja (**Figuras 3.10c y d**). Por otro lado, los planos axiales varían desde moderadamente inclinados hasta verticales y no presentan una vergencia del todo clara. Este grupo de pliegues está relacionado con estructuras de *boudinage*, o de *pinch and swell* (**Figura 3.10e**) las cuales fueron observadas en zonas cercanas a la cabalgadura La Caja, principalmente dentro de la Formación La Caja.



**Figura 3. 10: Pliegues en capas de pedernal correspondientes a los pliegues del grupo II.**

Dichas estructuras han sido atribuidas a las etapas tardías de la deformación por Gutiérrez-Alonso (1992); Gutiérrez-Alonso y Gross, (1999) y Ashley-Helmke (2008), sin embargo su origen se debe a una extensión paralela a su eje más

largo, como a la diferencia de competencia entre las capas y el material encajante (Ramsay, 1967; Kidan y Cosgrove, 1996). Otro aspecto a resaltar es la presencia en este grupo de pliegues es la presencia de fracturas de extensión rellenas de calcita en los arcos externos y la presencia de fallas inversas menores en los arcos internos (**Figura 3.10f**).

### **3.6.2 Deformación Frágil**

La descripción sistemática de este tipo de estructuras está basada principalmente en cinco diferentes aspectos: i) el tipo de estructura, ii) su orientación, iii) su localización dentro del anticlinal La Caja, iv) su asociación con las unidades estratigráficas y, v) su posible edad relativa. Dichos aspectos fueron documentados para las diferentes estructuras en cada una de las unidades estratigráficas, su consideración es de gran importancia para poder detallar las principales características del plegamiento, así como para poder establecer de manera general una cronología de eventos.

A continuación, se presenta una descripción basada en los diferentes elementos estructurales en cada una de las unidades estratigráficas aflorantes, los cuales corresponden a: i) fracturas de tensión del tipo “**ac**” y “**bc**”; ii) fracturas de cizalla, iii) estilolitas diagenéticas y tectónicas; iv) grietas de tensión con arreglos en escalón y, finalmente, v) fallas de tipo normal y lateral.

#### **3.6.2.1 Formación Zuloaga**

La Formación Zuloaga, cuya descripción litológica se menciona en el Capítulo II, se encuentra expuesta en la charnela del anticlinal La Caja, donde se observa una variedad importante de elementos estructurales como: i) fracturas, ii) estilolitas, iii) grietas de tensión con arreglos en escalón y, iv) fallas laterales y normales.

Se identificaron dos tipos de fracturas sistemáticas: i) fracturas de cizalla  $hk_0$  con ángulo agudo al eje “**a**” (**Figura 3.11a**) las cuales muestran un relleno importante de óxidos de hierro (**Figura 3.11a-2**) y, ii) fracturas de cizalla  $hk_0$  con ángulo agudo al eje “**b**” (**Figura 3.11a-2**).

Las estilolitas tectónicas se han agrupado en dos familias. Cabe señalar que en los casos donde la orientación de la superficie estilolítica era fácil de obtener, se midió su rumbo y buzamiento y en los casos contrarios, se optó por la medición de los rumbos de los picos estilolíticos, asumiendo que el esfuerzo de máxima compresión es paralelo a estos o paralelo al polo de la superficie estilolítica. De acuerdo a lo anterior, las familias son: i) estilolitas paralelas al rumbo de la capa con una orientación ESE-WNW (**E2; Figura 3.11b-1**), y iii) estilolitas perpendiculares a la estratificación con una orientación preferencial NE-SW (**E3; Figuras 3.11b-1 y 2**).

El fallamiento normal con componente lateral, documentado en esta formación, presenta una distribución local y se identifica solo en afloramientos aislados a lo largo del anticlinal La Caja; sin embargo, su relación espacio temporal respecto al plegamiento observado, es de gran importancia para el entendimiento completo de la estructura, habiendo documentando fallas de tipo normal con componente lateral izquierdo cuyos rumbos varían desde NNW-SSE hasta WNW-ESE (**Figura 3.11c-1 y 2**). Las grietas de tensión con arreglos en escalón que pudieran pertenecer a un arreglo de pares conjugados de fracturas de cizalla con relleno de calcita o ser producto de vetilleo durante condiciones de deformación frágil-dúctil (**Figura 3.11d-1 y 2**) se han agrupado en dos familias. La primera familia tiene una orientación NE-SW y un movimiento dextral, mientras que la segunda está orientada aproximadamente NW-SE, con un movimiento siniestral.

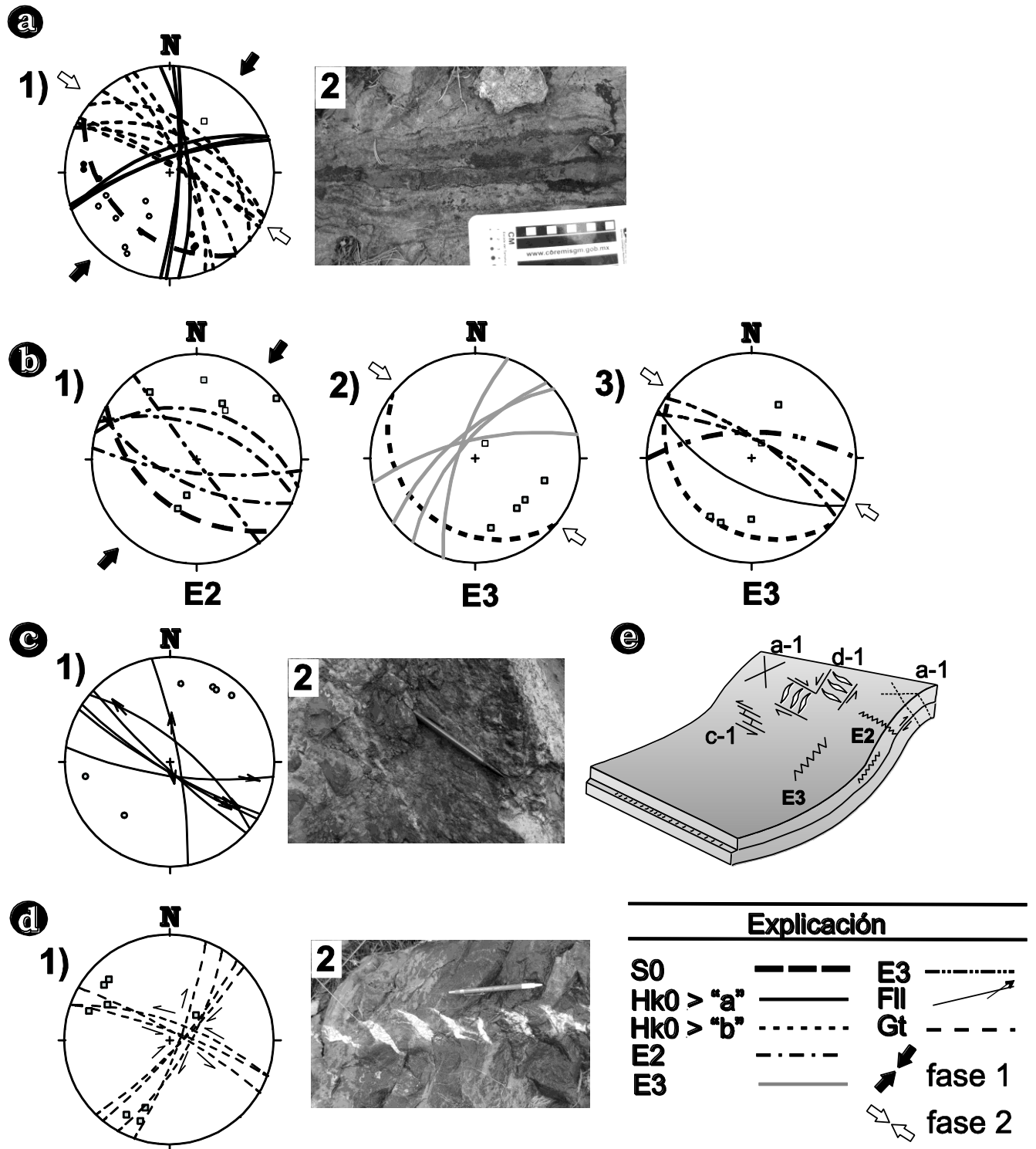
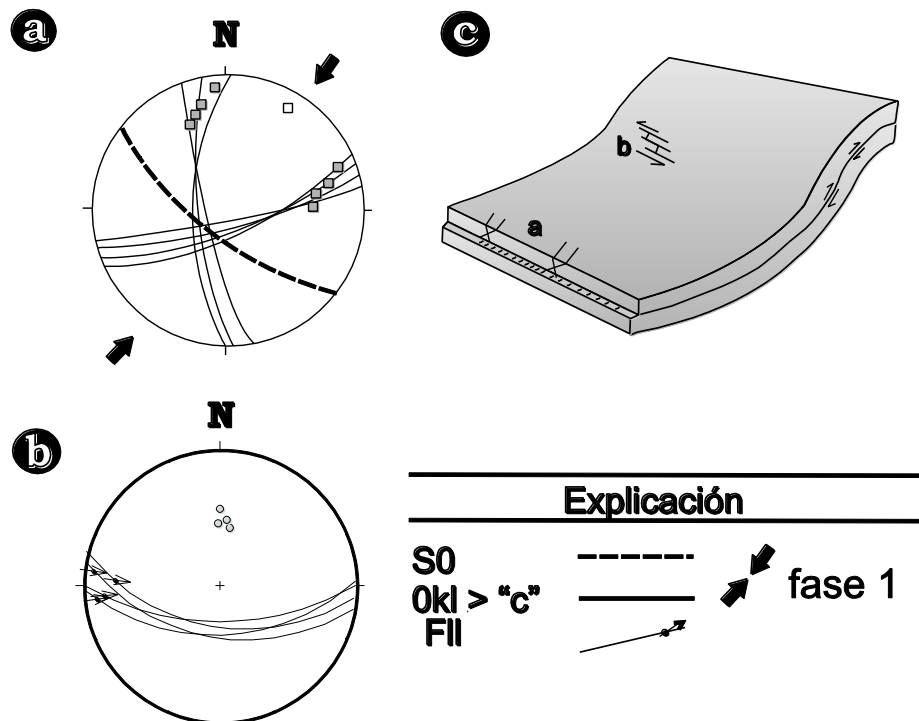


Figura 3. 11: Mesoestructuras representativas de la Formación Zuloaga. a) Diagramas de igual área para: a) fracturas de cizalla; b-1) Estilolitas tectónicas paralelas al rumbo de la capa (E2), b-2) rumbo de estilolitas tectónicas perpendiculares a la estratificación y b-3) rumbo de picos de estilolitas tectónicas perpendiculares a la estratificación; c) fallas normales con componente lateral izquierda; d) par conjugado de grietas de tensión, g) Diagrama de bloque que ilustra la localización de las mesoestructuras documentadas para la Formación Zuloaga. En todos los estereogramas de los incisos a y b la estratificación corresponde a la línea punteada más gruesa.

### 3.6.2.2 Formación La Caja

La Formación La Caja, cuya litología fue descrita previamente en el Capítulo II, está expuesta en el flanco trasero del anticlinal La Caja, hacia el sur de la cabalgadura La Caja (**Figura 2.4**). Los elementos estructurales observados en esta formación son: i) dos familias de fracturas de cizalla conjugadas y, ii) un sistema de fallas laterales.

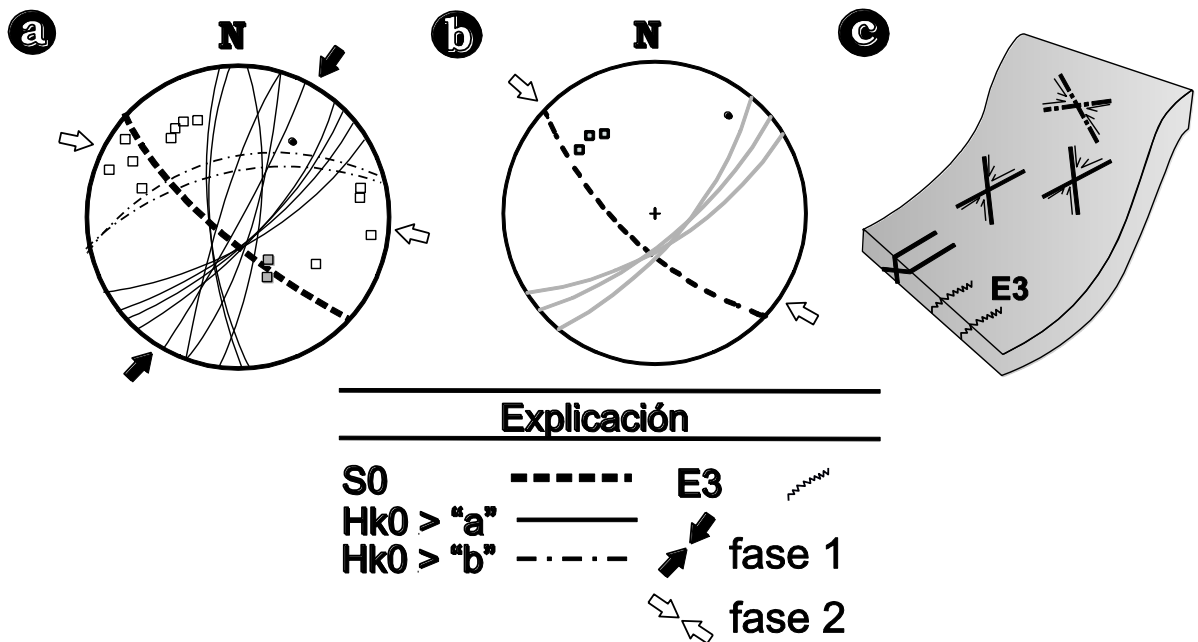
Para la primera familia de fracturas de cizalla conjugadas, el eje de intersección es paralelo al eje “a”, formando un ángulo agudo con respecto al eje “c”, por lo que se clasificaron como fracturas de cizalla  $0kl > “c”$  de acuerdo con la clasificación de Hancock (1985) (**Figuras 3.12a**). Debido a sus características arcillosas, el desarrollo de estructuras de tipo frágil en la Formación La Caja es escaso, sin embargo, en el núcleo del anticlinal La Caja se reconocieron fallas laterales izquierdas (**Figura 3.12 b**) con desplazamientos de unas pocas decenas de centímetros y asociados a la falla Las Mulas (**Figura 2.4**).



**Figura 3. 12:** Mesoestructuras representativas de la Formación La Caja. a) diagramas de igual área que muestra el sistema de fracturas de cizalla tipo  $0kl < “c”$ ; b) fallas de rumbo E-W de tipo lateral izquierdo; c) diagrama de bloque que ilustra la posición de las mesoestructuras de los estereogramas a-c sobre una capa.

### 3.6.2.3 Formación Taraises

La Formación Taraises, descrita en el Capítulo 2, está constituida por una litología más homogénea, respecto a la Formación La Caja, y está expuesta principalmente en el flanco trasero del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**). En dicho sector, se documentaron elementos estructurales como: i) dos familias de fracturas de cizalla conjugadas; ii) una familia de estilolitas perpendiculares a las estratificaciones orientadas SW-NE. Por orden de abundancia, la primer familia de fracturas de cizalla se ha clasificado como fracturas de cizalla  $0kl$  con un ángulo agudo al eje “c” (**Figura 3.13a**). La segunda familia de fracturas de cizalla se ha clasificado como  $hk0 > “b”$  (**Figura 3.13a**). La familia de estilolitas tectónicas (**E2**: **Figura 3.13b**) tiene una orientación general NE-SW con echados mayores a  $70^\circ$ . Estas superficies muestran picos estilolíticos con amplitudes de onda menores a 2 cm.



**Figura 3. 13:** Mesoestructuras representativas de la Formación Taraises. a) fracturas de cizalla  $0kl > “c”$  y  $hk_0 > “b”$ ; b) estilolitas tectónicas perpendiculares al rumbo de la capa ( $E_2$ ); c) diagrama de bloque con la ubicación esquemática de las mesoestructuras de a y b en la capa plegada.

#### 3.6.2.4 Formación Tamaulipas Inferior

La Formación Tamaulipas Inferior tiene un comportamiento a la deformación del tipo frágil, debido a sus características litológicas descritas en el Capítulo II. Los elementos estructurales documentados en esta Formación son: i) una familia de fracturas perpendiculares al eje del pliegue “**ac**”, observado únicamente en el flanco trasero de la estructura (**Figura 3.14a**); ii) tres familias de fracturas de cizalla conjugadas; iii) estilolitas diagenéticas (**E1: Figura 3.14c**); estilolitas tectónicas oblicuas al rumbo de la capa (**E2: Figura 3.14c**) y iii) estilolitas perpendiculares al rumbo de la capa (**E3: Figura 3.14c**).

En el flanco trasero del anticlinal de La Caja, se identificaron fracturas de tensión del tipo **ac** según Hancock (1985) (**Figura 3.14a**). Por otro lado, existen dos familias de fracturas de cizalla que fueron observadas en el flanco trasero del pliegue. La primera familia de fracturas de cizalla cruzan sobre el centro del círculo máximo de la estratificación (eje “**a**”) (**Figura 3.14a**); estas definen un ángulo agudo con respecto al polo de la estratificación (eje “**c**”), por lo que se clasifican como del tipo  $0kl$  con ángulo agudo al eje “**c**”. La segunda familia de fracturas de cizalla (**Figura 3.14a**), muestran círculos máximos más cercanos al eje “**b**”, por lo que se definen como del tipo  $0kl$  con ángulo agudo al eje “**b**”.

En el flanco frontal del anticlinal de La Caja, se identificaron dos familias de fracturas de cizalla que cruzan encima del eje “**c**” o polo de la estratificación; uno de los pares conjugados de estas define claramente un ángulo agudo que cruza al eje “**b**” o rumbo de la estratificación, por lo que se clasificaron como fracturas del tipo  $hk0 > \text{“b”}$  (**Figura 3.14b**). La segunda familia de fracturas de cizalla presentes en el flanco frontal no muestra el par conjugado correspondiente (**Figura 3.14b**); sin embargo, es posible definir que corresponden al tipo  $hk0 > \text{“a”}$ .

Las estilolitas tectónicas que muestra esta formación se clasificaron en: a) estilolitas paralelas a la estratificación (**E1**); b) estilolitas oblicuas (**E2**) y c)

estilolitas perpendiculares a la dirección del rumbo de la capa (**E3**; **Figura 3.14c**).

Las estilolitas oblicuas (**E2**) tienen una orientación general WSW-ENE, una inclinación menor respecto a las perpendiculares (**E3**), las cuales están orientadas NE-SW, existiendo un ángulo aproximado de 20° entre ambas familias. Como se observa en el estereograma (**Figura 3.14c**), esta relación angular es evidente, ya que los círculos mayores representativos de los estratos, pasan o se encuentran más cercanos a los polos de las estilolitas perpendiculares (**Figura 3.14c**), mientras que para las estilolitas oblicuas, existe una mayor separación con un ángulo aproximado de 15° a 20° entre las capas y los polos de las estilolitas tectónicas (**Figura 3.14c**).

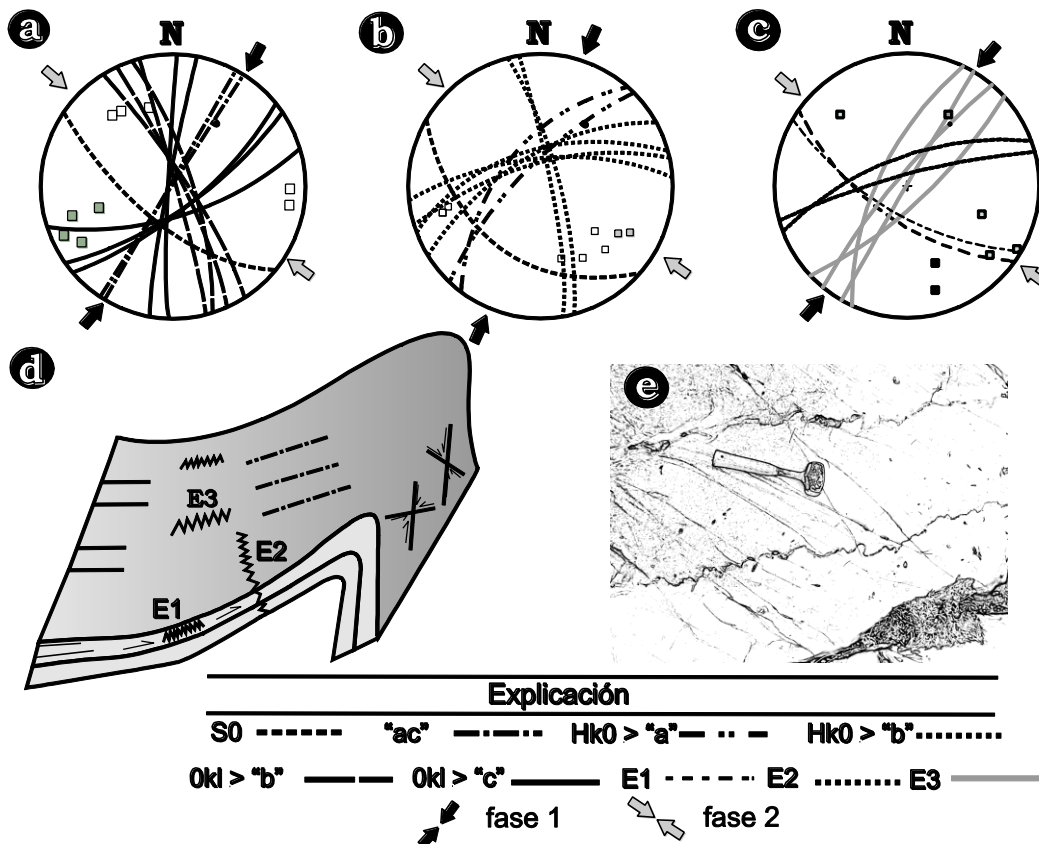


Figura 3. 14: Elementos estructurales de la Formación Tamaulipas Inferior. a) sistema de fracturas en el flanco trasero; b) sistema de fracturas en el flanco frontal; c) estilolitas paralelas a la estratificación (E1); estilolitas tectónicas oblicuas al rumbo de la capa (E2), y estilolitas perpendiculares al rumbo de la capa (E3); d) diagrama de bloque con la ubicación esquemática de las estructuras en una capa del pliegue y e) bosquejo de estilolitas diagenéticas cizalladas.



### 3.6.2.5 Formaciones Tamaulipas superior y Cuesta del Cura

Las formaciones Tamaulipas Superior – Cuesta del Cura, descritas en el capítulo II, está expuesta en ambos flancos del anticlinal La Caja. Los elementos estructurales documentados en estas formaciones son: i) fracturas de tensión del tipo **ac** (**Figura 3. 15a y b**), observadas en ambos flancos del anticlinal La Caja; ii) tres familias de fracturas de cizalla y, iii) fallas normales y laterales.

Se documentaron tres familias de fracturas de cizalla que cruzan en el polo de la estratificación (eje “**c**”), las primeras forman un ángulo agudo respecto al eje “**a**”, clasificándose como  $hk0 > \text{“a”}$  (**Figura 3.15a**). Esta familia se observó en el flanco trasero. Las segundas forman un ángulo agudo respecto al eje “**b**”, clasificándose como  $hk0 > \text{“b”}$  (**Figura 3.15a y b**) observándose en ambos flancos del anticlinal La Caja. La tercera familia de fracturas de cizalla cruza en el eje “**a**” y forma un ángulo agudo respecto al eje “**c**”, clasificándose como  $0kl > \text{“c”}$  (**Figura 3.15b**), y fueron documentadas únicamente en el flanco frontal de la estructura.

Las fallas documentadas son de los tipos: i) fallas laterales (**Figura 3.15c**) y ii) fallas normales (**Figura 3.15d**). Las fallas laterales tienen una orientación que varía de NNW-SSE hasta casi E-W, con echados que varían de 70° a 88°. En estas superficies de falla se observaron estrías cuyo *pitch* varía de 5° hasta 20°, indicando un movimiento lateral derecho. Las fallas normales con componente lateral tienen una orientación casi E-W y un echado de 70° hacia el sur.

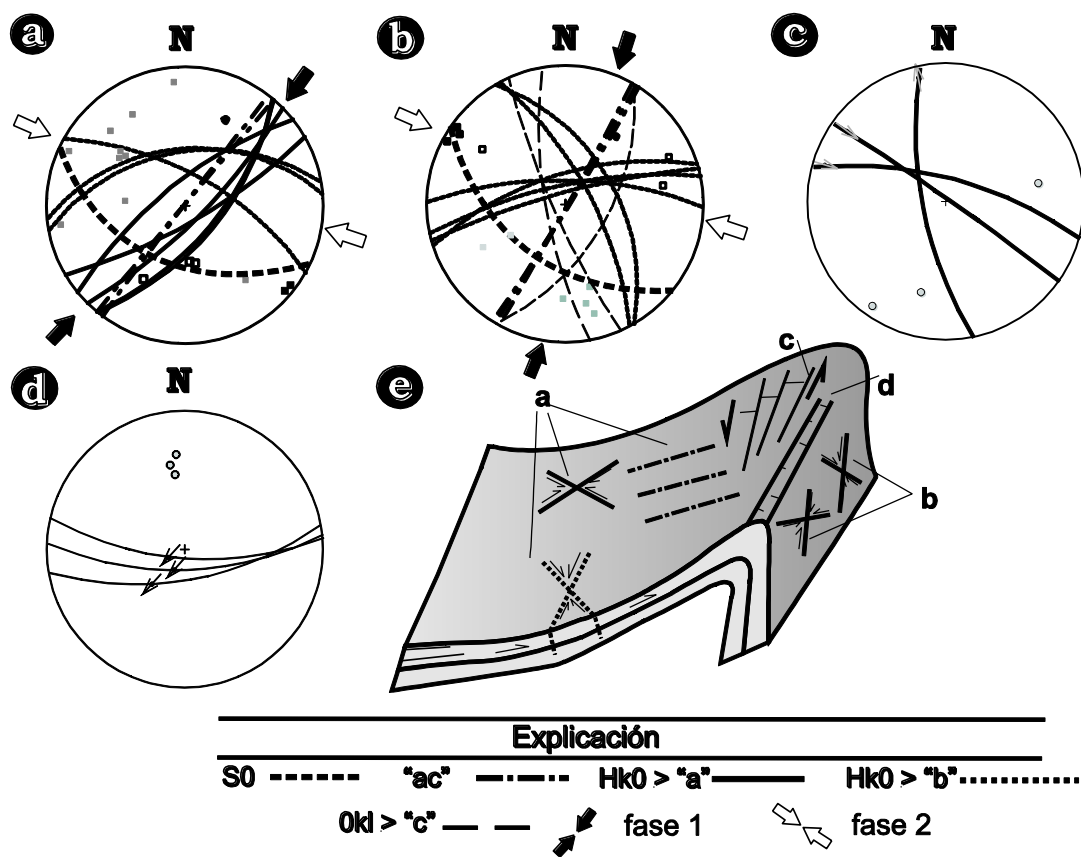


Figura 3. 15: Mesoestructuras documentadas en las formación Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura. a) sistemas de fracturas en el flanco trasero; b) sistemas de fracturas en el flanco frontal; c) fallas de tipo lateral; d) fallas de tipo normal; e) bloque esquemático que muestra la ubicación de las fracturas y fallas en un pliegue.

### 3.6.2.6 Formación Indidura

La Formación Indidura, descrita en el capítulo II, esta expuesta en ambos flancos del anticlinal La Caja. Los elementos estructurales documentados en esta formación son principalmente: i) fracturas de tensión y ii) tres sistemas de fracturas de cizalla. Las fracturas de tensión corresponden una familia del tipo bc (**Figura 3.16 a y b**), documentada en ambos flancos del anticlinal y a una familia del tipo ac (**Figura 3.16b**), observada únicamente en el flanco frontal.

La primera familia de fracturas de cizalla intersectan cercanamente al círculo máximo de la estratificación (eje "a"), formando un ángulo agudo respecto al eje

“c”, clasificándola como del tipo  $0kl > “c”$  y fue observada en ambos flancos del anticlinal La Caja (**Figura 3.16a y b**). La segunda familia, fue observada únicamente en el flanco frontal, donde forma un ángulo agudo respecto al eje “b”, clasificándola como del tipo  $0kl > “b”$  (**Figura 3.16b**). La tercera familia fue documentada únicamente en el flanco trasero de la estructura, se intersecta cercano al eje “c”, formando un ángulo agudo respecto al eje “b”, clasificándola como del tipo de  $hk0 > “b”$ .

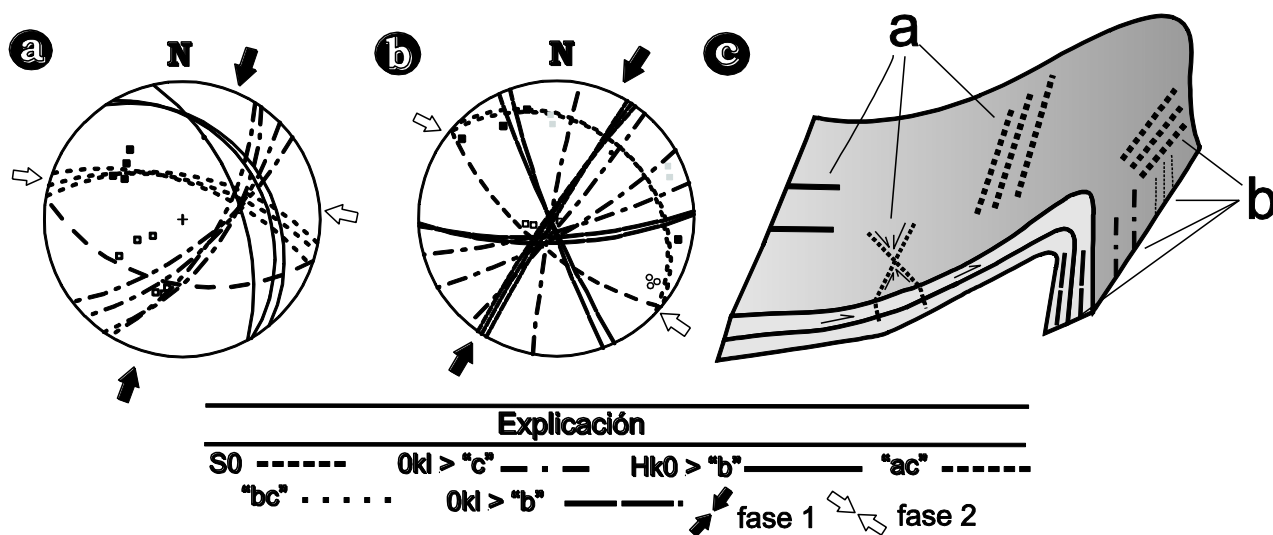


Figura 3. 16: Mesoestructuras representativas de la Formación Indidura. a) sistema de fracturas en el flanco trasero; b) sistema de fracturas en el flanco frontal; c) bloque esquemático de la ubicación de las fracturas en una capa del pliegue.

### 3.6.2.7 Formación Caracol

La Formación Caracol, descrita en el capítulo II, se encuentra expuesta en ambos flancos del anticlinal La Caja. Los elementos estructurales de tipo frágil observados en esta formación son principalmente fracturas, las cuales corresponden a: i) tres familias fracturas de cizalla y una familia de fracturas de tensión.

Las primera familia de fracturas de cizalla se intersecta cercanamente al polo de la estratificación (eje “c”), observándose en ambos flancos de la estructura. La primera se clasifico del tipo  $hk0$  con ángulo agudo al eje “a” (**Figura 3.17a y b**), y es la más consistente en ambos flancos para esta formación. De igual

manera, la segunda familia, observada en el flanco trasero, se intersecta en el eje “c”; sin embargo, forma un ángulo agudo respecto al eje “b”, por lo que aquí se clasificaron como del tipo de  $hk0 > “b”$  (Figura 3.17a). La tercera familia se observó únicamente en el flanco frontal, la cual se intersecta cercano al círculo máximo de la estratificación (eje “a”), formando un ángulo agudo respecto al eje “b”, clasificándola como  $0kl > “b”$  (Figura 3.17b).

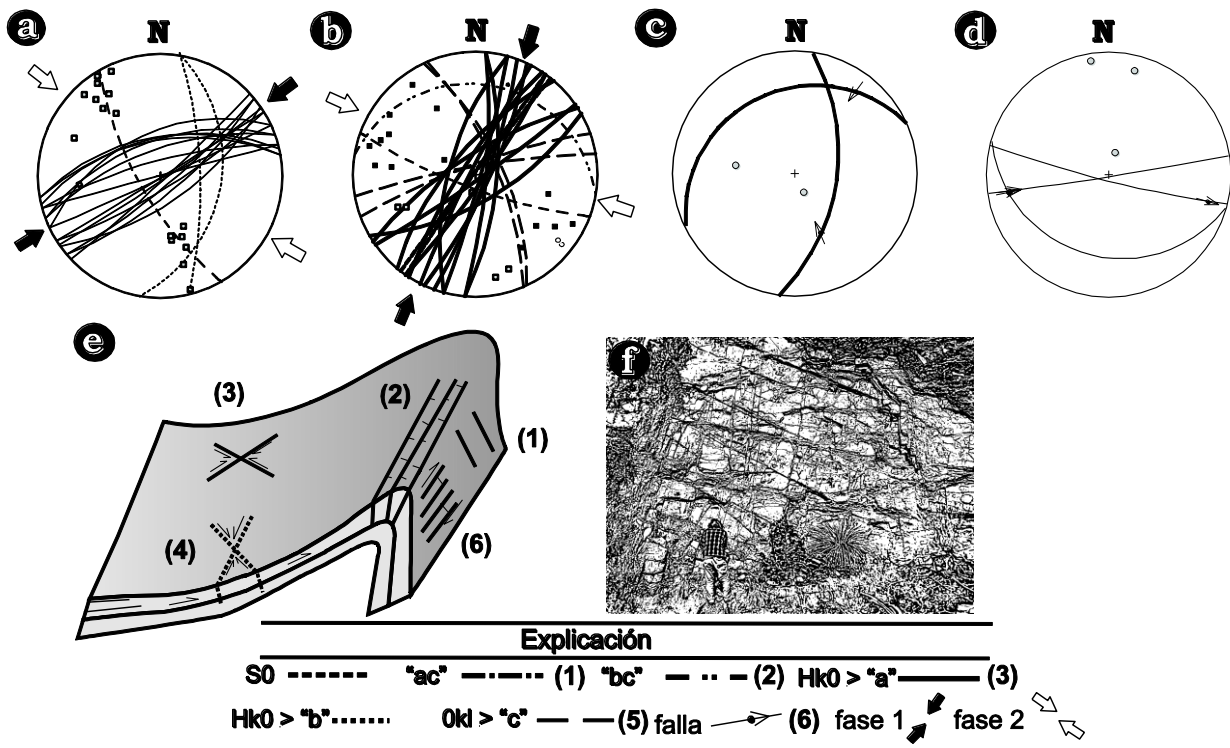


Figura 3. 17: Mesoestructuras representativas de la Formación Caracol. a) sistema de fracturas en el flanco trasero; b) sistema de fracturas en el flanco frontal; c) fallas inversas conjugadas; d) fallas laterales; e) diagrama de bloque representando la ubicación esquemática de los sistemas de fracturas de a,b,c y d en una capa del pliegue; y f) bosquejo de fracturas de cizalla  $HK0 > a$ .

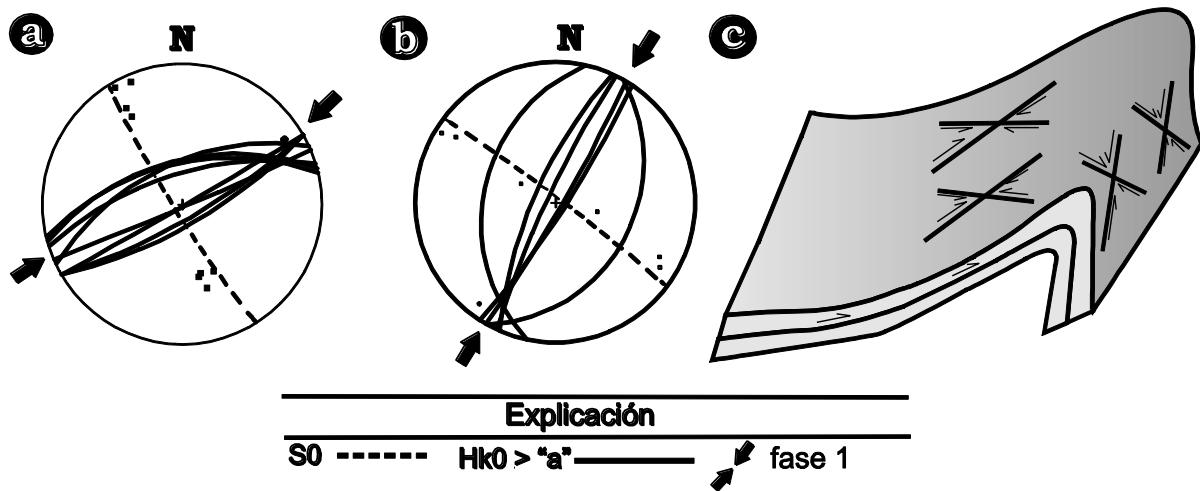
El fallamiento observado en la Formación Caracol está caracterizado por: i) fallas inversas constituidas por un par conjugado de fallas, donde una falla está orientada casi N-S, con un echado de  $60^\circ$  y un *pitch* de  $45^\circ$  y otra tiene una orientación NE-SW, un echado de  $20^\circ$  y un *pitch* de  $30^\circ$ . En ambas superficies de falla se observan estrias e indicadores cinemáticos que sugieren un posible movimiento inverso (Figura 3.17c) y ii) fallas de tipo lateral izquierdo

orientadas casi E-W, con echados que varían de 20° hasta los 80° con *pitch* con valores menores a los 10° (**Figura 3.17d**).

### 3.6.2.8 Formación Parras

La composición de la Formación Parras, descrita en el Capítulo II, condiciona su baja competencia a la deformación. Los elementos estructurales documentados en esta formación son: i) un clivaje subparalelo a paralelo a la estratificación, desarrollado debido a su baja competencia en las capas de lutita cuyo análisis fue abordado en las estructuras de tipo dúctil (**Figura 3.9d**) y, ii) una familia de fracturas de cizalla.

La familia de fracturas de cizalla, se intersecta cercanamente al polo de la estratificación (eje “c”), observándose en ambos flancos de la estructura, clasificándose como del tipo  $hk0$  con ángulo agudo al eje “a” (**Figura 3.18a y b**).



**Figura 3. 18:** Mesoestructuras de la Formación Parras: a) sistema de fracturas en el flanco trasero; b) sistema de fracturas en el flanco frontal; c) diagrama de bloque con la representación esquemática de las fracturas en a y b.

### 3.6.3 Deformación Sin-sedimentaria (SLUMPS)

#### 3.6.3.1 Introducción

Los depósitos de *slumps* pueden ser reconocidos por la presencia de estructuras con deformación pervasiva, siendo posible reconocer aun remanentes de la estratificación o laminación originales (Reading y Collinson, 1996). Los criterios para diferenciar a estos pliegues de origen sin-sedimentario de los pliegues formados por eventos tectónicos han sido motivo de mucha discusión; dichos criterios se basan principalmente en sus características geométricas (Elliot y Williams, 1988). Dentro de los criterios más citados en la literatura se encuentran: i) la presencia de capas no deformadas por encima y debajo de las estructuras plegadas (Jones, 1939; Woodcock, 1976); ii) la existencia de una superficie erosional en la cima de los pliegues y iii) capas inmediatamente suprayacentes, las cuales eliminan rápidamente cualquier relieve en la cima de la superficie de los slumps (Woodcock,

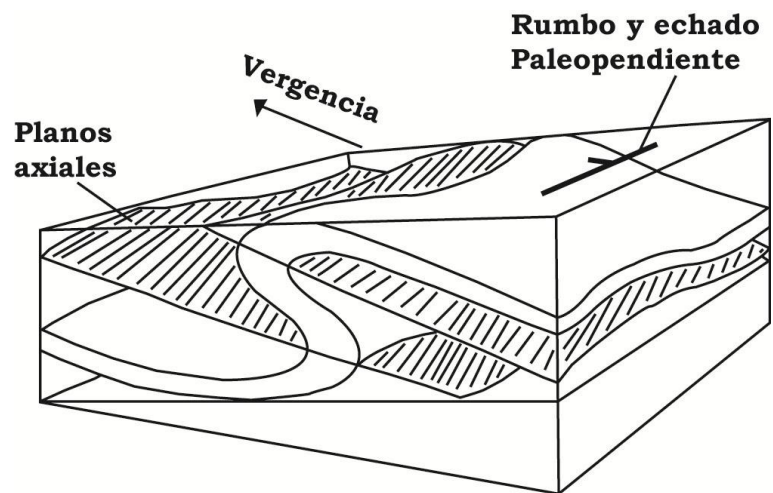


Figura 3. 19: Modelo usado para relacionar la geometría de los *slumps* con la geometría de la paleo-pendiente (Tomado de Woodcock, 1976).

1979). Además, el estilo de plegamiento de dichas estructuras ha sido abordado por muchos autores (e.g. Straw, 1937; Earp, 1938) quienes mencionan que el estilo de deformación es variable, observándose desde los pliegues en funda hasta los pliegues en forma de tubo. Por lo que en áreas muy deformadas distinguir entre este tipo de pliegues y los de origen tectónico puede ser difícil, sobre todo cuando el tamaño del *slump* rebasa al de un afloramiento (Woodcock, 1976).

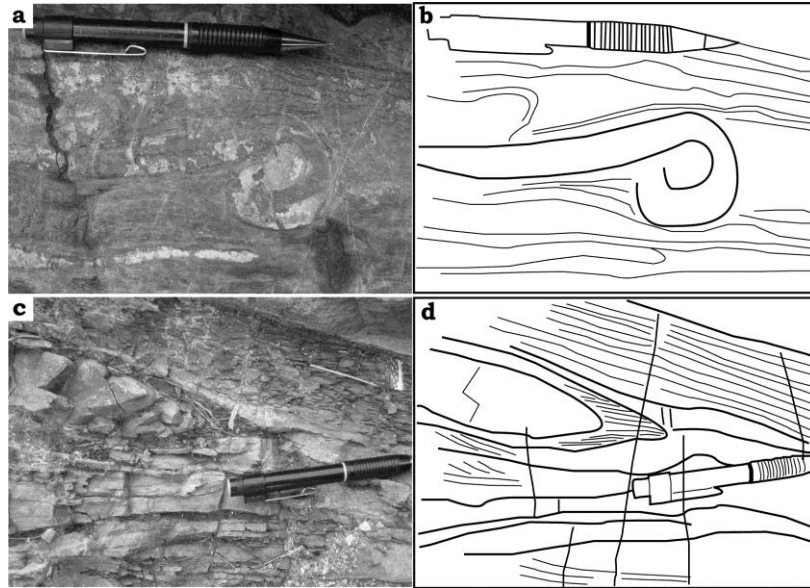
Por otro lado, la observación y el análisis temporal de otras estructuras de pequeña escala, tales como: fracturas, fracturas relacionadas al plegamiento, clivaje y líneas de intersección entre el clivaje y la estratificación, en conjunto con observaciones sedimentológicas como la polaridad estratigráfica, han hecho posible distinguir a los *slumps* de los pliegues de origen tectónico (Elliot y Williams, 1988). También ha sido sugerido que frecuentemente los *slumps* tienen un estilo de plegamiento más complejo comparado con los pliegues tectónicos, así como una orientación más dispersa (Jones, 1939; Kuenen, 1949; Corbertt, 1973).

El uso de *slumps* para determinar la orientación de la paleo-pendiente radica en que el flujo de los ejes de pliegues de estas estructuras es paralelo y al mismo tiempo son paralelos al rumbo de dichas paleo-pendientes, por lo que en lugares donde el plegamiento es simple, la orientación de dichos pliegues puede ser usada para inferir la dirección del movimiento de un *slump* completo (Jones, 1939, Woodcock, 1976). El modelo usado para relacionar la geometría de los pliegues respecto a la paleo-pendiente (**Figura 3.19**), asume que sus charnelas, aunque curvadas, tienen una dirección principal que es paralela al borde de la pendiente y que en pliegues asimétricos tienen un componente de vergencia pendiente abajo (Woodcock, 1976). A pesar de que este modelo ha sido aplicado por diversos autores, el mismo, tiene sus limitaciones por lo que el uso de pliegues para inferir la geometría de la paleo-pendiente, debe ser complementado con el análisis de otras estructuras tales como la estratificación, el clivaje, las líneas de intersección entre la estratificación y las superficies de clivaje y el fracturamiento, esto con la finalidad de establecer si dichas estructuras fueron generadas durante o después del plegamiento (Debacker *et al.*, 2001).

### **3.6.3.2 Slumps en la Formación Caracol**

Dentro de la Formación Caracol, en el área de Novillos, al noroeste del área de estudio, han sido reconocidos pliegues que se encuentran entre capas sin

deformación, capas truncadas en su cima y pliegues con orientaciones muy dispersas, lo que sugiere un posible origen sin-sedimentario para estas estructuras. Dichos pliegues sin-sedimentarios o *slumps* tienen tamaños que van desde los menores a 10 cm (**Figuras 3.20 a y b**) hasta los de escala afloramiento mayores a los 7 m con ángulos entre flancos que varían desde cerrados hasta formas isoclinales y asimétricas (**Figuras 3.20 a-d**).



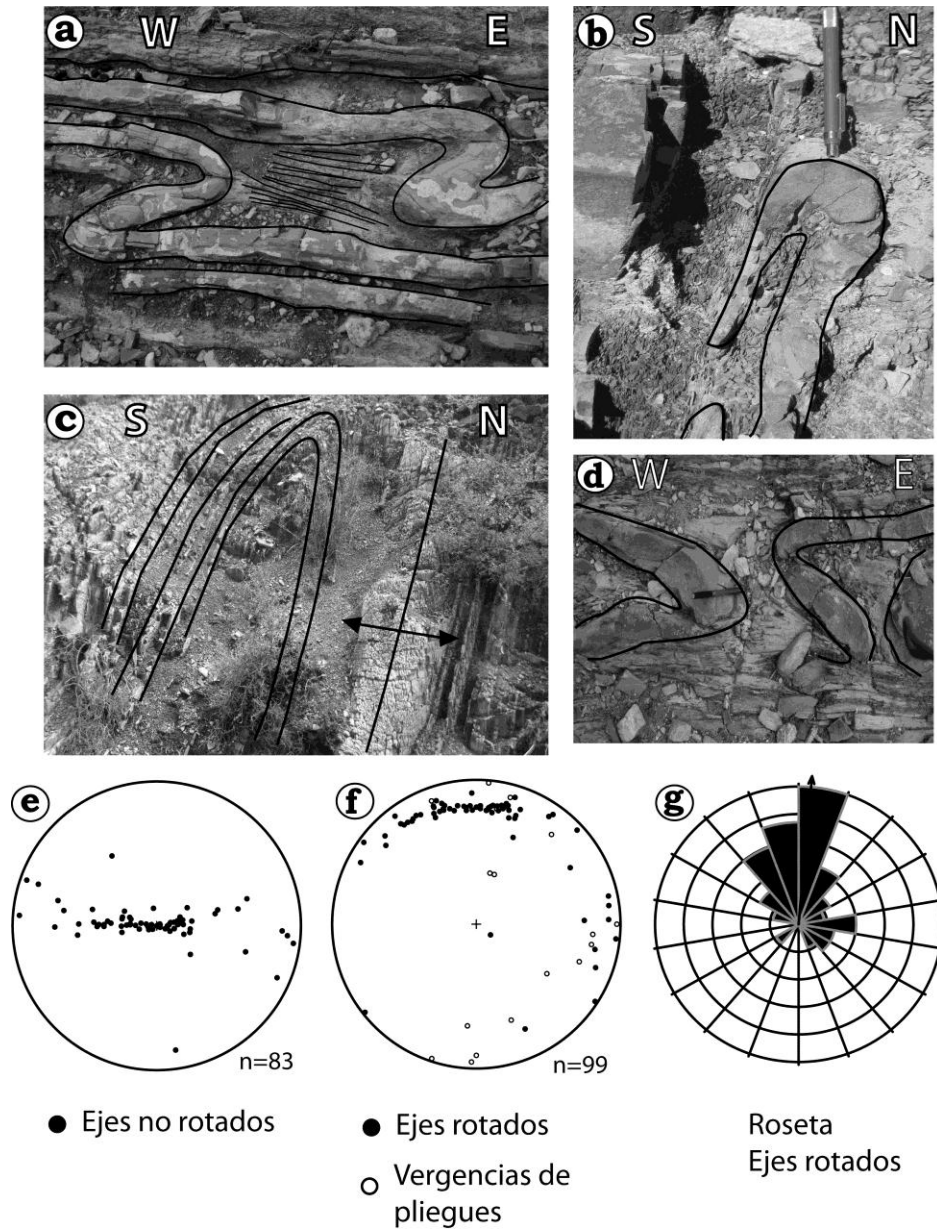
**Figura 3. 20:** a y b) slump de forma cilíndrica de pequeña escala entre laminaciones sin deformar. c y d) slump de forma isoclinal, con una superficie de clivaje (S1) que es paralela al plano axial y a la vez cortada por fracturas perpendiculares a dichos planos.

La inmersión de sus ejes puede clasificarse en dos grupos: el primero con una inmersión suave  $<20^\circ$  (**Figura 3.21e**) y el segundo con inmersiones abruptas  $>70^\circ$ , como se observa en el estereograma de la **Figura 3.21e**. Dichos ejes han sido llevados a la horizontal con la finalidad de restaurar las capas a su posición antes de su plegamiento. En dicha restauración (**Figura 3.21f**) se pueden interpretar dos orientaciones generales: la primera corresponde a ejes con inmersión  $<20^\circ$  preferencialmente hacia el norte, mientras que en la segunda los ejes de pliegues presentan una inclinación similar ( $<20^\circ$ ) pero con una orientación general hacia el este. Además, se observan otros ejes

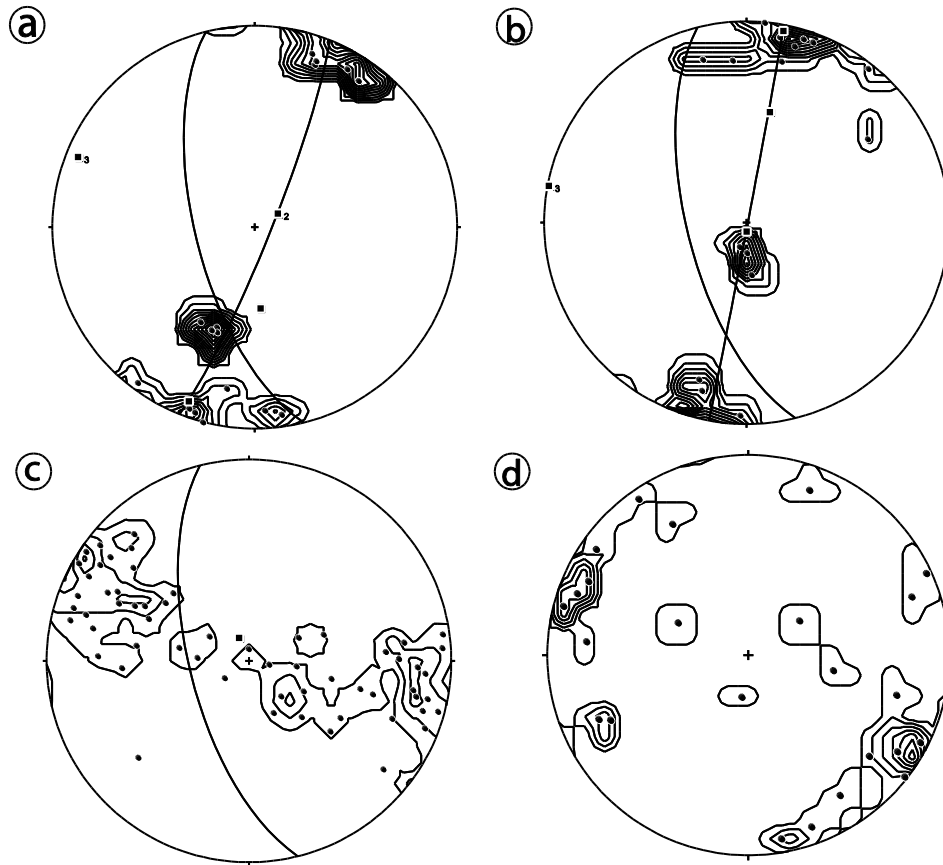


dispuestos de forma más aislada con inmersiones mayores a los  $20^\circ$  hacia el sureste, lo que sugiere una dispersión importante. Entre dichos pliegues se desarrolló una superficie de clivaje S1, la cual se observa mejor expuesta en los horizontes de comportamiento más dúctil como lo son las lutitas, presentes tanto en la Formación Caracol como en la Formación Parras del Cretácico Superior. Esta superficie es generalmente paralela a sub-paralela respecto a la estratificación (**Figuras 3.20 c y d**), con una orientación general E-W y con echados que varían desde  $< 10^\circ$  hasta  $70$  a  $80^\circ$ . Dicha relación se puede establecer mediante los estereogramas, los cuales puede indicar que el plegamiento y las superficies de clivaje son contemporáneas (**Figuras 3.22a y b**). Lo anterior, puede ser corroborado por un diagrama donde se observan las líneas de intersección entre el clivaje y la estratificación (**L1; Figura 3.22c**). Por otro lado, los planos axiales de los pliegues documentados tienen un rumbo general E-W, con inclinaciones que varían desde moderadas ( $<50^\circ$ ) hacia el sur hasta abruptamente inclinadas ( $>80^\circ$ ) hacia el norte (**Figura 3.9C, C3 y C4**). Lo anterior, corresponde con una compresión N-S, posiblemente relacionada a una fase de deformación en la que los pliegues sin-sedimentarios fueron plegados, generando con ello una superficie de clivaje en los horizontes de lutita, dispuesta de manera paralela a subparalela a los planos axiales. Las vergencias (**Figura 3.21e**), las cuales han sido calculadas a partir de los planos axiales, pueden agruparse en dos tipos: i) el primer tipo pertenece a vergencias hacia el norte, las cuales posiblemente estén relacionados con los ejes de pliegues sin-sedimentarios orientados E-W y ii) el segundo tipo son las vergencias hacia el este, las que posiblemente pertenezcan a los ejes de los pliegues sin-sedimentarios orientados N-S.

Por último, las fracturas verticales (**Figura 3.22d**), las cuales cortan tanto a la estratificación como a las superficies de clivaje (s1), pudieran estar relacionadas a las etapas tempranas del plegamiento de origen tectónico.



**Figura 3. 21:** a) pliegues entre zonas no deformadas; b) flancos de pliegues truncados; c) afloramientos con pliegues con eje horizontal (izquierda) y pliegue con eje vertical (derecha); d) pliegue *slump* con vergencias opuestas; e) diagramas de igual área con ejes no rotados; f) pliegues rotados y vergencias; g) roseta de rumbos preferenciales de ejes rotados.




---

**Figura 3. 22:** a) proyecciones estereográficas de igual área de: a) polos de estratificación, b) polos de clivaje (s<sub>1</sub>), c) líneas de intersección entre estratificación y clivaje (L<sub>1</sub>) y d) polos de fracturas verticales a la estratificación.

---

## **4 DISCUSIÓN**

El presente capítulo consiste de seis apartados. En el primer apartado se realiza una comparación teórica entre las características geométricas de los pliegues relacionados a fallas (e.g. Pliegues de despegue, Pliegues de Propagación de falla ó Pliegues de flexión; **Figura 4.1**) con respecto a las características observadas en el anticlinal La Caja. En el segundo apartado se discute la presencia de las mesoestructuras descritas en el Capítulo III, de acuerdo a su posición dentro del anticlinal La Caja (e.g. flancos *vs.* charnela), para según sus características, dar la interpretación más acertada con el tipo de pliegue relacionado con falla al que corresponde el anticlinal La Caja. En el tercer apartado, se incluye la interpretación de cada una de las mesoestructuras, logrando discriminar entre las que corresponden a un mismo evento o las que actuaron en tiempos diferentes para discutir la dirección de paleo esfuerzos en la zona. En el cuarto apartado se discute la relación entre la deformación y el magmatismo, con base a las relaciones de corte observadas. En el quinto apartado se propone una posible secuencia de la deformación considerando la sucesión de las mesoestructuras y, finalmente, el sexto apartado contiene el modelo de evolución geológica que integra tanto la evolución de la deformación como la del emplazamiento de los magmas en la zona.

### **4.1 Pliegues relacionados a fallas**

En la terminología de los sistemas de pliegues relacionados con cabalgamientos existe una gran diversidad de estructuras, cuya geometría y cinemática han sido recientemente de gran interés para muchos autores desde el punto de vista científico como económico (industria de los hidrocarburos; e.g. Suppe, 1983, 1985; Mitra, 2002; Suppe *et al.*, 2004; Poblet, 2004), quienes han elaborado desde modelos teóricos hasta experimentales con la finalidad de reproducir lo observado en la naturaleza a través de la modelación analógica (cajas de arena) y digital (empleando software especializado), para reproducir de manera directa o inversa la deformación (ver detalles en Poblet, 2004). Es importante destacar

que una de las clasificaciones de pliegues más empleadas es la de se fundamenta en el análisis del espesor de la capa y la geometría de las isógonas, definiendo pliegues Clase: 1A, 1B, 1C, 2 y 3, sin embargo, aquí se empleará la clasificación de los pliegues relacionados con fallas, por su importancia en el desarrollo de pliegues de escala regional, lo cual es el caso del área de estudio. La clasificación de pliegues relacionados con fallas define tres clases extremas, esto con base en la geometría de sus flancos y su relación con las fallas sepultadas que controlan su desarrollo, estos son: a) Pliegues por flexión de falla (fault bend folds), b) Pliegues de Propagación de falla (fault propagation folds) y c) Pliegues de despegue (detachment folds). Estos tipos de pliegues han sido reconocidos tanto en las partes externas (*foreland*) como en las partes internas (*hinterland*) de cinturones de pliegues y cabalgaduras a nivel mundial, y representan a las trampas estructurales más comunes en campos petroleros contenidos en cinturones de pliegues y fallas. A continuación, se mencionan de manera general las características más importantes de los pliegues relacionados con fallas, con la finalidad de entender sus características geométricas y en el marco de estas fundamentar la interpretación de los pliegues reconocidos en el área de estudio.

**Pliegues por flexión de falla** (*fault bend fold*) (Suppe, 1983; Suppe, 1985). Estos pliegues se forman como resultado del movimiento de un bloque de falla a través de un despegue basal que se comunica a lo largo de una falla en posición de rampa, con otro nivel de despegue horizontal más elevado, generalmente los despegues inferior y superior se localizan a lo largo de horizontes dúctiles ubicados en niveles estratigráficos distintos. El desplazamiento ocasiona la flexión del bloque de falla y, por lo tanto, la formación del pliegue anticlinal simétrico sobre la rampa que corta el núcleo del anticlinal (Poblet, 2004; Contreras-Pérez, 2010; **Figura 4.1a**). Una característica importante es que el flanco trasero del pliegue tiene la misma inclinación que la falla sobre la que sube el bloque y su flanco frontal buza en dirección del foreland.

### Pliegues de Propagación de falla

(*fault-propagation fold*; Suppe, 1985; Suppe y Medwedeff, 1990).

Estas estructuras son similares a los pliegues por flexión, ya que constan de una rampa que se ramifica a partir de un despegue basal. La diferencia consiste en que la rampa se propaga hasta niveles estratigráficos superiores sin comunicar con un despegue superior. Esto resulta en la formación de un pliegue inclinado asimétrico, de manera contemporánea a la propagación de una falla ciega en su núcleo (Poblet, 2004; Contreras-Pérez, 2010;

**Figura 4.1b**). Una característica geométrica clásica es que su flanco trasero es paralelo a la inclinación de la falla que se propaga y su flanco frontal es vertical o clásicamente invertido.

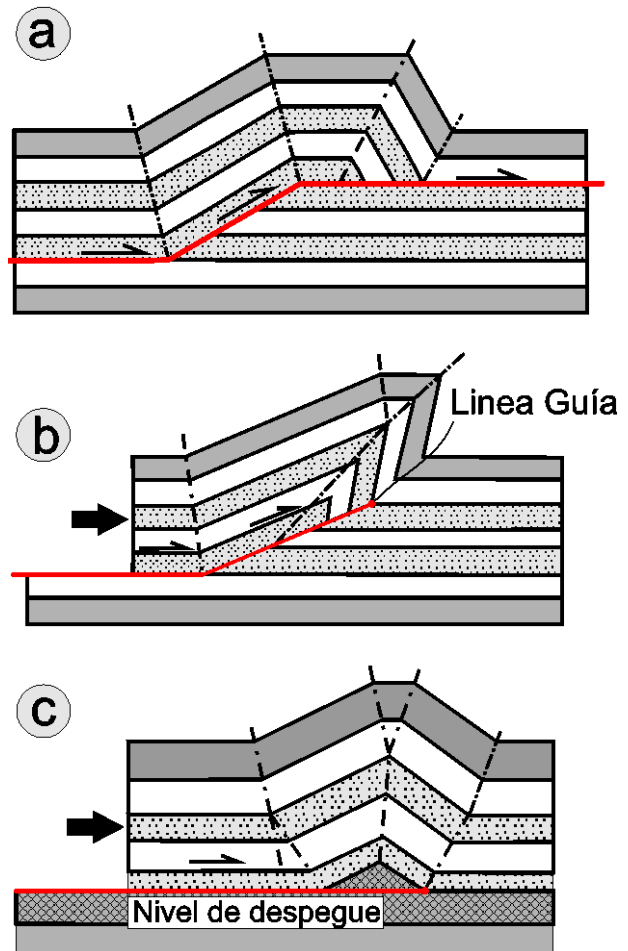


Figura 4. 1: Tipos de pliegues relacionados con cabalgaduras. a) Pliegue de flexión de falla; b) Pliegue de propagación de falla y c) Pliegue de despegue (McClay, 1992; Poblet, 2004).

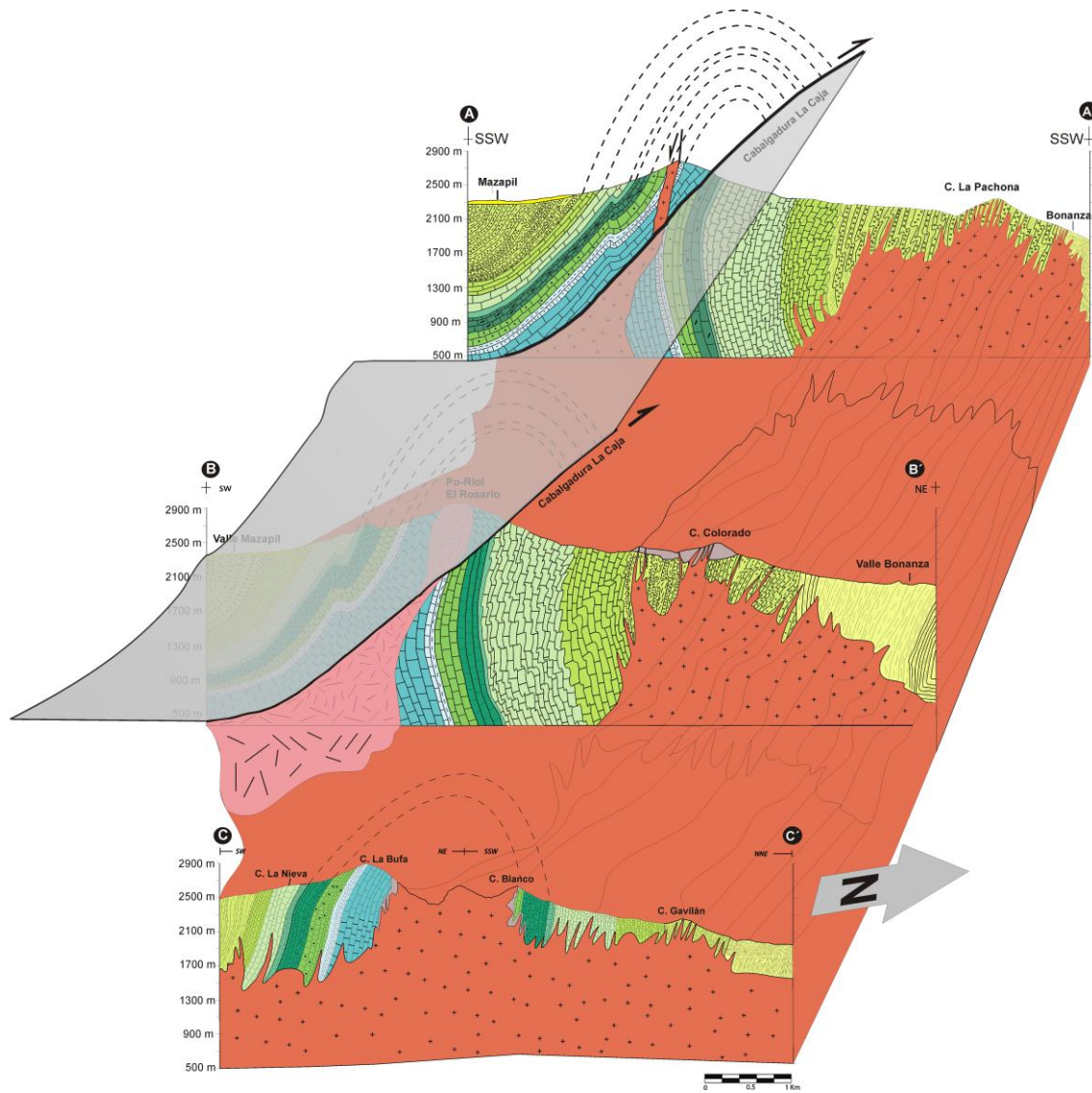
### Pliegues de despegue

(*Detachment fold*; Poblet y McClay, 1996; Shaw *et al.*, 2005). Estas estructuras son las más simples dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras y para los que existen soluciones de tipo numéricas, en las cuales la deformación se distribuye de manera continua formando un pliegue en respuesta a un fuerte contraste reológico entre dos unidades litológicas, que pueden ser una unidad basal, posiblemente lutita o sal, sobreyacidas por una unidad competente generalmente caliza ó arenisca

(Contreras-Pérez, 2010). A diferencia de los pliegues de flexión o de propagación de falla, este tipo de pliegues no están asociados con una rampa de falla, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas, lo que significa que el despegue se puede generar tanto en una zona próxima a la terminación de un cabalgamiento o en cualquier otra parte si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este (Poblet, 2004; **Figura 4.1c**). Es importante destacar que existen dos modelos extremos de pliegues de despegue: Pliegues de despegue por rotación de flancos y pliegues de despegue por migración de charnelas (Poblet, 2004).

#### **4.1.1 Comparación del anticlinal La Caja respecto a los Pliegues relacionados a Fallas**

Como se ha descrito previamente, el anticlinal La Caja representa estructuralmente un pliegue asimétrico con vergencia al NE, con un flanco frontal generalmente invertido con inclinaciones que varían de  $\sim 60^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  y un flanco trasero con inclinaciones promedio de  $\sim 50^{\circ}$  hacia el S – SW. De acuerdo a la geometría de sus flancos, la estructura puede ser interpretada como un pliegue de propagación de falla (**Figura 4.1b**), cuya falla en este caso, está representada por La Cabalgadura La Caja. Esta estructura es de cierto modo paralela al flanco trasero y presenta una menor inclinación en la parte central de la estructura (**Figura 4.2**). Por otro lado, en el sector más oriental del área de estudio (**sección C-C', Figura 4.2**), se interpreta que dicha cabalgadura ha sido asimilada o rebajada magmáticamente por el emplazamiento del intrusivo Providencia. Por otro lado, el flanco frontal invertido se encuentra afectado por el enjambre de diques emplazados de manera paralela a subparalela a la estratificación, como sobre planos de fallas pre-existentes. También, se interpreta que hacia el sector más oriental, el intrusivo tiene una configuración masiva, lo cual provoco el levantamiento y rebaje magmático de las secuencias sedimentarias, mientras que hacia el sector más occidental, el cuerpo ígneo adquiere menores dimensiones, llegándose a manifestar en forma de apófisis de cuerpos masivos o como diques en el flanco frontal.



**Figura 4. 2: Representación de la variación estructural del anticlinal La Caja a través de las tres secciones geológico – estructurales.**

## 4.2 Distribución de las mesoestructuras

El estudio sistemático de las mesoestructuras que se desarrollan antes, durante y en la etapa tardía de la formación de un pliegue, es de gran importancia para el entendimiento de su cinemática, así como para distinguir entre los diferentes tipos de pliegues relacionados con fallas (Price y Cosgrove, 1992; Poblet, 2004). Las técnicas de estudio para determinar la cinemática de pliegues mediante el análisis de micro y mesoestructuras, se pueden agrupar en dos tipos: i) considerando la distribución, abundancia, orientación y edad



relativa de las mesoestructuras y, ii) determinando la historia de deformación; es decir, determinando relaciones de corte entre mesoestructuras. La información de las mesoestructuras, obtenida a partir de trabajo de campo dentro del anticlinal La Caja, forman la base para el establecimiento de: i) las posibles etapas de deformación presente en el área de estudio, ii) los posibles mecanismos de plegamiento y finalmente iii) el tipo de pliegue a escala regional al que corresponde la estructura principal del área de estudio. A continuación se mencionan las principales mesoestructuras documentadas a lo largo del anticlinal La Caja.

#### **4.2.1 Mesoestructuras en el Núcleo del anticlinal La Caja**

En el núcleo del anticlinal La Caja se encuentran calizas oolíticas de la Formación Zuloaga. Las mesoestructuras documentadas en esta formación son: grietas de tensión (*en échelon*; **Figura 4.3a**), abundantes fracturas de tensión del tipo “**ac**” que funcionaron como zonas de reacomodo y fracturas de tensión del tipo “**bc**” las cuales son paralelas a la charnela (**Figura 4.3**). Otras mesoestructuras corresponden a fracturas de cizalla del tipo  $hk0 > “b”$  (**Figura 4.3j**), las cuales se pudieran asociar a la etapa D2 o de replegamiento local, en la cual ocurrió acomodo e inmersión casi vertical de ejes de pliegues (**Figura 4.3e**). En esta zona se observaron estilolitas tectónicas (**E3**), las cuales se asocian con la etapa 2 de replegamiento (**Figura 4.3**).

#### **4.2.2 Mesoestructuras en la zona de cabalgadura**

El flanco frontal del anticlinal La Caja se encuentra modificado por la cabalgadura del frente de la sierra de La Caja, la cual pone en contacto a las calizas de la Formación Zuloaga con la Formación Tamaulipas Inferior (sección A-A'; **Figura 4.2**). Esta cabalgadura está evidenciada en algunos sectores por algunos horizontes de brechas tectónicas, posiblemente dentro de la Formación Tamaulipas Inferior, así como por zonas con abundante recristalización. Otras de las mesoestructuras observadas en zonas cercanas a la cabalgadura La Caja, corresponden a estructuras de *boudinage* ó de *pinch y swell* (**Figura 4.3b**)

las cuales pudieran asociarse a una etapa tardía de la deformación. Finalmente, fueron observados algunos indicadores cinemáticos cuya cima indica una dirección de transporte hacia el N-NE, lo cual es congruente con dicha estructura (**Figura 4.3c**).

#### **4.2.3 Mesoestructuras en los flancos del anticlinal La Caja**

Las mesoestructuras observadas en los flancos del anticlinal La Caja fueron principalmente mesopliegues, los cuales son más abundantes en el flanco frontal. Los mesopliegues corresponden principalmente a pliegues tipo chevrón, caracterizados por ejes horizontales y vergencias principales hacia el NE (**Figura 4.3d**), correspondientes a los descritos dentro del Grupo I en el Capítulo III, así como estructuras sin sedimentarias (slumps) (**Figura 4.3d**). Es muy común observar en ambos flancos del anticlinal estilolitas tectónicas paralelas al rumbo de la capa (**E2, Figura 4.3**), las cuales están asociadas con la etapa 1 de plegamiento regional. Además, la presencia de pliegues con ejes verticales en capas de pedernal (**Figura 4.3e**) pudiera representar a la etapa 2 de la deformación (replegamiento local), como estructuras dúplex asociados a fallas laterales (**Figura 4.3f**). Otras estructuras observadas en ambos flancos del anticlinal La Caja pertenecen a fallas paralelas a la estratificación (capa-capa) (**Figura 4.3g**), las cuales se asocian a la etapa de plegamiento regional, sugiriendo que el *flexural slip* fue principal mecanismo de plegamiento. Finalmente, los tipos de fracturas más comúnmente observados en los flancos de la estructura, corresponden a fracturas de cizalla del tipo  $hk0$   $hk0 > "c"$  y del tipo  $Ok1 > "c"$  (**Figura 4.3 h, Figura 4.3 i, y Figura 4.3k**).

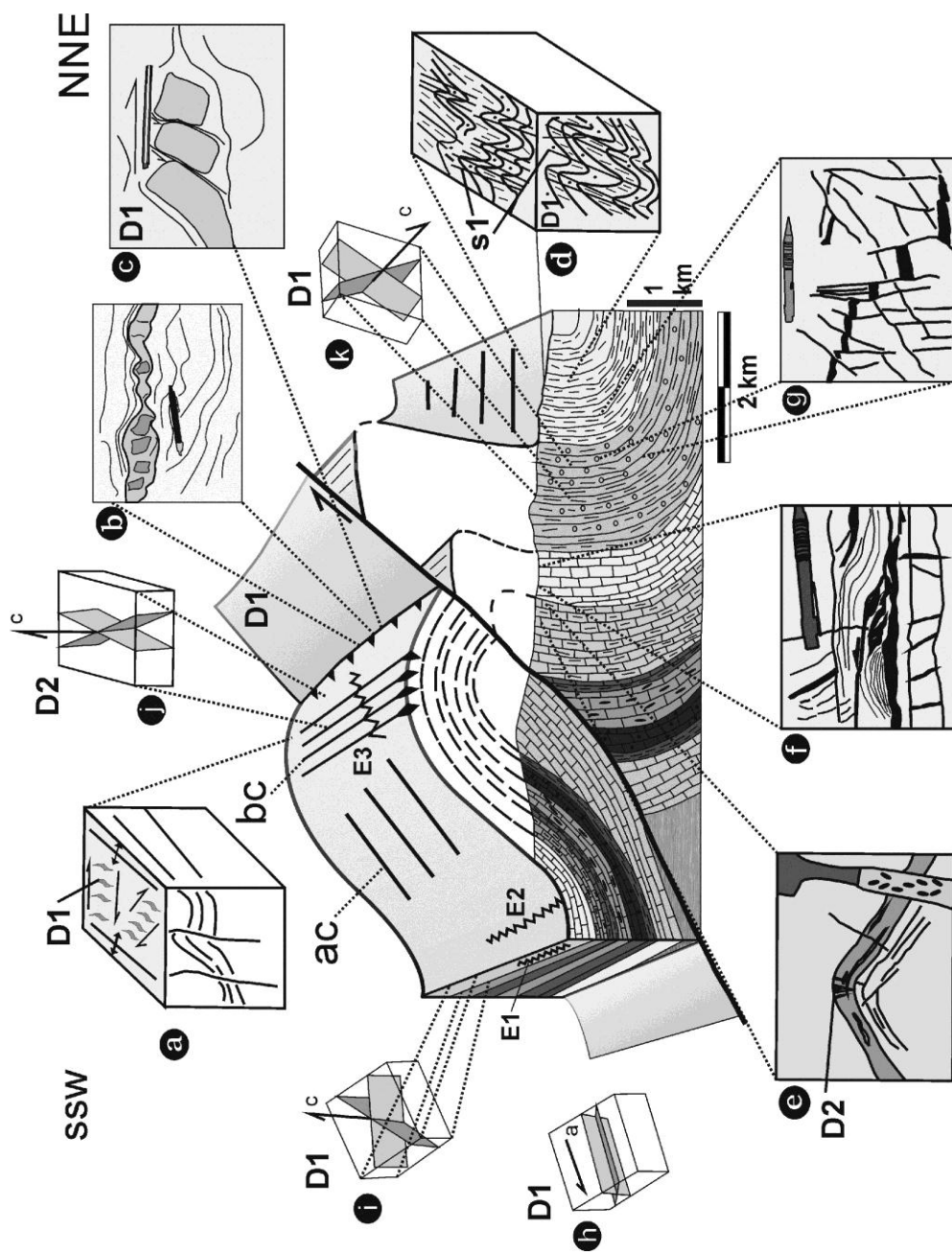


Figura 4. 3: Sección esquemática que muestra la distribución de las mesoestructuras documentadas a lo largo del anticlinal La Caja correspondientes a la etapa 1 (D1) y a la etapa 2 (D2).

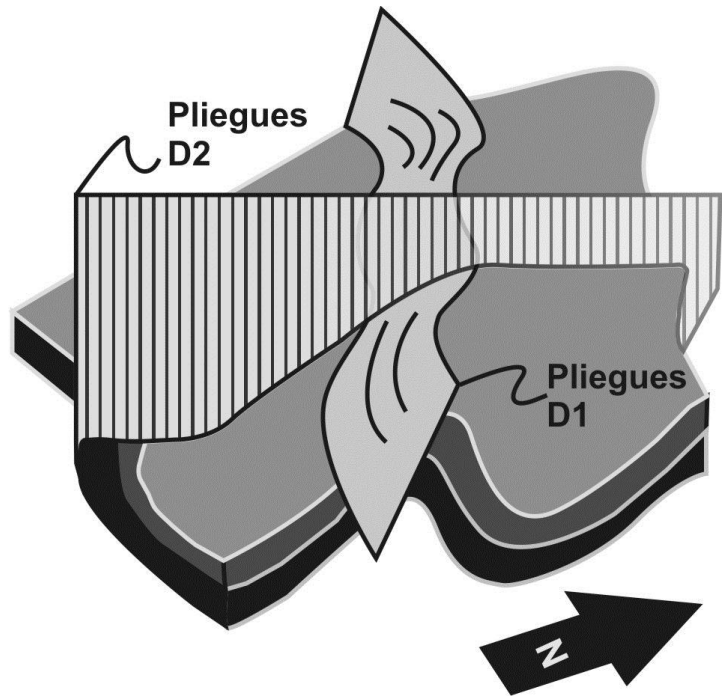
### **4.3 Interpretación de las mesoestructuras**

#### **4.3.1 Estructuras syn-sedimentarias (Slumps)**

Los ejes de los pliegues sinsedimentarios generados por deslizamiento gravitacional “slumps”, documentados dentro de la Formación Caracol, presentan principalmente dos orientaciones: a) Norte-Sur y b) Este-Oeste (**Figura 3.21e**). De acuerdo con lo anterior, y tomando en cuenta lo propuesto por Jones (1939) y Woodcock (1976), respecto al uso de dichos ejes para determinar una posible orientación de la(s) paleopendientes, se puede interpretar que los ejes orientados hacia el Norte, los cuales antes de ser deformados tectónicamente fueron paralelos respecto al borde de la paleocuenca, habrían sido generados por “slumps” que proceden del Oeste. Utilizando el mismo criterio, se interpreta que los ejes orientados hacia el Este proceden de “slumps” que venían desde el Sur. Lo anterior, sugiere una posible paleocuenca cuyos bordes pudieron haber estado orientados: N-S y E-W, a partir de los cuales fueron transportados los depósitos de flujos de masas por gravedad. A partir del análisis de otras estructuras tales como: clivaje de plano axial (**Figura 3.22b**), líneas de intersección (S0/S1) (**Figura 3.22c**), planos axiales (**Figura 3.22d**) y fracturas (**Figura 3.22e**), se puede interpretar que las estructuras generadas por los “slumps” fueron deformadas después de su depósito por un evento tectónico orientado NNE-SSW a NE-SW. Este evento puede ser relacionado con la deformación regional (**D1**) ó fase temprana, causante de la rotación de dichas estructuras, generando en la mayoría ejes con una inmersión casi vertical. Otro aspecto a mencionar es posiblemente relacionado con el fallamiento casi E-W (**Figura 3.17e**), documentado en el flanco norte del anticlinal La Caja y específicamente en la Formación Caracol.

### 4.3.2 Pliegues

En el área de estudio se identificaron dos grupos de pliegues, aquí definidos como Grupo I y II. El Grupo I consiste de pliegues con ejes horizontales; de acuerdo a la disposición de dichos ejes, así como de sus planos axiales (Pliegues D1, **Figura 4.4**), se interpreta que las charnelas de estos pliegues tienen una orientación general que varía de NW-SE a WNW-ESE, la cual es congruente con la orientación general del anticlinal La Caja (**Figura 4.5**), así como con las estructuras regionales cercanas a la zona de estudio (**Figura 3.2**). Por lo anterior, se considera que el Grupo I de pliegues (Pliegues D1, **Figura 4.4**) corresponde a un evento compresivo regional, donde el esfuerzo máximo compresivo ( $\sigma_1$ ) estuvo orientado de NNE-SSW a NE-SW y corresponde a una fase temprana de la deformación (**D1**). Por otro lado, los pliegues pertenecientes al Grupo II consisten de pliegues de menor escala, encontrados principalmente en capas de pedernal con formas que varían desde pliegues amplios hasta apretados, asimétricos y caracterizados por tener una inmersión que varía de horizontal hasta completamente vertical; así como planos axiales orientados casi N-S (Pliegues D2, **Figura 4.4**), documentados principalmente en las formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura. De acuerdo a la inmersión observada en estos pliegues, y en la orientación de sus planos axiales, se puede interpretar que estos son casi ortogonales con la orientación de los pliegues del Grupo I. Por lo anterior, se considera que los

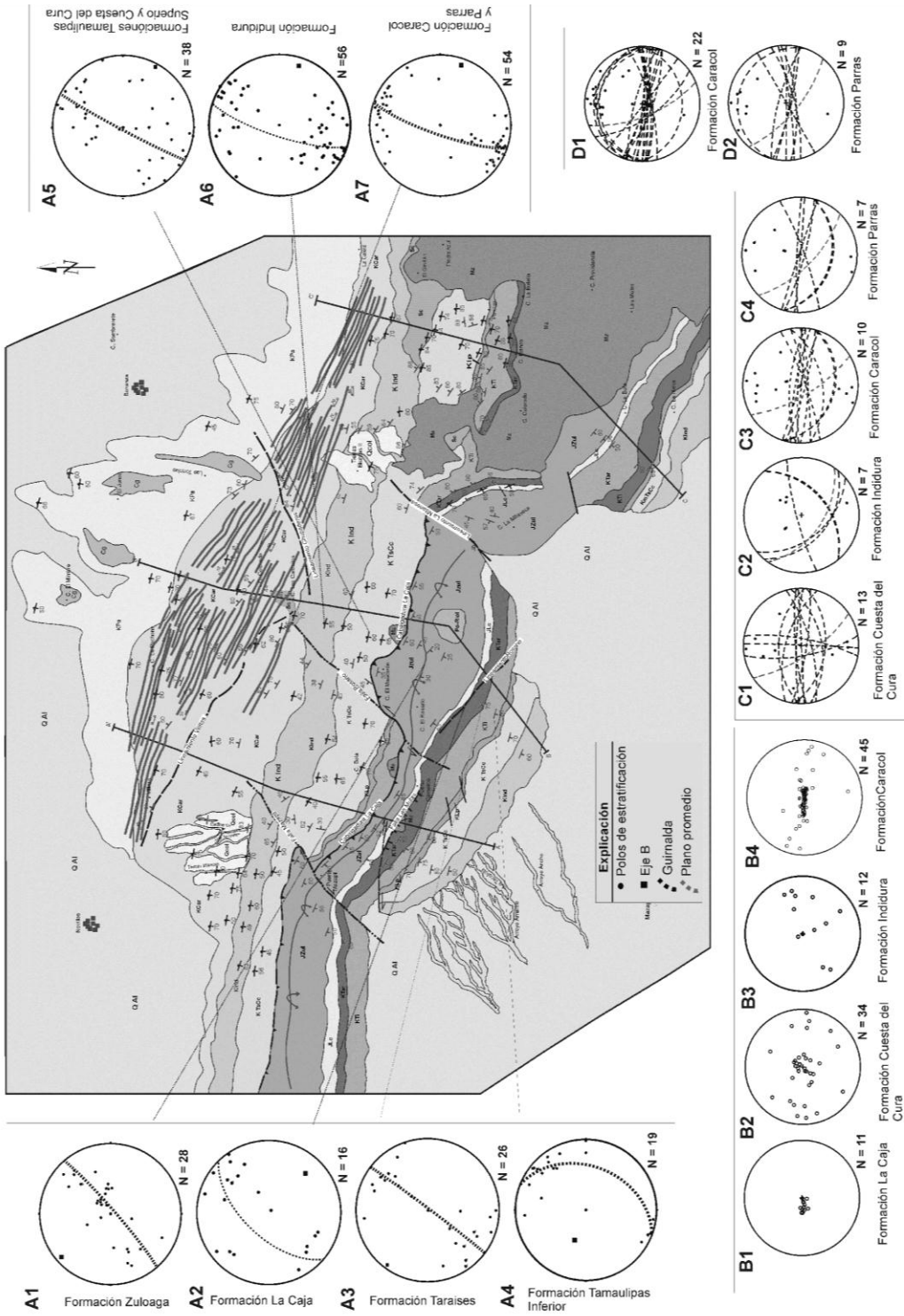


**Figura 4. 4:** Representación esquemática de los dos grupos de pliegues documentados en el anticlinal La Caja.

pliegues del Grupo II representan el re-plegamiento de las estructuras regionales. Lo anterior, debido a un evento donde el esfuerzo máximo compresivo estuvo orientado casi E-W. Este evento posiblemente esté relacionado con otras mesoestructuras como las estilolitas tectónicas **E3**, así como con las fracturas **hk0** con ángulo agudo al eje “**b**”. El plegamiento fue documentado en el eje de la estructura, donde también se observaron estructuras de *boudinage*, cuyo origen puede ubicarse en la etapa 4 (acortamiento post-flexura) del desarrollo de un pliegue de escala regional según Price y Cosgrove (1990), ó durante las etapas tardías de la deformación durante el desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Gutiérrez-Alonso; 1992; Gutiérrez-Alonso y Gross, 1997; Ashley-Helmke, 2008).

#### **4.3.3 Clivaje de plano axial**

Como se menciona anteriormente, asociados a los pliegues regionales se desarrollaron superficies de clivaje, dispuestas estructuralmente de forma paralela a subparalela a la estratificación vertical de las formaciones Caracol y Parras, especialmente en las zonas de charnela de pliegues apretados con geometrías cercanamente isoclinales. La orientación general de dichos planos varia de E-W a NW-SE, según sea la posición dentro del arco que define el anticlinal de La Caja (**Figura 4.5, E1 y E2**). Con base en lo anterior, es posible interpretar que son congruentes con la orientación de las estructuras regionales y que fueron generadas durante un evento de acortamiento en el cual el esfuerzo máximo compresivo estuvo orientado de N-S a NE-SW. Este mismo evento coincide con lo interpretado a partir del análisis de los pliegues del Grupo I, por lo que se interpreta que tanto el plegamiento como los planos de clivaje son contemporáneos a la deformación regional.



**Figura 4. 5: Mesoestructuras del tipo dúctil. a) diagramas pi elaborados a partir de datos de estratificación a lo largo de la sección b-b'. b) diagramas de ejes de pliegues; c) diagramas de igual área de planos axiales; d) diagramas de clivaje de plano axial documentados en las formaciones del Cretácico Superior.**

#### **4.3.4 Cabalgadura La Caja**

La estructura principal en el área de estudio (**Figura 4.5**) corresponde a un anticlinal modificado en su flanco frontal por una cabalgadura conocida como la Cabalgadura La Caja, una falla inversa de ángulo y extensión variable que yuxtapone rocas del Jurásico Superior sobre rocas del Cretácico Inferior y Superior. De acuerdo con el modelo de Price y Cosgrove (1990), las fallas inversas pueden ser generadas desde la etapa 2 (inicio del plegamiento) del desarrollo de un pliegue, así como durante la etapa 3, durante el desarrollo finito del Pliegue. Dicha falla, de orientación general E-W, presenta variaciones en su rumbo de acuerdo a la estructura mayor, y una dirección de transporte hacia el N-NE (**Figuras 3.3 y 3.5**). Se interpreta que esta cabalgadura es congruente con el acortamiento regional observado en las estructuras plegadas y cabalgadas en este sector de la Sierra Madre Oriental, por lo que se le considera aquí como parte de la fase de deformación temprana en el área de estudio (**D1**).

#### **4.3.5 Estilolitas**

Las estilolitas fueron observadas principalmente en las formaciones Zuloaga, Taraises y Tamaulipas Inferior. Estas estructuras se clasificaron en tres tipos: i) estilolitas diagenéticas (**E1**); ii) estilolitas tectónicas paralelas al rumbo de la capa (**E2**) y, iii) estilolitas tectónicas perpendiculares al rumbo de la capa (**E3**).

Las estilolitas diagenéticas (**E1**) son abundantes en las formaciones Zuloaga y Tamaulipas Inferior. El origen de estas estructuras se ha atribuido a la carga litostática que ejerció la columna litológica asociada al desarrollo de la cuenca (Hancock, 1985).

Las estilolitas tectónicas paralelas al rumbo de la capa (**E2; Figura 3.11g**), de acuerdo con Price y Cosgrove (1990), son atribuidas al acortamiento pre-flexura, ocurrido en la etapa 1 del modelo del plegamiento flexural, caracterizado por un acortamiento horizontal de baja velocidad (Price y Cosgrove, 1990). Dichas estructuras pudieron haber funcionado inicialmente



como fracturas de tensión del tipo **bc** y estar relacionadas a un evento compresivo donde el esfuerzo máximo compresivo estuvo orientado NE-SW, lo cual corresponde a la **fase 1**, congruente con la orientación de las estructuras regionales. Por otro lado, las estilolitas perpendiculares al rumbo de la capa (**E3**) fueron documentadas en las formaciones Zuloaga, Taraises y Tamaulipas Inferior. Se interpreta que dichas estructuras fueron originadas en condiciones similares a las estilolitas **E2**, pero corresponden a un evento posterior (**fase 2**), dentro de la deformación progresiva, correspondiente a un evento compresivo, en el que el esfuerzo de máxima compresión estuvo orientado WNW - ESE (**Figuras 3.11 c y d**) a NW-SE (**Figura 3.13b**). Dicho evento es posiblemente contemporáneo al plegamiento superpuesto que generó los pliegues en las capas de pedernal con ejes orientados casi N-S de inmersión vertical (Grupo II) y con las fracturas  $hk_0 > "b"$ .

#### **4.3.6 FRACTURAS**

##### **4.3.6.1 Patrones de fracturas**

Con base en lo descrito en apartados anteriores, se establecieron cuatro grupos de fracturas. Estos se fundamentan en la orientación de éstas y las posibles direcciones variables de los esfuerzos que les pudieron dar origen (**Tabla 4.1**). El Grupo I, consiste de fracturas de tensión del tipo "**ac**", cuya orientación es perpendicular a la charnela y/o eje del anticlinal La Caja. Estas estructuras se observaron en ambos flancos del anticlinal (**Figura 4.6**). El Grupo II, comprende dos familias de fracturas de cizalla: la primer familia corresponde a fracturas del tipo  $Ok_1 > "c"$ , mientras que la segunda familia comprende a las fracturas del  $hk_0 > "a"$ . El Grupo III también consiste de dos familias de fracturas de cizalla: la primera del tipo  $hk_0 > "b"$  y la segunda del tipo  $Ok_1 > "b"$ . Por último, el Grupo IV consiste de fracturas de tensión del tipo "**bc**", cuya orientación es paralela a la charnela del anticlinal La Caja y se observaron principalmente en el flanco frontal de la estructura (**Figura 4.6**).

### 4.3.6.2 Interpretación

#### Grupo I

Las fracturas del Grupo I en algunos casos, se observaron como las más recientes y en otros sitios se observaron cortadas por otros sistemas de fracturas, lo cual implica una edad más antigua. Por lo anterior, se sugieren dos posibles escenarios para su interpretación. En el primer escenario, estas fracturas serían las más jóvenes y su génesis puede relacionarse con

una etapa de acomodamiento de la deformación, en la cual estas fracturas acomodaron extensión paralela a la charnela o relacionadas con la inmersión de los ejes de los pliegues, localmente en una etapa tardía de la deformación en la que el esfuerzo de máxima compresión estuvo orientado de E-W a WNW – ESE, como ha sido reportado en otros sectores dentro de la Sierra Madre Oriental, por ejemplo lo reportado por Higuera-Díaz, (2005) para el anticlinal de Nuncios en la Saliente de Monterrey. El segundo escenario, implica que estas fracturas son más antiguas y que fueron generadas durante las etapas más tempranas de la deformación, como lo propone Price y Cosgrove (1990) en su modelo de plegamiento flexural, lo cual coincide con otros modelos propuestos (e.g. Ismat, 2008; Ismat y Mitra, 2005), quienes mencionan que dichas fracturas son paralelas al esfuerzo compresivo máximo ( $\sigma_1$ ), el cual habría estado orientado NE-SW.

Por lo anterior, se sugiere que las fracturas de tensión **ac** (**Figura 4.7**) que representan al Grupo I de fracturas en este estudio, pudieron haber sido

Tabla 4. 1 Sistema de fracturas por Formación observados en diferentes sectores del anticlinal La Caja.

Formación	Localización			Grupo
	FT	Charnela	FF	
Zuloaga		hk0 > "a" hk0 > "b"		(II) (III)
La Caja	0kl > "c"			(II)
Taraises	hk0 > "b" 0kl > "c"			(III) (II)
Tamaulipas Inferior	ac			(I)
	0kl > "c"			(II)
	0kl > "b"		hk0 > "a" hk0 > "b"	(III) (II) (III)
Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura	hk0 > "a"			(II)
	hk0 > "b"		hk0 > "b"	(III)
	ac		ac 0kl > "c"	(I) (II)
Indidura	bc		bc	(IV)
	0kl > "c"		0kl > "c"	(II)
			ac 0kl > "b"	(I) (III)
Caracol	hk0 > "a"		hk0 > "a"	(II)
	hk0 > "b"		0kl > "b"	(III) (III)
Parras	hk0 > "a"		hk0 > "a"	(II)

generadas en dos etapas, una temprana a la deformación y otra durante la fase tardía.

### **Grupo II**

Las fracturas del Grupo II (**Figura 4.6**) de acuerdo a la orientación del esfuerzo de máxima compresión ( $\sigma_1$ ) son contemporáneas a las fracturas del Grupo I y pudieron haber acomodado acortamiento capa-capa durante las etapas tempranas del plegamiento (Etapa 2), según lo propuesto por Price y Cosgrove (1990) para el plegamiento flexural. De acuerdo a la orientación de su ángulo agudo, se interpreta que estas fracturas fueron generadas por un evento cuyo esfuerzo de máxima compresión ( $\sigma_1$ ) estuvo orientado NNE-SSW a NE-SW en posición horizontal (**Figura 4.7**). Este evento compresivo es congruente con la orientación de las estructuras regionales, las cuales han sido relacionadas con una etapa temprana de la deformación regional (**D1**).

### **Grupo III**

Las fracturas del Grupo III (**Figura 4.6**) son más jóvenes que las fracturas del Grupo I y, corresponden a un evento en el que las estructuras regionales, asociadas con la deformación temprana (**D1**), fueron replegadas localmente. De acuerdo a la orientación de su ángulo agudo, se interpreta que dicho evento compresivo estuvo orientado WNW-ESE a casi E-W (**Figura 4.7**) el cual generó el fracturamiento de este tipo tanto en la charnela como en los flancos de la estructura y está asociado a la inmersión local de los pliegues correspondientes al Grupo II.

### **Grupo IV**

Las fracturas del Grupo IV (**Figura 4.6**) son las menos abundantes y se observaron principalmente en el flanco frontal y en la zona de la charnela del anticlinal La Caja (**Figura 4.7**). Estas fracturas no aportan información acerca de las direcciones de acortamiento (Ismat, 2008); sin embargo, pueden ser interpretadas como parte de la extensión experimentada, tanto en los flancos como en la charnela de la estructura, durante las etapas tardías de la

deformación regional. Estas estructuras están asociadas a la generación de las estilolitas paralelas al rumbo de la capa (**E1**), las cuales pudieron haber evolucionado a partir de fracturas generadas durante las etapas 2 y 3 del plegamiento flexural según el modelo de Price y Cosgrove (1990).

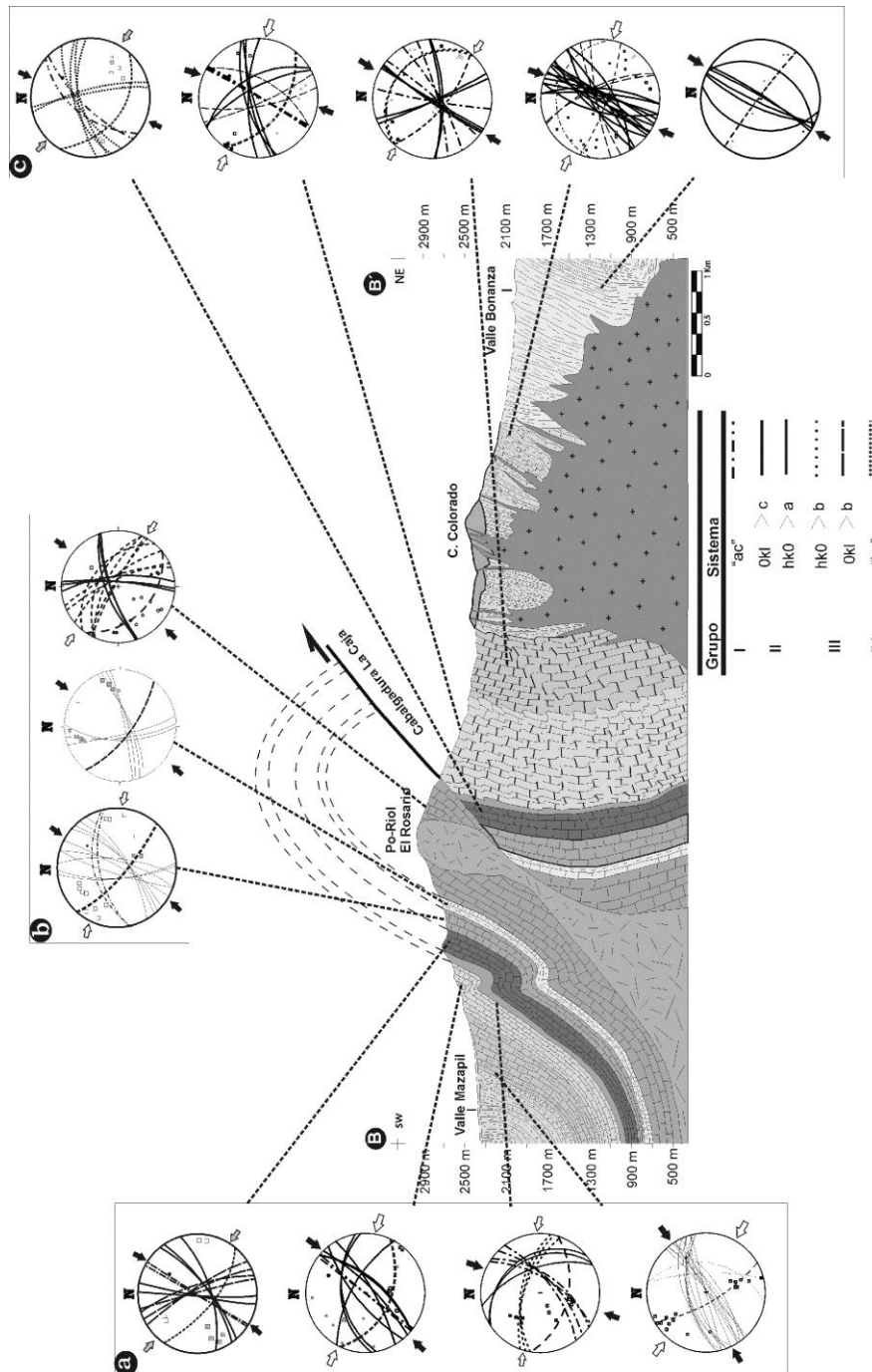


Figura 4. 6: Sección geológica en la que se ilustran las familias de fractura documentadas en los flancos y la charnela del anticlinal La Caja en el área de estudio.

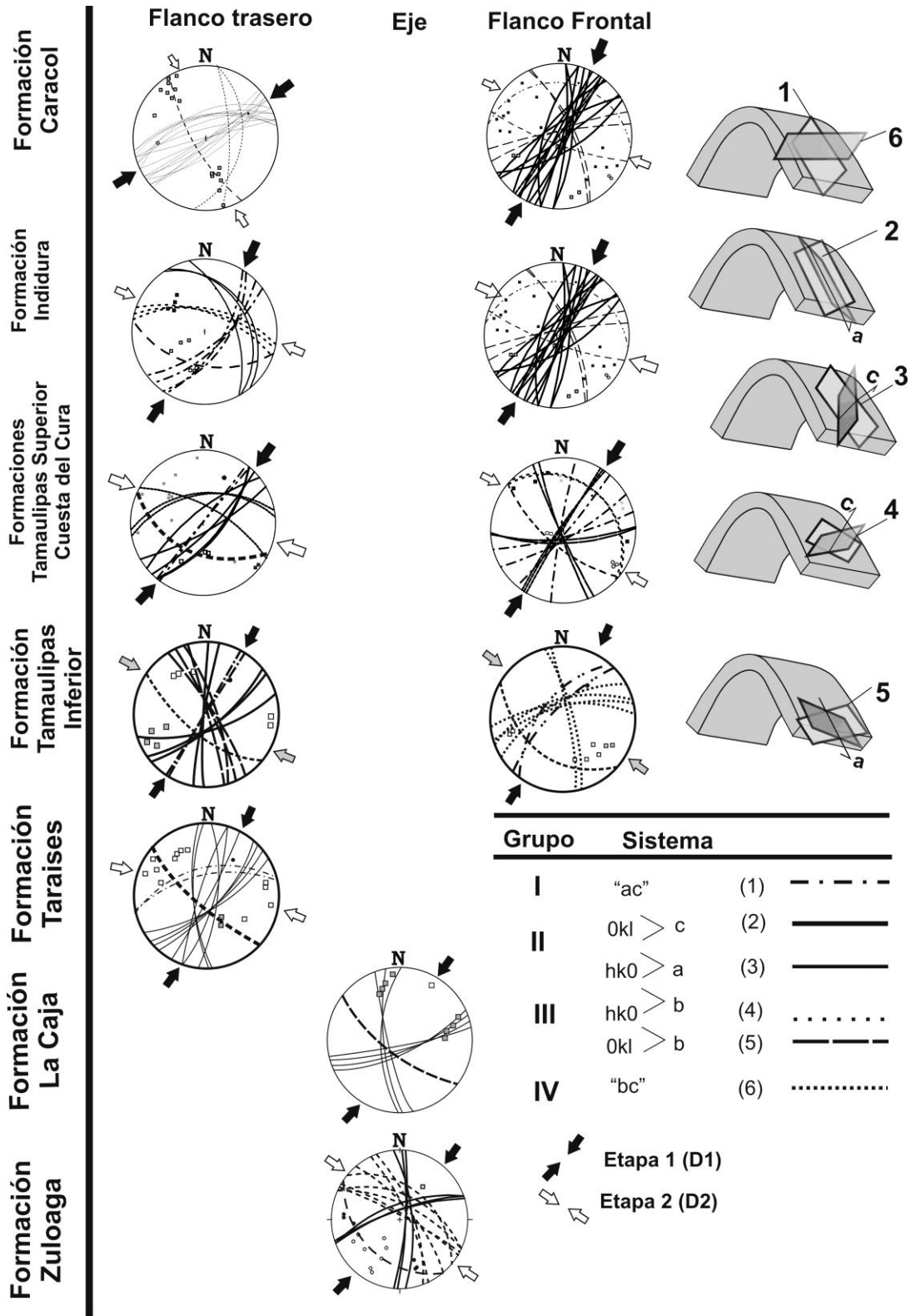


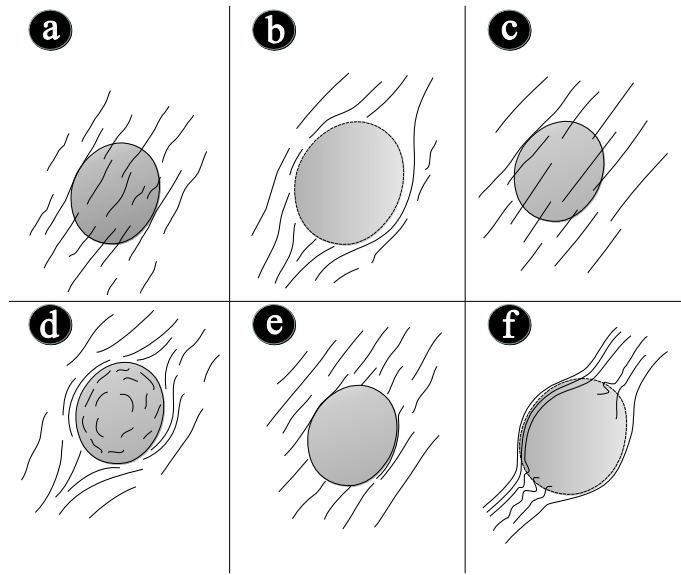
Figura 4. 7: Diagramas representativos de las familias de fracturas por formación. A) Modelos esquemáticos del Grupo A y Grupo B. B) Modelo esquemático del Grupo C.

#### 4.3.7 Fallas

El fallamiento observado en el área de estudio no es muy abundante, sin embargo fue posible documentar fallas de tipo normal con componente lateral a lo largo en algunas de las formaciones, con la finalidad de discriminar las fallas que pudieran estar relacionadas con el plegamiento regional, de acuerdo a la cinemática observada en los planos de falla. De acuerdo a lo anterior, se agruparon las fallas en dos tipos, el primero pertenece a fallas normales con componente lateral, las cuales fueron observadas dentro de la Formación Zuloaga (**Figura 3.11c**) y en la Formación Cuesta del Cura (**Figura 3.15c**) y que de acuerdo a la cinemática y orientación de sus estrías se puede interpretar que estas fueron generadas durante el plegamiento regional. Por otro lado, el segundo tipo de fallas corresponde principalmente a fallas de tipo lateral, las cuales fueron observadas en las formaciones Zuloaga (**Figura 3.11f**), La Caja (**Figura 3.12c**), Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (**Figura 3.15d**), así como Caracol (**Figura 3.17e**), presentes en toda la estructura, desde la charnela hasta el flanco frontal. La orientación y cinemática de sus estrías no es congruente con la cinemática que generó los pliegues regionales y son casi ortogonales a la cabalgadura La Caja y con ello a la dirección de transporte de la estructura mayor, que de manera regional es hacia el Noreste. De acuerdo a lo anterior, se puede interpretar que dicho fallamiento no está relacionado con el plegamiento flexural, observado de manera regional por lo que pudiera considerarse como un evento posterior. Por otro lado, se interpreta que estos planos de falla favorecieron el emplazamiento de magmas correspondientes al enjambre de diques El Colorado-La Pachona, localizados en el flanco frontal de la estructura y cuyo rumbo preferencial es WNW-ESE (**Figura 4.2**).

#### 4.4 Relación entre la deformación y el emplazamiento de magmas en el área de estudio

La separación de eventos como la deformación regional y el magmatismo presente en ambientes compresivos (e.g. cinturones de pliegues y cabalgaduras), es posible realizarse mediante la aplicación de diferentes técnicas, por ejemplo: **a)** el uso de las relaciones de corte que guardan los cuerpos magmáticos respecto a las estructuras en las rocas encajonantes, específicamente respecto al plegamiento y el fallamiento regional, **b)** el análisis de las fábricas desarrolladas en las aureolas tectónicas, desarrolladas en los contactos entre las rocas encajonantes y las rocas magmáticas (Paterson *et al.*, 1991), lo cual ha permitido definir la relación entre la deformación y la actividad magmática. Estas técnicas en conjunto con la geocronología, han permitido establecer de manera absoluta la cronología de eventos orogénicos, logrando establecer tres escenarios principales: i) donde el magmatismo es anterior a la deformación (pre-tectónico; **Figura 4.8a y b**); ii) donde el magmatismo ocurrió durante la deformación (sin-tectónico; **Figura 4.8c y d**) y iii) donde el magmatismo es posterior a la deformación (post-tectónico; **Figura 4.8 e y f**). Los cuerpos magmáticos documentados en el área de estudio están representados por: i) el intrusivo Providencia, situado en el sector sureste del área de estudio y que corta a la charnela del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**), y en forma de apófisis a lo largo de la estructura; ii) el intrusivo Mascaron, localizado en el sector central del anticlinal La Caja y de mucho menor dimensión que el intrusivo Providencia, y iii) el enjambre de



**Figura 4. 8: Patrones de foliación para intrusivos pre-tectónicos (a y b); sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f; Paterson *et al.*, 1991).**

**Figura 4.8c y d**) y iii) donde el magmatismo es posterior a la deformación (post-tectónico; **Figura 4.8 e y f**). Los cuerpos magmáticos documentados en el área de estudio están representados por: i) el intrusivo Providencia, situado en el sector sureste del área de estudio y que corta a la charnela del anticlinal La Caja (**Figura 2.4**), y en forma de apófisis a lo largo de la estructura; ii) el intrusivo Mascaron, localizado en el sector central del anticlinal La Caja y de mucho menor dimensión que el intrusivo Providencia, y iii) el enjambre de

diques El Colorado-La Pachona, aflorantes en la parte norte del área, correspondiente al flanco frontal del anticlinal La Caja. El enjambre de diques tiene un rumbo que varía de WNW –ESE a E-W con inclinaciones cercanas a la vertical, dispuestos de manera paralela a subparalela a la estratificación de las formaciones Caracol y Parras.

De los criterios tomados en cuenta para establecer la relación de dichos cuerpos respecto a la deformación, únicamente en el intrusivo Providencia se observó una incipiente foliación de tipo magmática, la cual se interpreta como resultado del empuje que ejerció el intrusivo durante su emplazamiento (). Además, no fue observada tipo de foliación tectónica que sugiera que el emplazamiento de dichos cuerpos pudo haber sido de manera pre ó sin - tectónica, evidenciando que el emplazamiento ocurrió de manera posterior a la deformación regional (post-tectónico). Lo mencionado anteriormente, está confirmado por las relaciones de corte observadas e interpretadas a través de las secciones geológicas - estructurales (**Figura 4.2**), en las que se muestra que tanto el intrusivo Providencia como el intrusivo Mascarón, fueron emplazados cerca de la zona de la charnela del anticlinal La Caja (**Figuras 4.2**).

La ausencia de deformación tectónica interna en los intrusivos, permite interpretar que los cuerpos intrusivos se emplazaron después del fallamiento normal y lateral, el cual ha sido interpretado como un evento posterior al plegamiento regional y que posteriormente pudo haber favorecido el emplazamiento de magmas. Del mismo modo, los cuerpos tabulares correspondientes al enjambre de diques El Colorado – La Pachona, pudieron haberse emplazado también después del fallamiento de la zona, donde posiblemente un evento transpresivo local, cuya cizalla fue observada también en los pliegues sin-sedimentarios (*slumps*), pudo haber favorecido el desarrollo de discontinuidades verticales (e.g. fallas y estratificación) que fueron aprovechadas para el emplazamiento de los diques, funcionando como zonas de debilidad en conductos para el posterior emplazamiento de dichos cuerpos tabulares verticales cuya relación es post-tectónica.



#### **4.5 Secuencia de la deformación**

El plegamiento, generado por “buckling”, fue principalmente controlado por dos distintos mecanismos: i) deslizamiento flexural y, ii) flujo flexural (Ramsay y Huber, 1987). El deslizamiento flexural fue acomodado por fallamiento capa – capa, controlado por el alto contraste entre capas (formaciones Tamaulipas Inferior, Superior, Cuesta del Cura e Indidura) y formaciones (formaciones Zuloaga, La Caja y Tamaulipas Inferior) que caracteriza la estratigrafía de las distintas formaciones geológicas presentes en el área de estudio. Por otro lado, el flujo flexural fue acomodado mediante flujo y cizalla en las unidades de composición arcillosa (formaciones La Caja, Caracol y Parras).

La geometría, localización y edad relativa de las mesoestructuras descritas anteriormente, en conjunto pueden ser utilizadas para establecer un modelo de plegamiento para el anticlinal La Caja (**Figura 2.4**). La deformación en el área de estudio pudo haber ocurrido de manera progresiva; aun así, las mesoestructuras pueden separarse dentro de diferentes etapas del plegamiento. A continuación, se propone un modelo que explica el desarrollo del plegamiento, en conjunto con las mesoestructuras documentadas, que consiste en cinco etapas (**Figuras 4.9 y 4.10**). Este se fundamenta con base en la ubicación, orientación y las edades relativas de las mesoestructuras, y en la comparación con diferentes modelos propuestos en la literatura Price y Cosgrove (1990), Gutiérrez-Alonso (1992), Gutiérrez-Alonso y Gross (1997 y 1999); Fischer y Jackson (1999); Higuera-Díaz (2005), Ismat y Mitra (2005), Hayes y Hank (2008), Ismat (2008) y Fischer *et al.*, (2009).

##### **4.5.1 Etapa 1 (etapa pre-plegamiento)**

La primera etapa consiste en el desarrollo de estilolitas diagenéticas (**E1**; **Figura 4.9a**), las cuales fueron observadas de manera abundante dentro de la Formación Zuloaga. En esta etapa, previa al plegamiento, se considera que las estructuras generadas por deslizamiento gravitacional (*slumps*), ya habían sido generadas, conteniendo a los pliegues con ejes horizontales (**Figura 4.9a-b**).

#### 4.5.2 Etapa 2 (etapa sin-plegamiento)

La segunda etapa comprende la etapa inicial del plegamiento. En esta etapa se considera que se formaron las siguientes estructuras en orden de abundancia: i) estilolitas tectónicas (**E2, Figura 4.9b**), cuyos rumbos son perpendiculares al esfuerzo de máxima compresión; ii) fracturas de cizalla del tipo ( $hk0 > "a"$ ), cuyo ángulo agudo corresponde a una compresión que varía de SW-NE a S-N; iii) fracturas de tensión (ac), que corresponde al mismo tensor de esfuerzos que las fracturas de cizalla y, iv) el acomodo del plegamiento mediante el deslizamiento flexural (capa – capa; **Figura 4.9b**).

#### 4.5.3 Etapa 3 (etapa sin-plegamiento)

La tercera etapa se ha dividido en dos sub-estadios (**Figuras 4.9 c y d**), los cuales consisten en el desarrollo del pliegue, interpretado de acuerdo a sus características geométricas como un pliegue de propagación de falla. En la etapa 3a (**Figura 4.9c**) inicia el plegamiento, mediante una cabalgadura a profundidad, cuya rampa iniciaría con una inclinación  $< 45^\circ$  paralela al flanco trasero del pliegue. En esta etapa se considera que las fracturas de tensión del tipo “ac” fueron las más dominantes, así como las estilolitas tectónicas (**E2**). Por otro lado, en esta etapa pudo haberse dado la formación de la mayoría de los mesopliegues tipo chevrón con vergencia hacia el NE, observados en las formaciones del Cretácico Superior.

En la etapa 3b (**Figura 4.9d**), se considera que el ángulo entre flancos es menor que en la etapa anterior y que el flanco trasero aun es paralelo a la rampa, la cual adquirió una inclinación  $> 45^\circ$ . Durante esta etapa fue abundante el fracturamiento del tipo “bc”; así como el fallamiento de tipo extensional en la zona de la charnela. Otra de las estructuras desarrolladas en esta etapa fue el clivaje del plano axial, observado en las formaciones Caracol y Parras. Dichos planos de clivaje son paralelos tanto a los ejes de pliegues tectónicos como a los generados durante los “slumps”, los cuales para esta etapa tuvieron que estar rotados, mostrando en su mayoría ejes verticales (**Figuras 4.9d-b**). En ambos

estadios, se considera que el espesor de las capas es conservado y que el deslizamiento flexural fue el mecanismo dominante.

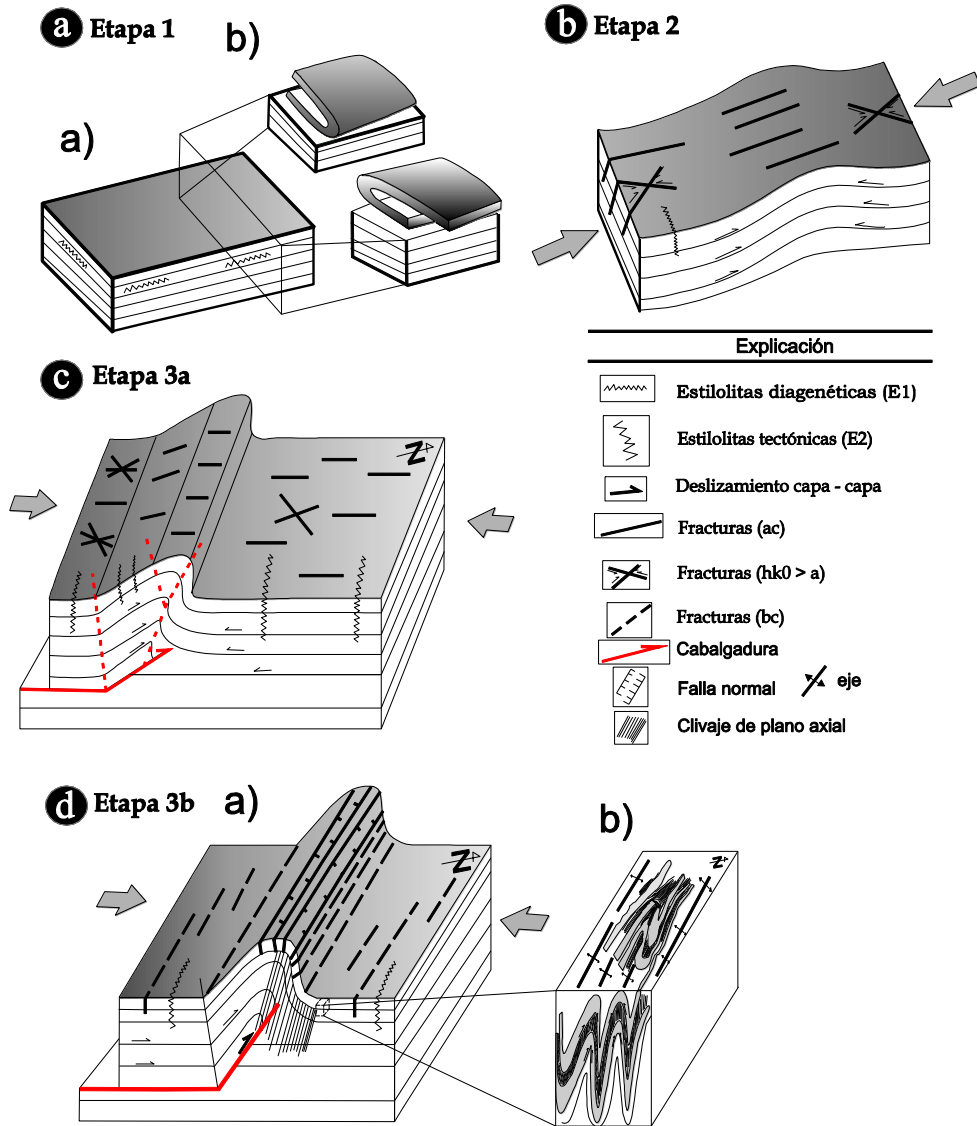


Figura 4. 9: a-a) etapa pre-plegamiento con el desarrollo de estilolitas diagenéticas; a-b) Diagramas que muestran el estilo de los “slumps” con ejes horizontales, procedentes de bordes posiblemente localizados hacia el (?); b) etapa de inicio del plegamiento; c) etapa temprana del cabalgamiento y plegamiento; d-a) etapas tardías del cabalgamiento, extensión en la charnela y desarrollo de planos de clivaje; d-b) diagrama idealizado que muestra el aspecto del plegamiento local con ejes horizontales (vista en sección) y el estilo de los “slumps” después de ser rotados, presentando ejes verticales (vista en planta).

#### **4.5.4 Etapa 4 (transcurrencia)**

Para esta etapa se considera que el plegamiento había cesado; de igual modo, la cabalgadura La Caja había llegado a su etapa final y ya no acomodaba acortamiento. De acuerdo a la orientación y ubicación de las grietas de tensión en la zona de charnela, se interpreta que ocurrió fallamiento de tipo lateral, el cual afectó con desplazamiento notable a la cabalgadura La Caja y a la charnela del anticlinal La Caja, pudieron haber funcionado las fallas laterales como zonas de acomodo, las cuales son oblicuas u ortogonales a las estructuras principales (**Figura 4.10a**). Se considera que durante esta etapa el deslizamiento flexural ya no es el mecanismo dominante para acomodar la deformación en la zona.

#### **4.5.5 Etapa 5 (Replegamiento local)**

Después de la etapa de transcurrencia o posiblemente sincrónica con ésta, se considera que una etapa de plegamiento local ocurrió. Esta etapa generó el replegamiento de las estructuras formadas hasta ese momento, por lo que se le considera como una etapa diferente. Las principales mesoestructuras relacionadas a este evento corresponden a pliegues en capas de pedernal, los cuales están orientados casi N-S y tienen una inmersión que varía desde los  $70^{\circ}$  hasta la vertical, como se ilustra en el bloque esquemático de la **Figura 4.10-b**. Estos pliegues corresponden a los pliegues del Grupo II. Estos son abundantes en las formaciones Cuesta del Cura y La Caja, donde se observaron asociados a estructuras de boudinage o *pinch y swell*, generados posiblemente durante un evento de extensión en la charnela de la estructura. Otra mesoestructura relacionada a esta etapa pertenece a una generación de estilolitas tectónicas (**E3**), cuyos rumbos son perpendiculares a los rumbos de la estratificación (**Figuras 4.10b-a**).

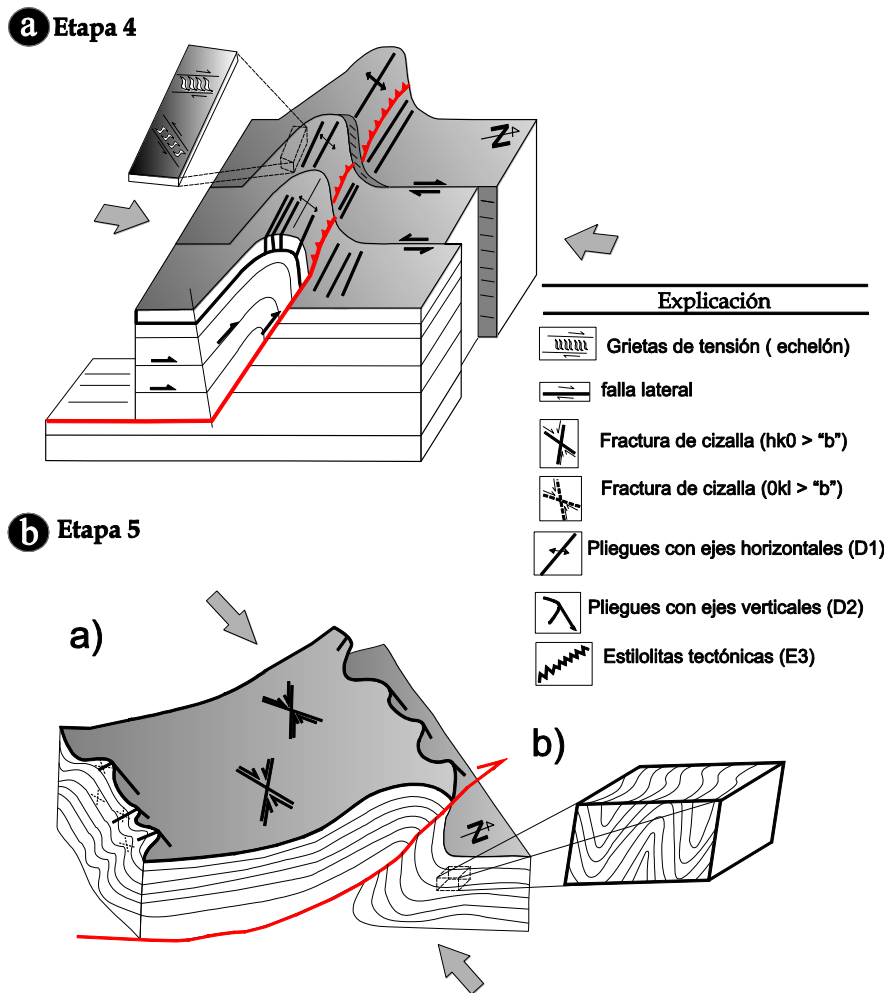


Figura 4. 10: a) Etapa 4 de flexura y acomodo (Post-plegamiento regional) y b) etapa 5 (Replegamiento local).

Su presencia es importante sobre todo en las formaciones Zuloaga, Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura. Además, tres familias de fracturas de cizalla: la primera familia es del tipo de  $hk_0 > "b"$  (Figuras 4.10b-a), la segunda del tipo  $Ok_1 > "b"$  (Figura 4.10b-a) y una tercera menos frecuente del tipo de  $Ok_1 > "c"$ . La orientación de su ángulo agudo sugiere que estas fracturas pudieron haberse formado en una etapa avanzada del plegamiento durante el acomodo de pliegues, relacionados con las estructuras principales. Este tipo de fracturas se observó en la zona de la charnela, donde ejes de pliegues pre-existentes adquirieron una mayor inmersión, debido a una

posible inversión de esfuerzos donde el esfuerzo intermedio ( $\sigma_2$ ), se permutó por el esfuerzo mínimo ( $\sigma_3$ ). Finalmente, en esta etapa se propone que las fracturas de tensión del tipo “**ac**” pudieron funcionar como zonas de acomodo relacionadas al fallamiento lateral que corta a la cabalgadura la Caja. Lo anterior, apoyado en que este tipo de fracturas fueron observadas principalmente en las formaciones más jóvenes, lo cual sugiere que se generaron desde las etapas tempranas hasta las finales del plegamiento en el anticlinal La Caja.

#### **4.6 Modelo de evolución y de emplazamiento**

A partir de la secuencia de deformación propuesta para el anticlinal la Caja, se propone un modelo de evolución que consiste principalmente de cinco etapas. La primera etapa, consiste en el depósito de estructuras gravitacionales o *slumps*. La segunda y la tercera etapa están relacionadas con la deformación que generó las estructuras de escala regional y local, respectivamente. En la cuarta etapa la deformación regional y local condicionó el emplazamiento de los magmas en la zona. Finalmente, una quinta etapa, que afecta a las estructuras regionales fuera del área de estudio, consiste de un periodo de extensión regional que generó fallamiento normal orientado NNW-SSE, el cual cortó las terminaciones periclinales de los anticlinales del arco de Concepción del Oro y canalizó magmatismo basáltico menor. A continuación, se describen las etapas propuestas en el modelo de evolución que aquí se plantea, ubicando además las etapas propuestas para la generación de las mesoestructuras descritas en los apartados anteriores.

##### **4.6.1 Etapa 1 (Plegamiento sin-sedimentario “*slumps*”)**

Durante esta etapa el patrón de sedimentación se comportó de manera inestable por lo que fueron comunes los procesos gravitacionales, los cuales favorecieron el desarrollo de estructuras de *slumps* depositados en una posible cuenca, con dos posibles paleopendientes, la primera localizada hacia el Oeste (**Figura 4.11d-a**) y la segunda hacia el Sur (**Figura 4.11d-c**). Lo anterior es

interpretado de acuerdo a la orientación de los ejes rotados de los *slumps* documentados en la Formación Caracol, los cuales muestran dos *trends* preferenciales, el primero en dirección N-S (**Figura 4.11d-b**) asociado con los flujos procedentes del Oeste y el segundo E-W (**Figura 4.11d-d**) asociado con los flujos procedentes del Sur.

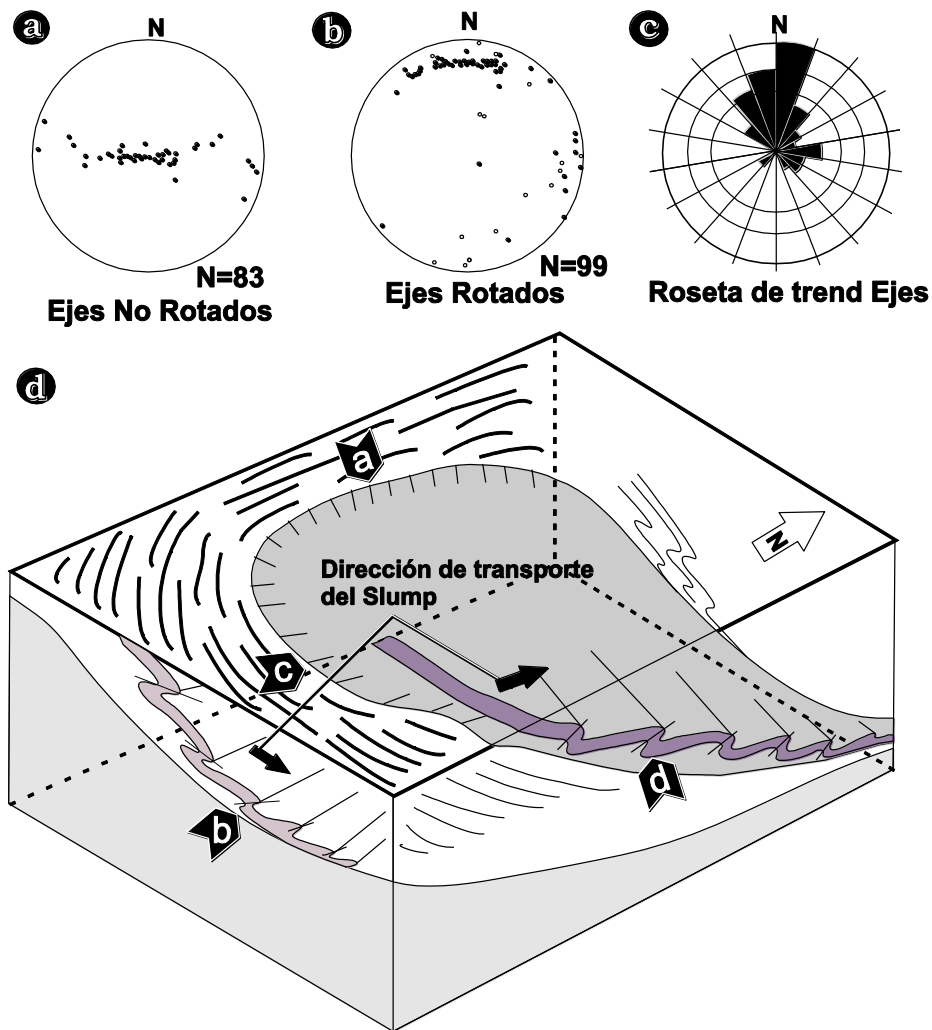


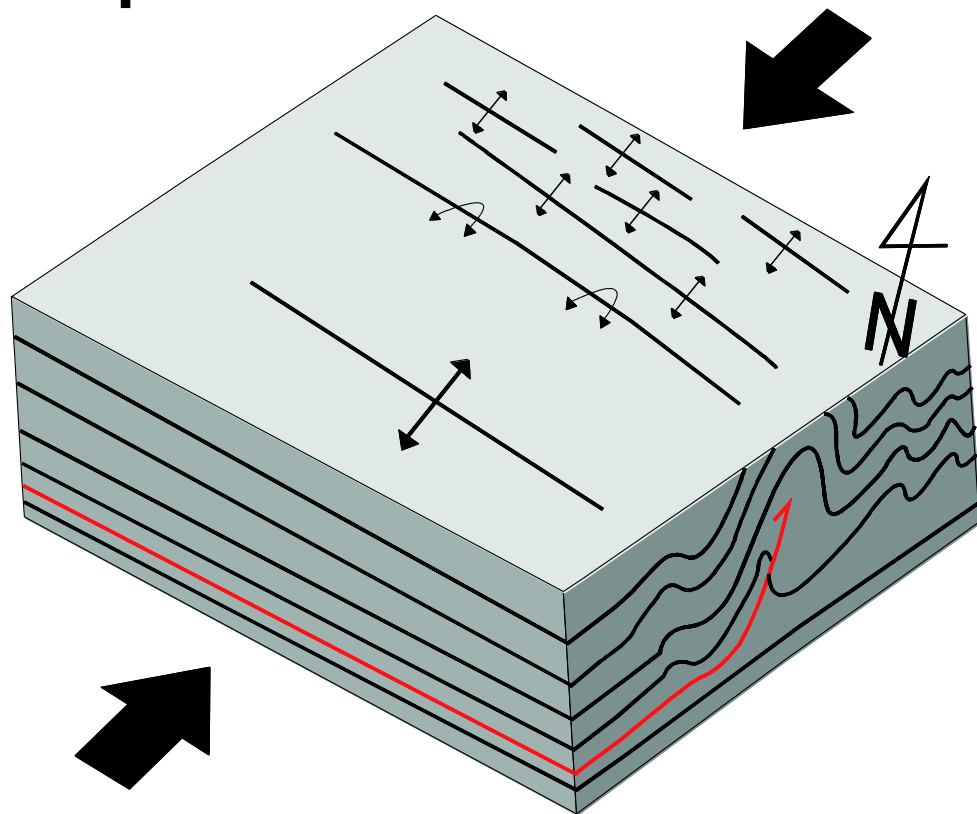
Figura 4. 11: Etapa 1 Plegamiento sin – sedimentario (slumps).

#### 4.6.2 Etapa 2 Deformación regional

Esta etapa (**Figura 4.12**) corresponde al primer evento de acortamiento de orientación general que varía de NE-SW a N-S, el cual es congruente con la formación de las estructuras regionales, tales como: el plegamiento orientado

NW-SE a casi E-W (anticlinal de la Sierra La Caja), y la cabalgadura La Caja, estructuras principales en el área de estudio. Los procesos ocurridos durante esta etapa incluyen desde la generación de las estilolitas diagenéticas, relacionadas con el desarrollo de la cuenca (**Figura 4.9a-a**), el inicio del plegamiento (**Figura 4.9b**), hasta las etapas iniciales (**Figura 4.9c**) y tardías de la cabalgadura La Caja (**Figura 4.9d**), en donde la cabalgadura ceso su desplazamiento y con ello el plegamiento regional.

## Etapa 2



---

Figura 4. 12: Etapa 2 Deformación compresiva a escala regional en dirección NE-SW.

---

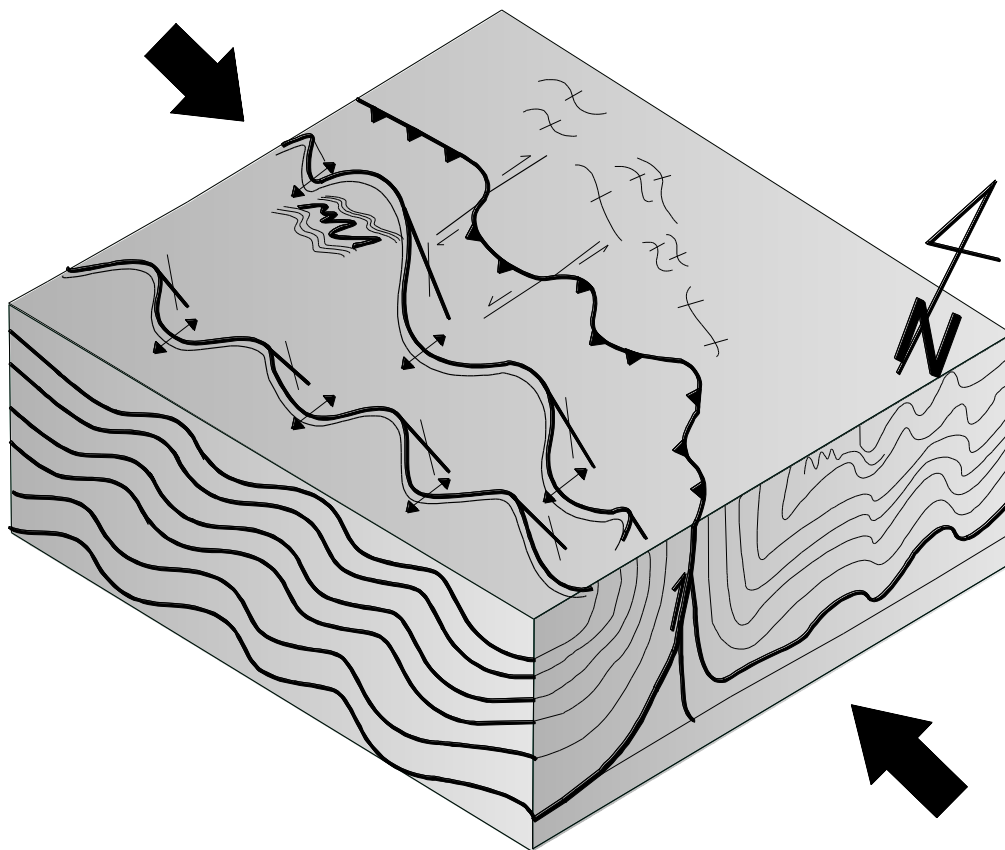
### 4.6.3 Etapa 3 Deformación Local

La etapa tres (**Figura 4.13**) corresponde a un segundo evento de acortamiento orientado WNW-ESE a casi E-W, relacionado al plegamiento local producto de



la deformación dúctil progresiva durante la generación del arco estructural o saliente de Concepción del Oro. Una vez finalizado dicho plegamiento, iniciaría un evento de transcurrencia, interpretado a partir de las grietas de tensión observadas en la zona de la charnela, que posiblemente correspondan al fallamiento lateral que desplazo a la cabalgadura La Caja (Etapa 4; **Figura 4.10a**). Por otro lado, en esta misma etapa se incluye la superposición del plegamiento (Etapa 5; **Figura 4.10b**), evidenciado por mesoestructuras como: ejes verticales en bandas de pedernal (**D2**, **Figura 4.10b-b**), estilolitas tectónicas (**E3**) y las fracturas de cizalla del tipo  $hk0 > "b"$  y del tipo  $0kl > "b"$  (**Figura 4.10b-a**).

### Etapa 3



**Figura 4. 13:** Etapa 3 Deformación compresiva a escala local en dirección en dirección E-W y etapa de transcurrencia

#### 4.6.4 Etapa 4 Extensión local y emplazamiento de magmas

La etapa 4 (**Figura 4.14**) corresponde al emplazamiento del Intrusivo Providencia, el cual provoco levantamiento y desviación de local del eje del anticlinal La Caja. Este emplazamiento fue favorecido por la geometría de la cabalgadura La Caja, que funciona como conducto a través del cual ascendió el magma. Por otro lado, durante esta misma etapa es posible que hayan ocurrido periodos de extensión local, evidenciados por el fallamiento E-W de cinemática lateral izquierda, que favorecieron el ascenso de magma a través de diques en el flanco frontal de la estructura (enjambre de diques El Colorado-La Pachona), aprovechando las superficies de fallas y los planos de estratificación de las formaciones Caracol y Parras.

### Etapa 4

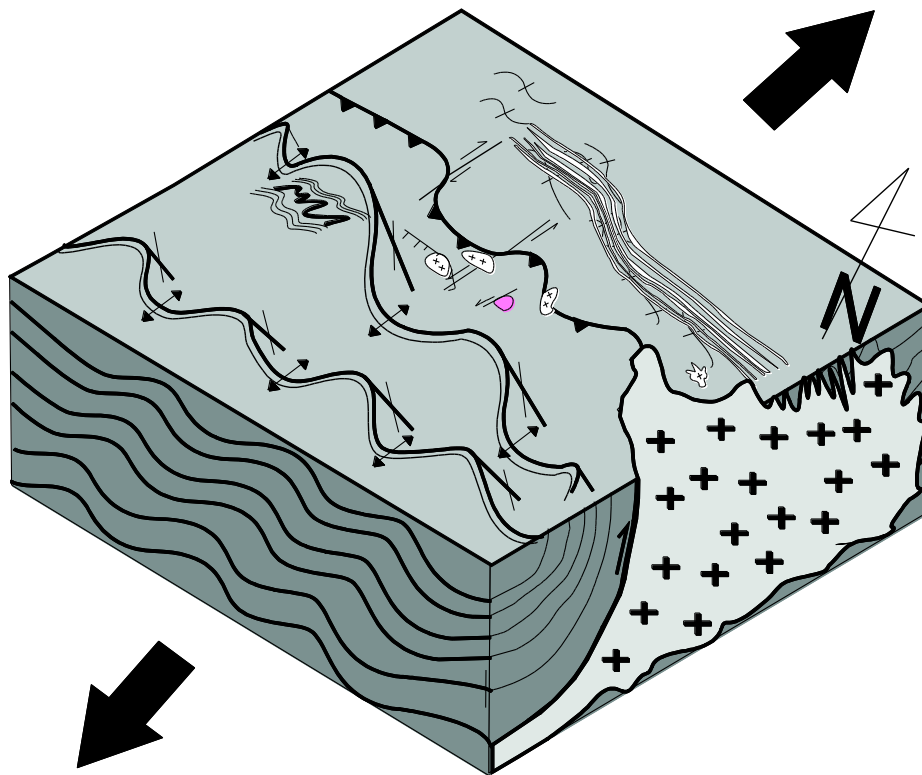


Figura 4. 14: Etapa 4 Extensión local en dirección NE-SW y emplazamiento de magmas en la zona de la charnela y flanco frontal del anticlinal La Caja.

## 5 CONCLUSIONES

La integración de la cartografía realizada, las secciones geológico-estructurales, relaciones de corte, como el análisis de las mesoestructuras en el área de estudio permitieron reconstruir una cronología de los principales eventos ocurridos en el anticlinal La Caja, los cuales se mencionan a continuación:

### 1. Etapa de sedimentación:

El primer evento está relacionado al depósito de las estructuras sin-sedimentarias o slumps rotacionales, asociados a la posible subsidencia e inestabilidad de la cuenca. De acuerdo a la orientación de los ejes de pliegues sin sedimentarios, se establecieron dos direcciones de transporte: la primera indica flujos procedentes del sur y está relacionada a los ejes de pliegues orientados E-W, mientras que la segunda, señala flujos procedentes del oeste, los cuales posiblemente se asocian a los ejes de pliegues orientados N-S.

### 2. Etapa de deformación regional:

Este segundo evento corresponde al plegamiento regional, el cual estuvo controlado por un acortamiento orientado NE-SW a N-S, el cual es congruente con la orientación NW-SE a E-W del anticlinal La Caja, la cabalgadura La Caja y con las vergencias principales de los mesopliegues. Las mesoestructuras relacionadas a esta etapa son: i) clivaje de plano axial, ii) las fracturas del tipo  $hk_0 > "a"$  y fracturas de tensión del tipo "**ac**", que acomodaron acortamiento paralelo a la capa y, iii) fracturas de tipo "**bc**" las cuales acomodaron extensión en la zona de la charnela. Este acortamiento sería transferido desde el borde del pacífico mexicano durante la acreción del Terreno Guerrero, y los propios inicios de la Orogenia Sevier-Laramide manifestada en la parte central de México.

### 3. Etapa de replegamiento local

El segundo evento corresponde al re-plegamiento de las estructuras (**D1**), el cual estuvo orientado WNW-ESE, asociado a una etapa de transcurrencia durante la etapa tardía de la deformación regional. Las mesoestructuras

asociadas a este evento son: i) los pliegues en bandas de pedernal con ejes verticales asociados con estructuras de *boudinage*; ii) estilolitas tectónicas perpendiculares al rumbo de las capas (E3) y, iii) fracturas de cizalla del tipo *hk0* > “**b**”.

#### 4. Etapa de emplazamiento de magmas

El tercer evento corresponde al emplazamiento de cuerpos intrusivos en la zona de la charnela (**Intrusivo Providencia**), como en el flanco frontal del anticlinal La Caja (**Enjambre de diques El Colorado-La Pachona**), asociado posiblemente a periodos de extensión local en dirección NE-SW. Las observaciones de campo, permiten discernir que:

- De acuerdo a las relaciones de corte y a la ausencia de foliación tectónica dentro de los cuerpos intrusivos emplazados en la charnela del anticlinal La Caja, el emplazamiento del intrusivo Providencia fue post-tectónico.
- La geometría de la cabalgadura La Caja favoreció el ascenso de magma que alimentó al intrusivo Providencia, generando rebaje magmático (**stopping**) evidenciado por la presencia de algunos xenolitos; así como por la ausencia de algunas formaciones, las cuales fueron levantadas (**domming**) y plegadas menormente en el sector SE del área de estudio.
- El emplazamiento del enjambre de diques El Colorado-La Pachona estuvo favorecido por la disposición vertical de los estratos, como por el fallamiento lateral orientado E-W, observado en el flanco frontal del anticlinal La Caja. Este fallamiento posiblemente fue generado durante periodos de extensión locales, que crearon el espacio suficiente para el ascenso y emplazamiento de magmas.

Finalmente, las fases **D1** y **D2** se consideran como parte de la primera etapa de la deformación Sevier-Laramide, atribuida típicamente a una deformación de cobertura a partir de un nivel de despegue (*decollement*). El emplazamiento de magmas se considera posterior a la segunda fase de la deformación Sevier-

Laramide, en la cual el movimiento de bloques a niveles del basamento pudo haber favorecido el posterior ascenso de magmas.

## **5.1 Recomendaciones**

De acuerdo a las conclusiones llegadas en este trabajo, se plantean las siguientes recomendaciones con el propósito de ampliar el entendimiento de la deformación y el magmatismo observado en este sector de la Sierra Madre Oriental:

- Análisis estructurales en zonas cercanas al área de estudio, específicamente para comprobar si el fallamiento lateral de rumbo E-W, documentado en este trabajo, corresponde a un lineamiento regional.
- Estudios de gravimetría con el objetivo de conocer la disposición y extensión a profundidad de los cuerpos intrusivos, así como la posible configuración del basamento.
  - Estudios geocronológicos (U-Pb en circones), para obtener las edades de cristalización de los diques correspondientes al enjambre de diques El Colorado – La Pachona, con el objetivo de obtener una edad absoluta para la culminación de la deformación en esta zona.

## 6 REFERENCIAS

- ALLMENDINGER, R. W., JORDAN T. E.** (1981) Mesozoic evolution, hinterland of the Sevier orogenic belt: *Geology*, v. 9, no. 7, p. 308-313.
- ANDERSON, E. M., (1951)** The dynamics of faulting, Edinburgh, Oliver & Boyd
- ANDERSON, T. H., MCKEE, J.W., JONES, N.W.** (1991) A northwest trending, Jurassic Fold Nappe, Northernmost Zacatecas, Mexico: *Tectonics* v. 10, no. 2, p. 383-401.
- ANGELIER, J.** (1994) Fault Slip Analysis and Palaeostress Reconstruction in Hancock, P. L., ed., *Continental deformation* University of Bristol, U.K, Pergamon Press p. 421.
- ARMSTRONG, R. L.** (1968) Sevier Orogenic Belt in Nevada and Utah: Geological Society of America Bulletin, v. 79, no. 4, p. 429-458.
- ASHLEY-HELMKE, E.** (2008) *Structural Analysis of cleavage at Sandy Hollow, Mc Cartney Mountain Fold and Thrust Salient, Southwest Montana* [MSc] Montana State University 131 p.
- BARBOZA-GUDINO, J. R.** (2012) Sedimentary Tectonics and Stratigraphy: The Early Mesozoic Record in Central to Northeastern Mexico in Elitok, Ö., ed., *Stratigraphic Analysis of Layered Deposits*, InTech.
- BARBOZA-GUDINO, J. R., HOPPE, M., GÓMEZ-ANGUIANO, M., MARTÍNEZ-MACÍAS, 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, p. 299 - 319.
- BARBOZA-GUDINO, J. R., OROZCO-ESQUIVEL, M. T., GÓMEZ-ANGUIANO, M., 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-GUDINO, J. R., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. A., TORRES-SÁNCHEZ, S. A., VALENCIA, V. A.** (2011) Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v. 63, no. 2, p. 201-216.
- BARBOZA-GUDINO, J. R., TRISTAN-GONZALEZ, M., TORRES- HERNANDEZ, J. R.** (1998) The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico *Geofísica International* v. 37, no. 4, p. 283 -292.
- BARBOZA-GUDINO, J. R., TRISTAN-GONZALEZ, M., TORRES- HERNANDEZ, J. R.** (1999) Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review. , in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Volume 340, Geological Society of America Special Paper, p. 197-210.
- BARBOZA-GUDINO, J. R., ZAVALA-MONSIVÁIS, A., VENEGAS-RODRÍGUEZ, G., BARAJAS-NIGOCHÉ, L. D.** (2010) Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere* v. 6, no. 5, p. 621-640.
- BARTOLINI, C., MICKUS, K.** (2001) Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terrains: A preliminary interpretation based on gravity, outcrop, and subsurface data, northeast-central Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*, Volume **Memoir 75**, AAPG, p. p. 29-43.
- BURCHFIEL, B. C., DAVIS, G. A.** (1975) Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of an earlier hypothesis: *American Journal of Science*, v. 275-A, p. 363-396.

- BURCKHARDT, C.** (1906c) Geologie de la Sierra de Mazapil et Santa Rosa, International Geology Congress, Mexico, 10th sess Guide des Excursions, no. 26.: Mexico.
- BURCKHARDT, C.** (1930) Etude systématique sur le Mesozoïque mexicain *Memories Société Paléontologique Suisse*, Volume 49–50, p. 279.
- BURCKHARDT, C., SCALIA, S.** (1905) La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas: Boletín del instituto de geología, UNAM, v. 21, p. 44.
- BURKART, J.** (1836) Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834, Stuttgart, E, Schweizerbart'sche Verlagshandlung.
- CAMERON, K. L., LÓPEZ, R., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SOLARI, L. A., KEPPIE, D., SCHULZE, C.,** (2004) U-Pb Geochronology and Pb isotope compositions of leached feldspars: constrains on the origin and evolution of grenvillian rocks from eastern and southern Mexico, in Tollo, R. P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J, ed., *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, Volume **Memoir, 197**: Boulder, Colorado, Geological Society of America p. 755-769.
- CAMPA, M. F.** (1985) The Mexican Thrust Belt in Howell, D. G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for energy and Mineral Resources, Earth Sciences*, Volume **1** Earth Sciences Series p. 299-313.
- CAMPA, U. M. F., CONEY, P. J.** (1983) Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal Earth Sciences*, v. **20**, p. 1040-1051.
- CANTÚ-CHAPA, A.** (1969) Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. **1**, p. 71-72.
- CARRILLO-BRAVO, J.** (1961) Geología del anticlinorio HUizachal- Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. 13, no. 1/2, p. 1-98.
- CARRILLO-BRAVO, J.** (1982) Exploración petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* v. **34**, p. 21-46.
- CASTRO-REINO, S. F.** (2004) *Intrusion-related mineralization in the central sector of the Sierra Madre Oriental, Mexico* [Ph. D] University of Arizona, 400 p.
- CENTENO-GARCÍA, E., 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.
- CHAVEZ-CABELLO, G.** (2005) *Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, Mexico* [Doctor en Ciencias de la Tierra] Universidad Nacional Autónoma de México 266 p.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., VELASCO-TAPIA, F., SOSA-VALDÉS, R., WEBER, B., VALENCIA-MORENO, M.** (2007) Implicaciones tectónicas de la geocronología y geoquímica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas, in Delgado-Argote, L. A., Arango-Galván, C, ed., Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Volume **30**, GEOS, p. 219 p.
- CLARK, K. F., FOSTER, C. T., DAMON, P. E.** (1982) Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. **93**, no. 6, p. 533-544.
- CONEY, P. J.** (1976) Plate tectonics and the Laramide Orogeny: *New Mexico Geological Society* v. **Special Publication 6**, p. 5-10.
- CONEY, P. J.** (1978) Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, in Schmidt, R. B., and Eaton, G. P., eds., *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*, Volume **Memoir 152**: Boulder, Colorado., Geological Society of America, p. 33-50.

- CONEY, P. J.** (1983) Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. **XV (1)**, p. 6-15.
- CONEY, P. J., JONES, D. L., MONGER, J. W. H.** (1980) Cordilleran suspect terranes: *Nature (London)*, v. **288-5789**, p. 329-333.
- CONEY, P. J., REYNOLDS, S. J.** (1977) Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. **270**, p. 403-406.
- CONTRERAS- PÉREZ, J.** (2010) Un abordaje euleriano al problema del balanceo de secciones geológicas estructurales *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, p. 18-31.
- CORBERTT, K. D.** (1973) Open-cast slumps sheets and their relationship to sandstone beds in an Upper Cambrian flysch sequence, Tasmania: *Journal of sedimentary Petrology* v. **43**, p. 147-159.
- CROSS, E. K.** (2001) *Determination of Paleogeographic and depositional environment within phosphorite bearing remnants of the San Pedro del Gallo Terrane in Northeastern Mexico* [Ph. D] University of Texas at Dallas, 372 p.
- CURRIE, B. S.** (2002) Structural configuration of the Early Cretaceous Cordilleran foreland-basin system and Sevier thrust belt, Utah and Colorado: *Journal of Geology*, v. **110**, p. 697-718.
- D' ADDA, P.** (2010) *Eo-Alpinne Evolution of the Central Southern Alps insights from structural analysis and new geochronological constraints* [PhD] University of Milano 125 p.
- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M., CLARK, K. F.** (1981) Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Revista Instituto de Geología UNAM*, v. **5**, p. 223-238.
- DE CELLES, 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.
- DE CELLES, P. G., LAWTON, T. F., MITRA, G.** (1995) Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States *Geology*, v. 23, no. 8, p. 699-702.
- DE CSERNA, Z.** (1956) Tectónica de la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey, 20th Congreso Geológico Internacional Mexico, p. 87.
- DE CSERNA, Z.** (1976) Mexico; geotectonics and mineral deposits: *New Mexico Geological Society* v. Special Publication **6**, p. 8-25.
- DE LA GARZA-GRIMALDO, M.** (2010) *Estudio petrográfico y Geoquímico de la Porción Sur del Intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México*[Tesis de Licenciatura ] Universidad Autónoma de Nuevo León 103 p.
- DEBACKER, T. N.** (2012) Folds and cleavage/fold relationships in the Brabant Massif, southeastern Anglo-Brabant Deformation Belt *Geologica Belgica*, v. **15**, no. 1-2, p. 81-95.
- DEBACKER, T. N., DE MEESTER, E.** (2009) A regional, S-Dipping late early to middle Ordovician Palaeoslope in the Brabant Massif, as indicated by slump folds (Anglo-Brabant deformation belt, Belgium) *Geologica Belgica* v. **12**, no. 3-4, p. 145-159.
- DEBACKER, T. N., SINTUBIN, M.,VERNIERS, J.** (2001) Large-scale slumping deduced from structural and sedimentary features in the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium: *Journal of the Geological Society*, v. **158**, p. 341-352.
- DELGADO-GARCIA, S., MORALES-ACOSTA, G.** (2010) *Cartografía y análisis estructural del intrusivo rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México* [Licenciatura] Universidad Autónoma de Nuevo León 151 p.



- DÍAZ, T.** (1953) Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas, Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Volume Guidebook, 6. .
- DÍAZ-GONZÁLEZ, T.** (1951) Sección geológica a través de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana, N.L: PEMEX.
- DICKINSON, W. R.** (1971) Plate Tectonic Models for Orogeny at Continental Margins: *Nature*, v. 232, no. 5305, p. 41-42.
- DOWE, D. S., NANCE, R. D., KEPPIE, J. D., CAMERON, K. L., ORTEGA-RIVERA, A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., LEE, J. W. K.** (2005) Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the closure of the Rheic Ocean?: *International Geology Review*, v. 47, p. 920-937.
- DUCEA, M.** (2001) The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups: *GSA Today* v. 11, p. 4-10.
- DUNHAM, R. J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures, in Ham, W. E., ed., *Classification of Carbonate Rocks*, Volume Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists. , p. 108-121.
- DUNNE, W. M., HANCOCK, P. L.** (1994) Palaeostress Analysis of Small- Scale Brittle Structures in Hancock, P. L., ed., *Continental Deformation Volume 1*: University of Bristol, U.K. , Pergamon Press p. 421.
- EARP, J. R.** (1938) The higher Silurian rocks of the Kerry district, Montgomeryshire: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 94, p. 125-160.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. E., ARANDA-GARCIA, M., MARRET, R.** (2000) Tectónica de la Sierra Madre Oriental Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.
- ELLIOT, C. G., WILLIAMS, P. F.** (1988) Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 171-182.
- FASTOVSKY, D. E., HERMES, O. D., STRATER, N. H., BOWRING, S. A., CLARCK, J. M., MONTELLANO, M., HERNÁNDEZ, R. R.** (2005) Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, in Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W., and Steiner, M. B., eds., *The Mojave-Sonora Megashear hypothesis: assessment and alternatives* Volume Special Paper 393, Geological Society of America p. pp.233-258.
- FILLIPONE, J. A., YIN, A.** (1994) Age and regional tectonic implications of Late Cretaceous thrusting and Eocene extension, Cabinet Mountains, northwest Montana and northern Idaho: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, no. 8, p. 1017-1032.
- FISCHER, M. P., HIGUERA-DIAZ, I. C., EVANS, M. A., PERRY, E. C., LEFTICARIU, L.** (2009) Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1490-1510.
- FISCHER, M. P., JACKSON, P. B.** (1999) Stratigraphic controls on deformation patterns in fault- related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 613-633.
- FISHER, D. M., ANASTASIO, D. J.** (1994) Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold, Lost River Range, Idaho: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 337-354.
- FITZ-DÍAZ, E.** (2011) *Progressive Deformation, fluid flow and water-rock interaction in the Mexican Fold-Thrust Belt, Central Mexico* [Ph. D] University of Minnesota, 154 p.

- FRANCO-RUBIO, M.** (1999) Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Volume Special Paper **340**, Geological Society of America p. 211-227.
- GOLDHAMMER, R. K.** (1999) Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* Volume 340: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper p. 1-58.
- GOLDHAMMER, R. K., LEHMAN, P. J., TODD, R. G., WILSON, J. L., WARD, W. C., JOHNSON, C. R.** (1991) Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp p.:
- GÓMEZ-ALEJANDRO, C. E., GONZÁLEZ-AGUILAR, J. A.** (2010) *Análisis de la relación temporal de emplazamiento, mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas del intrusivo de Concepción del Oro, Zacatecas, México* [Licenciatura ] Universidad Autónoma de Nuevo León 142 p.
- GONZÁLEZ-GUZMÁN, R.** (2009) *Estudio petrográfico y geoquímico del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México* [Licenciatura ] Universidad Autónoma de Nuevo León 137 p.
- GOTTE, M., 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, Teil I*, v. **1991**, p. 1445-1466.
- GRAJALES-NISHIMURA, N., TERRELL, D. J., DAMON, P. E.** (1992) Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío- Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. **42**, p. 1-18.
- GUERRERO-SUASTEGUI, M.** (2004) *Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, Southwestern Mexico* Ph. D. ]: Memorial University of Newfoundland, 332 p.
- GUERRERO-SUASTEGUI, M., OCAMPO-DIAZ, Y. Z. E., HISCOTT, R., RAMÍREZ-ESPINOSA, J., GARCIA-DIAZ, J. L.** (2010) Orogenia Laramide o Acreción- Amalgamación de Terreno: Evolución estratigráfica-sedimentológica e implicaciones tectónicas de la cubierta Cretácica Superior (Formación Mezcala), región norte del estado de Guerrero in Valencia-Moreno, M. A., ed., *Simposio GeoLaramide* Volume 1: Hermosillo Sonora UNISON p. 52.
- GURSKY, H. J.** (1996) Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area, Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, v. **1**, p. 973-989.
- GURSKY, H. J., MICHALZIK, D.** (1989) Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, v. **H (5-6)**, p. 821-838.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G.** (1992) *El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la zona Cantábrica* [Ph. D.] Universidad de Oviedo 321 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., GROSS, M. R.** (1997) Geometry of inverted faults and related fold in the Monterrey Formation: Implications for the structural evolution of the southern Santa Maria Basin, California *Journal of Structural Geology*, v. **19**, no. 10, p. 1303-1321.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., GROSS, M. R.** (1999) Structures and mechanism associated with the development of a fold in the Cantabrian Zone thrust belt, NW Spain *Journal of Structural Geology*, v. **21**, p. 653-670.

- GUTIÉRREZ-AMADOR, M.** (1908) Las capas cárnicas de Zacatecas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. **4**, p. 29-35.
- HAMILTON, W., MYERS, W. B.** (1974) Nature of the Boulder Batholith of Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. **85**, no. 3, p. 365-378.
- HANCOCK, P. L.** (1985) Brittle microtectonics: principles and practice *Journal of Structural Geology* v. **7**, p. 437-457.
- HANCOCK, P.L.** (1994) *Continental Deformation* U.K., Pergamon Press p. 421.
- HARLAN, S. S., GEISSMAN, J. W., LAGESON, D. R., SNEE, L. W.** (1988) Paleomagnetic and isotopic dating of thrust-belt deformation along the eastern edge of the Helena salient, northern Crazy Mountains Basin, Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, no. 4, p. 492-499.
- HAYES, M., HANKS, C. L.** (2008) Evolving mechanical stratigraphy during detachment folding *Journal of Structural Geology*, v. **30**, p. 548-564.
- HEIM, A.** (1940) The front ranges of the Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. **33**, p. 313-352.
- HIGUERA-DIAZ, I. C., FISCHER, M. P.** (2005) Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico. *Tectonics* v. 24, p. 19.
- HUMPHREY, W. E.** (1956b) Tectonic Framework of Northern Mexico, *in* Association., G. C., ed., Volume **6**, Geol. Soc. Trans, p. 25-35.
- HUMPHREY, E. W.** (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**, no. 1, p. 89-176.
- HYNDMAN, D. W., TALBOT, J. L., CHASE, R. B.** (1975) Boulder batholith: A result of emplacement of a block detached from the Idaho batholith infrastructure?: *Geology*, v. **3**, no. 7, p. 401-404.
- IMLAY, R. W.** (1936) Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, v. **47**, p. 1091-1152.
- IMLAY, R. W.** (1937) Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. **48**, p. 587-630.
- IMLAY, R. W.** (1938) Studies of the Mexican Geosyncline: *Geological Society of America 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) Cretaceous formations of Central America and Mexico: *AAPG Bulletin*, v. **47**, p. 1091-1152.
- INGRAM, G. M., HUTTON, D. H. W.** (1994) The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia: *Geological Society of America Bulletin*, v. **106**, no. 5, p. 715-728.
- ISACKS, B. L.** (1988) Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline: *Journal of Geophysical Research*, v. **93**, p. 3211-3231.
- ISMAT, Z.** (2008) Folding Kinematics expressed in fracture patterns: An example from the Anti-Atlas fold belt, Morocco: *Journal of Structural Geology*, v. **30**, p. 1396-1404.

- ISMAT, Z., MITRA, G.** (2005) Fold-thrust belt evolution expressed in an internal thrust sheet, Sevier orogen: The role of cataclastic flow *Geological Society of America*, v. **117**, no. 5/6, p. 764-782.
- JASSO-SALDAÑA, J.** (2010) *Estudio Petrográfico y Geoquímico de la parte Norte del Intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México* [Licenciatura]: Universidad Autónoma de Nuevo León, 100 p.
- JONES, O. T.** (1939) The geology of the Colwin Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian Period: *Quarterly Journal of the Geological Society of London* v. **95**, p. 335-382.
- JONES, T. S.** (1938) Geology of Sierra de la Penia and paleontology of the Indidura Formation, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. **49**, p. 69-149.
- KALAKAY, T. J., JOHN, B. E., LAGESON, R. D.** (2001) Fault controlled pluton emplacement in the Sevier fold and thrust belt of southwest Montana, USA: *Journal of Structural Geology* v. **23**, p. 1151-1165.
- KELLUM, L. B., IMLAY, R. W., AND KANE, W. C.** (1936) Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. **47 (2)**, p. 969-1008.
- KELLY, W. A.** (1936) Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, v. **47**, p. 1009-1038.
- KEPPIE, D.** (2004) Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey *International Geology Review*, v. **46**, p. 765-794.
- KEPPIE, J. D., DOSTAL, J., NANCE, R. D., MILLER, B. V., ORTEGA-RIVERA, A., LEE, J. K. W.** (2006) Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia: *Precambrian Research*, v. **147**, p. 342- 353.
- KIDAN, T. W., CROSGROVE, J. W.** (1996) The deformation of multilayers by layer normal compression; an experimental investigation: *Journal of Structural Geology*, v. **18**, p. 461-474.
- KUENEN, P. H.** (1949) Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. **104**, p. 365-380.
- LAGESON, D. R., SCHMITT, J. G., HORTON, B. K., KALAKAY, T. J., BURTON, B. R.** (2001) Influence of Late Cretaceous magmatism on the Sevier orogenic wedge, western Montana: *Geology*, v. **29**, no. 8, p. 723-726.
- LAWLOR, J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., OCHOA-CAMARILLO, H., CAMERON, K. L., TANNER, S. B.** (1996) U/Pb geochronology of the Huiznopala Gneiss of eastern Mexico; paleogeographic significance and an example of potential problems in interpreting Grenvillian U/Pb zircon ages from Mexico: EOS, Transactions, American Geophysical Union v. 77, no. 46, p. 759.
- LAWLOR, P. J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMERON, K. L., OCHOA-CAMARILLO, H., LOPEZ, R., SAMPSON, D. E.** (1999) U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, v. **94**, p. 73-99.
- LE MAITRE, R. W.** (2002) Igneous rocks, a classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge Univ. Press.
- LONGORIA, J. F., CLOWES, D. M., MONREAL, R.** (1999) The type Mesozoic succession of northern Mexico: Canion La Casita.
- LÓPEZ-INFANZÓN, M.** (1986) Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. **47**, p. 1-42.

- LOZANO-SERNA, J.** (2010) *Análisis estructural y modelo de emplazamiento del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México* [Licenciatura ] Universidad Autónoma de Nuevo León 173 p.
- MARRET, R., ALLMENDINGER, R. W.** (1990) Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. **12 (8)**, p. 973-986.
- MARRET, R., ARANDA, G. M.** (2001) Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold thrust belt, Mexico, in Marret, R., ed., *Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México*, Volume **Guidebook, 28**: Austin, Texas Bureau of Economic Geology, p. 31-55.
- MARSHAK, S., WOODWARD, N.** (1988) Introduction to Cross-section balancing in Marshak, S., and Mitra, G., eds., *Basic Methods of Structural Geology* New Jersey Prentice Hall p. 303-332.
- MARTÍNEZ-PÉREZ, J.** (1972) Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. **24 (7-9)**, p. 327-402.
- MCCLAY, K. R.** (1992) Glossary of thrust tectonics terms, Chapman and Hall, 433 p.:
- MCKEE, J. W., JONES, N. W., LONG, L. E.** (1990) Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. **102**, p. 593-614.
- MEIBURG, P., CHAPA-GUERRERO, J. R., GROTEHUSMANN, I., KUSTUSCH, T., LENTZY, P., DE LEÓN-GÓMEZ, H., MANSILLA-TERÁN, M.** (1987) El basamento precretácico de Aramberri, estructura clave para comprender el "decóllement" de la cubierta jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental, México, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, Volume **2**: Linares, Nuevo León Universidad Autónoma de Nuevo León p. 15-22.
- MICHALZIK, D.** (1985) Stratigraphy and Paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic-Lowermost Cretaceous): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, v. **9/10**, p. 1161-1169.
- MICHALZIK, D.** (1991) Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary geology*, v. **71**, p. 243-259.
- MITRA, S.** (2002) Structural models of faulted detachment folds *AAPG Bulletin*, v. **86**, no. 9, p. 1673-1694.
- MITRE-SALAZAR, L. M.** (1989) La Megafalla Laramídica de San Tiburcio, Estado de Zacatecas *Revista Instituto de Geología UNAM*, v. **8**, no. 1, p. 47-51.
- MIXON, R. B., MURRAY, G. E., DIAZ, T.** (1959) Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *AAPG Bulletin*, v. **43**, p. 757-771.
- MUIR, J. M.** (1936) Geology of the Tampico Region, Mexico: *AAPG Bulletin*, p. 280.
- NANCE, R. D., FERNÁNDEZ-SUAREZ, J., KEPPIE, J.D., STOREY, C., JEFFRIES, T.E.** (2007) Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, in Linnemann, U., Nance, R. D., Kraft, P., and Zulauf, G., eds., *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, Volume Special Paper **423**: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 453-464.
- OCAMPO-DIAZ, Y. Z. E.** (2007) *Evolución Sedimentológica y Geoquímica del Miembro arenoso Galeana (Formación Taraises)* [Maestro en Ciencias Geológicas] Universidad Autónoma de Nuevo León 336 p.
- OCAMPO-DIAZ, Y. Z. E.** (2011) *Implicaciones Tectono-Sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de sabinas)* [Ph. D.] Universidad Autónoma de Nuevo León 296 p.

- ORTEGA-GUTIERREZ, F., RUIZ, J., CENTENO-GARCIA, E.** (1995) Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, no. 12, p. 1127-1130.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J.** (1982) *Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico* [Ph. D] University of Texas at Austin, 217 p.
- PANTOJA-ALOR, J.** (1972) La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango, Segunda Convención de la Sociedad Geológica Mexicana p. 25-31.
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H., FOWLER, T. K. J.** (1991) Aureole Tectonics, in Kerrick, D. M., ed., *Contact Metamorphism*, Volume 26, Mineralogical Society of America, Mineral Review, p. 673-722.
- PETERSON-RODRIGUEZ, R. H.** (2001) *Análisis estructural en el anticlinorio de La Casita, Sierra de Parras, Coahuila, México* [Maestro en ciencias Geológicas] Universidad Autónoma de Nuevo León 186 p.
- PETIT, J. P.** (1987) Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks *Journal of Structural Geology*, v. 9, no. 5/6, p. 597-608.
- PINZON-SOTELO, M. P.** (2012) *Análisis sedimentológico y petrográfico de la Formación Caracol (Cretácico Superior), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas* [Maestro en Ciencias Geológicas] Universidad Autónoma de Nuevo León 134 p.
- POBLET, J.** (2004) Geometría y Cinemática de Pliegues relacionados con Cabalgamientos *Trabajos de Geología* Volume 27: Universidad de Oviedo p. 627-662.
- POBLET, J., McCLAY, K.** (1996) Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. : *AAPG Bulletin*, v. 80, no. 7, p. 1085-1109.
- POLLARD, D. D., AYDIN, A.** (1988) Progress in understanding jointing over the past century: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181-1204.
- PRICE, N. J., COSGROVE, J. W.** (1990) *Analysis of geological structures*, Cambridge University Press, 502 p.
- RAMÍREZ-ESPINOSA, J.** (1984) La Acreción del Bloque del Terreno Misteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v. 45, no. 1-2, p. 7-19.
- RAMIREZ-PEÑA, C. F.** (2011) *Cartografía Geológica y Análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro, Zacatecas* [Licenciatura] Universidad Autónoma de Nuevo León 177 p.
- RAMSAY, J. G.** (1967) *Folding and fracturing of rocks*, New York, Mcgraw-hill.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I.** 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology*, New York Academic Press.
- READING, H. G., COLLINSON, J. D.** (1996) *Deep Seas*, in Reading, H. G., ed., *Sedimentary environments; Processes, Facies, and Stratigraphy* Oxford, U. K., Blackwell Science, p. 395-453.
- ROGERS, C. L., DE CSERNA, Z., TAVERA, E., ULLOA, S.** (1956) General Geology and Phosphate Deposits of Concepción del Oro District, Zacatecas México *Geological Survey Bulletin* v. 1037-A, p. 110.
- ROURE, F.** (2008) Foreland and Hinterland basins: what controls their evolution? *Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone* Volume 101: Birkhäuser Verlag, Basel, p. 5-29.
- 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)* [Doctor en Ciencias] Universidad Autónoma de Nuevo León 217 p.

**RUBIO-CISNEROS, I. I., LAWTON, T. F.** (2011) Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early- Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere* v. **7**, no. 1, p. 159-170.

**RUBIO-CISNEROS, I. I., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. A., 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 de México*, v. **63**, no. 2, p. 137-156.

**RUEDA GAXIOLA, J., LÓPEZ-OCAMPO, E., DUEÑAS, M. A., RODRÍGUEZ, J. L., TORRES-RIVERO, A.** (1999) Palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros allogroup, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F., ed., *Mesozoic Sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Volume Special Paper **340**, Geological Society of America p. 229-269.

**RUEDA GAXIOLA, J., MINERO, M., URIBE, G.** (1991) Las condiciones de depósito, tectónicas, climáticas y diagénicas del Alogrupo La Boca (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina) a partir del análisis de Difracción y Fluorescencia de rayos X: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León v. **6**, p. 207-209.

**SCHOLTEN, R.** (1982) Continental subduction in the northern U.S. Rockies: A model for back- arc thrusting in the western Cordillera, in Powers, R. B., ed., *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt*, Volume 1: Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 123-136.

**SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (2000):** Carta Geológico-Minera Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250,000). Zacatecas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí.

**SILVA-ROMO, G.** (1993) *Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, estados de San Luis Potosí y Zacatecas* [M. Sc.] Universidad Nacional Autónoma de México 111 p.

**SILVA-ROMO, G., ARELLANO-GIL, J., MENDOZA-ROSALES, C., NIETO-OBREGÓN, J.** (2000) A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. **13**, p. 429-442.

**SMITH, A. G.** (1981) Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to North America, in Price, N. J., and Mc-Clay, K. R., eds., *Thrust and nappe tectonics*, Volume Special Publication No. 9, Geological Society (London). p. 111-124.

**SOSA-VALDÉS, R.** (2011) *Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas, México* [licenciatura ] Universidad Autónoma de Nuevo León, 127 p.

**STEWART, J. H., BLODGETT, R. B., BOUCOT, A. J., CARTER, J. L., LÓPEZ, R.** (1999) Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, in Eds. Ramos, V. A., Keppie, D., ed., *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Volume Special Paper **336**: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. p. 227-252. .

**STRAWS, S. H.** (1937) The higher Ludlovian rocks of the Builth district: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. **93**, p. 406-456.

**SUPPE, J.** (1983) Geometry and kinematics of fault bend folding. *American Journal of Science*, v. 283, p. 684-721.

**SUPPE, J.** (1985) *Principles of Structural Geology*, New Jersey, Prentice- Hall, 537 p.:

**SUPPE, J., CONNORS, C. D., ZHANG, Y.** (2004) Shear fault-bend folding in McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* Volume **82**, AAPG, p. 303-323.

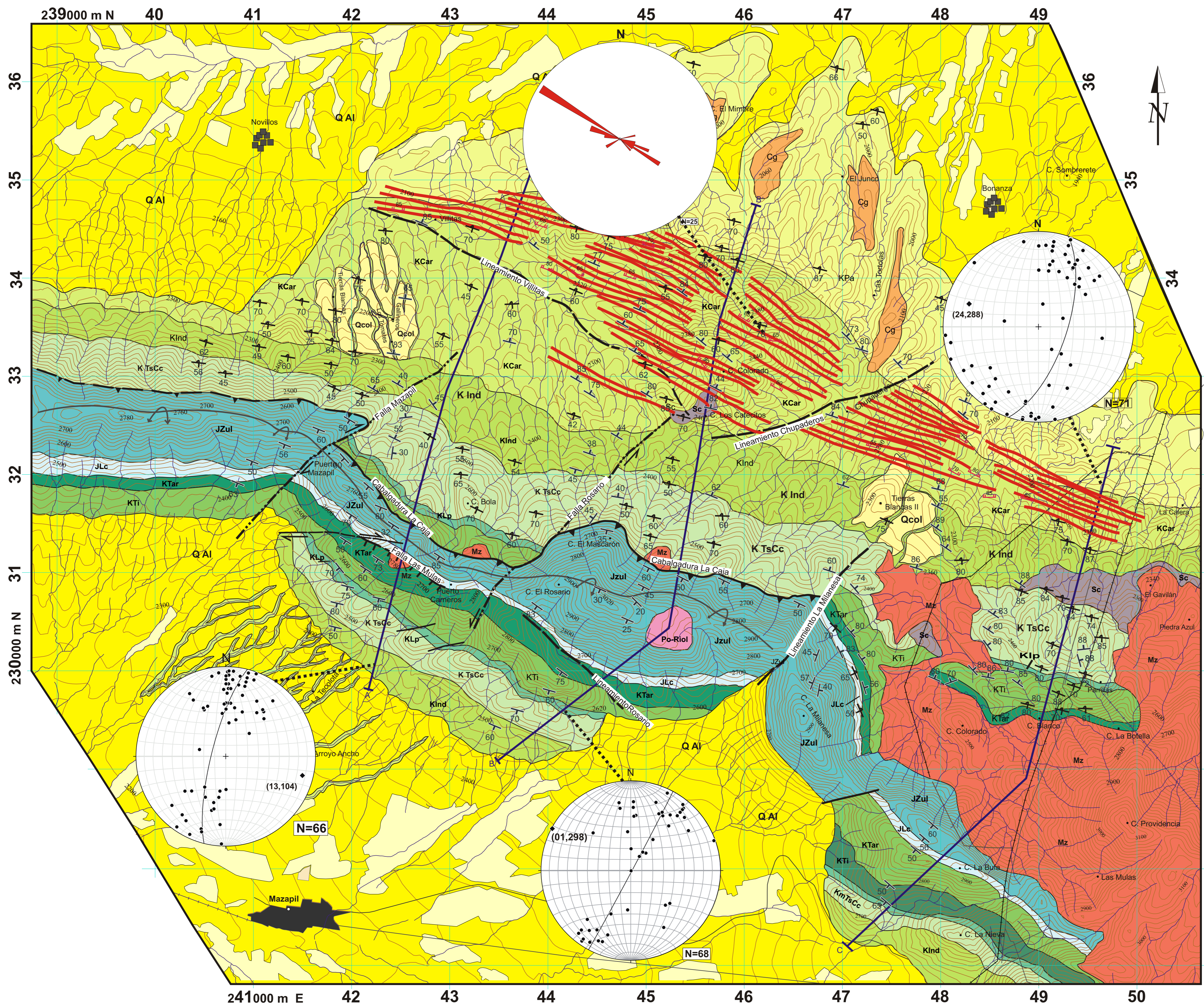
- SUPPE, J., MEDWEDEFF, D. A.** (1990) Geometry and kinematics of fault propagation folding *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. **83**, p. 409-454.
- TARDY, M.** (1973) Les phases tectoniques du secteur transverse de Parras Sierra Madre Oriental (Mexique): *Buletin du le Societe Geologique du France* v. 7, no. 3-4, p. 362-366.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P. J., GRAJALES, N. M.** (1999) A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of souther North America, *in* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North Cental Mexico.* , Volume 340 Boulder, Colorado Geological Society of North America Special Paper, p. 1-58.
- TWISS, R. J., MOORES, E. M.** (1992) *Structural Geology*, New York, W. H. Freeman and Co, 532 p.:
- VALENCIA-MORENO, M., RUIZ, J., BARTON, M. D., PATCHETT, P. J., ZÜRCHER, L., HODKINSON, D. G., ROLDÁN-QUINTANA, J.** (2001) A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. **113**, no. 11, p. 1409-1422.
- WOODCOCK, N. H.** (1976) Ludlow Series slumps and turbidites and the forma of the Montgomery Trough, Powis, Wales. *Geological society Association*, v. 87, no. 2, p. 169-182.
- WOODCOCK, N. H.** (1979) The use of slumps structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology* v. 26, p. 83-99.
- WOODCOCK, N. H., FISCHER, M.** (1986) Strike-Slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, v. **8** no. (7), p. 725-732.
- ZARATE, M. P. J., ARANDA, G. M.** (1982) Estudio Estratigráfico - sedimentario del Jurásico Superior Prospecto Concepción del Oro (Etapa 1): PEMEX.
- ZAVALA-MONSIVAÍS, A., BARBOZA-GUDINO, J. R., VALENCIA, V. A., RODRÍGUEZ-HERNÁNDEZ, S. E., GARCÍA ARREOLA, M. E.** (2009) Las sucesiones volcánicas pre-Cretácicas en el noreste de México, Libro de resúmenes de la reunión anual Volume 29 (1): Puerto Vallarta Jalisco., Unión Geofísica Mexicana, GEOS, p. 53.
- ZHOU, Y.** (2005) *Structural Evolution of the Sierra Madre Oriental Fold Thrust Belt, East Central Mexico* [Ph. D.] University of Houston 162 p.



ANEXO

MAPA Y  
SECCIONES GEOLÓGICO –  
ESTRUCTURALES





### LEYENDA

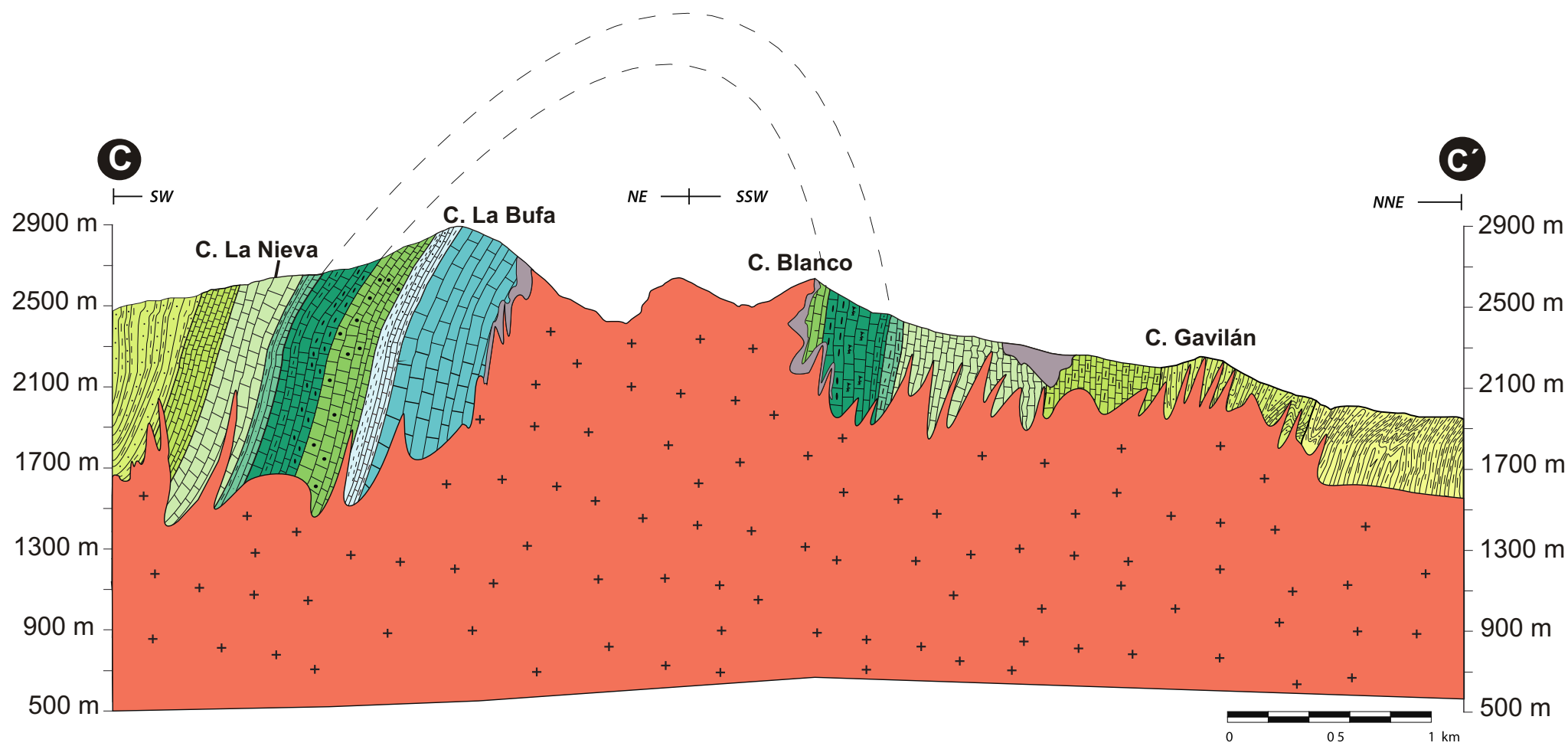
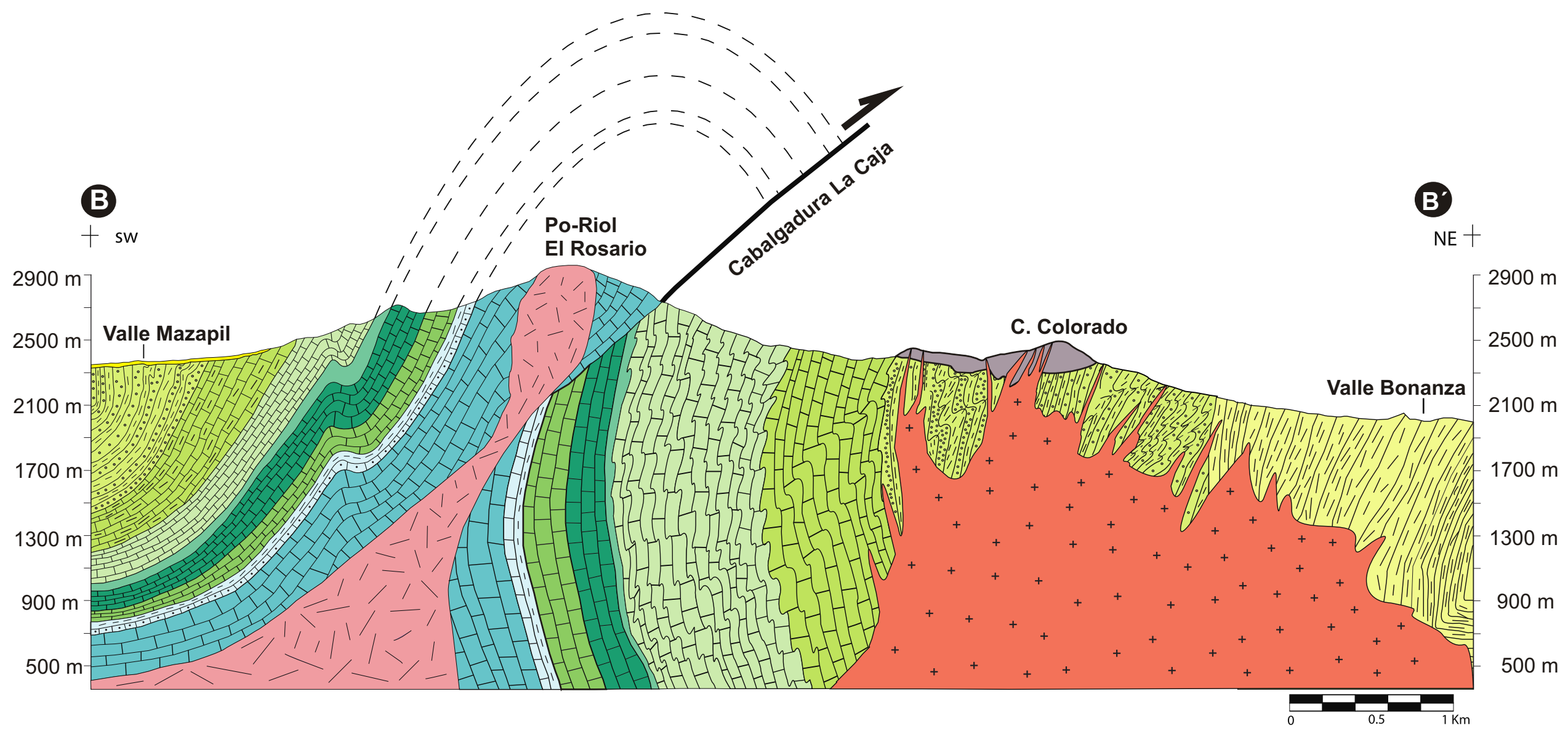
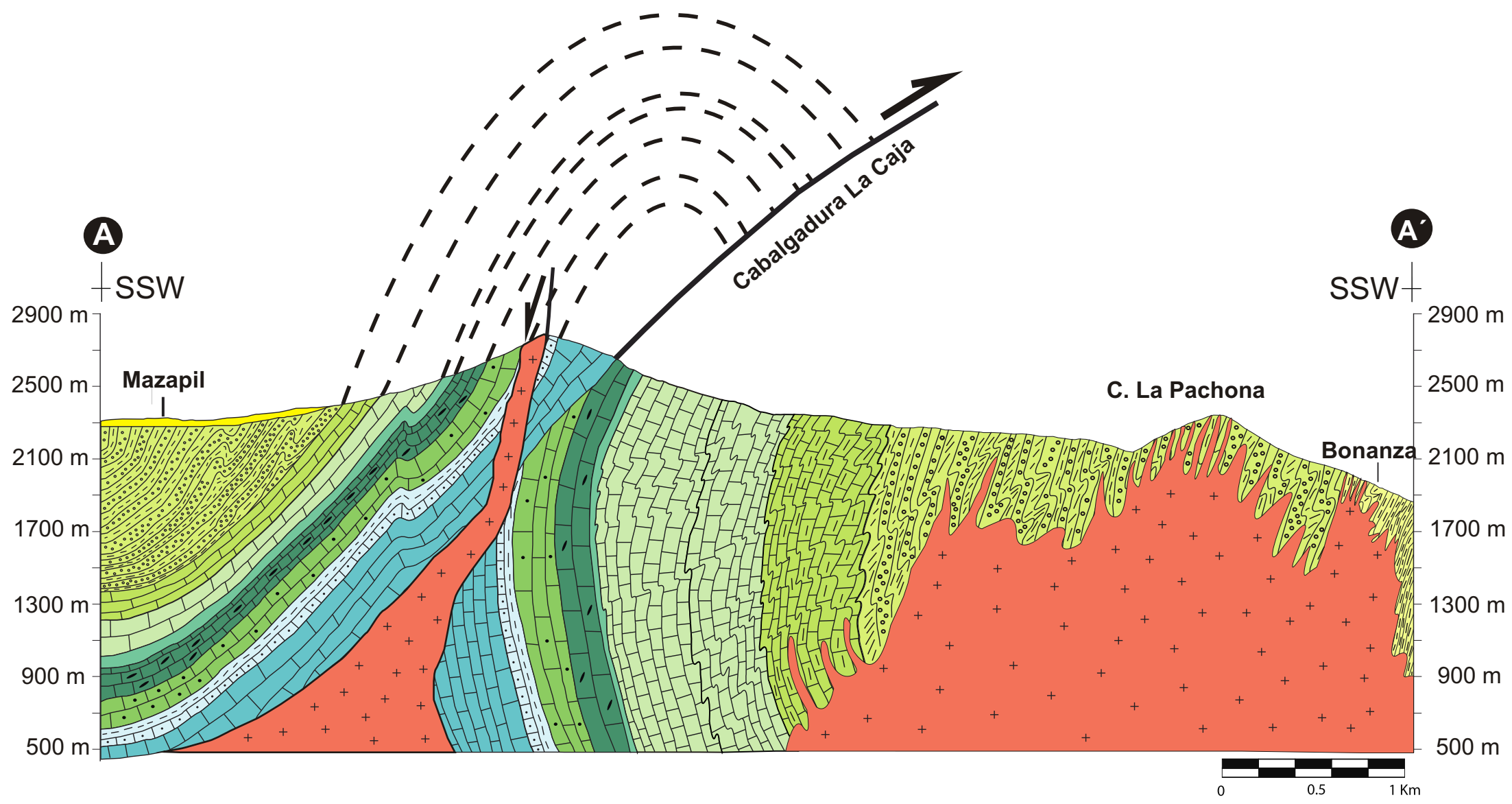
Cuaternario	Aluvi3n	Q AI	
	Coluvi3n	Q col	
	Terciario	P3rfido Riol3tico	Po-Riol
		Scarn	Sc
		Diques El Colorado - La Pachona	Dq
Cret3ceo	Intrusivo Providencia	Mz	
	Conglomerado Polim3ctico	Cg	
	Formaci3n Parras	K Pa	
	Formaci3n Caracol	K Car	
	Formaci3n Indidura	K Ind	
	Formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura	K TsCc	
	Formaci3n La Pe3a	K Pña	
	Formaci3n Tamaulipas Inferior	K Ti	
	Formaci3n Taraises	K Tar	
	Jur3sico	Formaci3n La Caja	J Lc
Formaci3n Zuloaga		J Zul	
Estructuras	Rumbo y echado de dique	85	
	Rumbo y echado Estratificaci3n normal		
	Rumbo y echado Estratificaci3n invertida		
	Contacto litol3gico		
	Falla Inversa		
	Falla lateral Inerida		
	Falla normal		
Lineamiento			
Topografia	Antiforma Invertida		
	Secci3n Geol3gica		
	Curva de Nivel		
	R3os		
	Carreteras		
Poblados			
Area urbana			
		0 1 2 km	

**U**  
**Z**  
**L**

*Anexo 1. Mapa Geol3gico - Estructural del 3rea Bonanza - Providencia, Zacatecas*

Ariel Ram3rez D3az Diciembre 2012





<b>U A N L</b>	<i>Anexo 2. Secciones Geológico - Estructurales del área Bonanza - Providencia, Zacatecas</i>
	Ariel Ramírez Díaz <i>Diciembre 2012</i>